ПРЕЗИДИУМ КНЦ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КНЦ РАН
КОЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РМО



ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

**V Всероссийская (с международным участием)
Ферсмановская научная сессия, посвященная
90-летию со дня рождения
д.г.-м.н. Е.К. Козлова**

**Апатиты
14-15 апреля 2008 г.**

Рекомендовано к печати
Ученым советом Геологического института КНЦ РАН и Советом Кольского отделения РМО

УДК 55+553 (470.21)
ISBN
Петрология и минерагения Кольского региона
Труды V Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты, 14-15 апреля 2008 г.
Изд-во: Кольского научного центра РАН, 2008. 330 с.

В сборнике представлены материалы конференции, охватившие основные направления исследований, проводимых Геологическим институтом КНЦ РАН: геология, петрология, геофизика, минералогия, кристаллография, геохимия, геохронология, а также история изучения региона. Особенностью V Ферсмановской научной сессии являются доклады лауреатов премии им. А.Е. Ферсмана Российской Академии наук.

Издано при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-06022) и департамента экономического развития Мурманской области (программа «Развитие науки, научно-технической и инновационной деятельности в Мурманской области на 2006-2008 годы»)

Главный редактор — д.г.-м.н., профессор **Войтеховский Ю.Л.**

Редакторы: к.г.-м.н. **Петровский М.Н.**, к.г.-м.н. **Рундквист Т.В.**

Макет и подготовка материалов**: Мансурова Н.А.**, **Чистякова Л.Д.**
Фоторепортаж: **Красоткин И.С.**, **Хитров С.А.**

© Коллектив авторов, 2008
© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2008
© Кольское отделение Российского минералогического общества, 2008

СОДЕРЖАНИЕ

Войтеховский Ю.Л. Открытие V всероссийской Ферсмановской научной сессии «Петрология и минерагения Кольского региона», посвященной 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова… 8

Петров В.П. Роль Е.К. Козлова в развитии академического научного центра на Кольском полуострове... 9

ИСТОРИЯ НАУКИ

Анисимова Г.А. К 100-летию со дня рождения учёного-геохимика Б.Н. Мелентьев..... 14

Войтеховский Ю.Л. Три рукописи об истории освоения Кольского Заполярья……. 17

Гречко В.А. Несколько слов филолога об академике А.В. Сидоренко …… 33

Докучаева В.С. Воспоминания о Е.К. Козлове……... 36

Дудкин О.Б. Ирина Дмитриевна Борнеман-Старынкевич (1890 – 1988) …… 37

Жамалетдинов А.А. Встречи с Е.К. ……..... 39

Загородный В.Г. Светлой памяти Евгения Константиновича Козлова.……... 40

Кабдулова Л.М. Книги из коллекции академика А.Е.Ферсмана в фондах библиотеки Кольского научного центра…….. 41

Красоткин И.С., Лесков А.Л., Войтеховский Ю.Л., Шпаченко А.К. Бурное прошлое ущелья Гакмана 44

Лукьянова Т.А. (Соседко) Слово об Александре Васильевиче Сидоренко.……... 49

Макарова Е.И., Шпаченко А.К. «Феи деревянного дворца на озере Вудъявр» (О сотрудницах Тиетты. 1920-1930-е гг.)……..... 54

Мотов Д.Л.Слово о Е.К.Козлове……... 60

Пеков И.В. Коллекционер Александр Подлесный и минерал подлесноит.……..... 62

Плетнева Н.И. Евгений Константинович Козлов.…….. 66

Потапов С.С. Ия Дмитриевна Батиева (13.04.1922 – 16.10.2007 гг.)…… 69

Тюремнов В.А. Роль Е.К. Козлова в развитии геофизики в Геологическом институте.…… 72

Халезова Е.Б. Воспоминания о Хибинах.……... 75

Шпаченко А.К. Они были первыми (О составе первых Хибинских экспедиций А.Е.Ферсмана).…..... 76

ДОКЛАДЫ ЛАУРЕАТОВ ПРЕМИИ ИМ. А.Е. ФЕРСМАНА

Войтеховский Ю.Л. Предисловие к секции……... 83

Боруцкий Б.Е. Роль минералогических методов в решении геолого-петрологических проблем на региональных объектах (применительно к породам «Центральной дуги» и другим образованиям в Хибинском щелочном массиве)……. 87

Дистлер В.В., Юдовская М.А. Кластерная самосборка минеральных фаз платиновых металлов и ее рудогенетические следствия……..... 91

Дудкин О.Б. Апатит как возможный индикатор последовательности формирования пород Хибинских месторождений…… 94

Хомяков А.П. Ограничено ли число минеральных видов в природе?..... 98

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА

Митрофанов Ф.П. Геодинамика и металлогения Кольского региона..... 103

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Тюремнов В.А., Мудрук С.В. Крупная колчановидная складка и разломы в Кейвском террейне, северо-восток Балтийского щита: геологические следствия..... 107

Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Формационные типы и составы исходных расплавов раннепротерозойских перидотит-габбровых массивов Кольско-Карельского региона..... 110

Ветрин В.Р. Нижнекоровые гранулиты: возраст и этапы образования..... 114

Ветрин В.Р. Sm – Nd систематика посторогенных гранитоидов северной части Балтийского щита... 117

Вороняева Л.В., Пожиленко В.И. Устоярви – фрагмент гранит-зеленокаменной области (западная часть Мурманского домена)..... 120

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н. Источники щелочного магматизма Кузнецкого Алатау: изотопно-геохимические ограничения на примере Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона..... 124

Горяинов П.М. О фантомах современной теоретической геологии..... 127

Диман Е.Н. Структурные особенности Саханьинского массива (Селеняхский кряж, Якутия) по данным локальных скоростей продольных и поперечных волн..... 131

Диман Е.Н. Общие принципы построения алгоритмов с реперными интервалами, основанных на теории ошибок, для целей геологии и примеры их использования..... 134

Еремин Г.М. Повышение полноты и качества оконтуривания рудных тел месторождений Хибин и их отработка при добыче..... 138

Иванов А.Н., Рапацкая Л.А. Термодинамическая модель интрузий базитов в связи с проблемой формирования расслоенных габброидных тел..... 141

Ильченко В.Л. О вариациях упругих и плотностных свойств коренных пород с поверхности Западно-Панского массива в районе нижнего расслоенного горизонта (Кольский полуостров)..... 144

Ильченко В.Л. О природе галек слоистых карбонатных пород в пляжевых отложениях Терского берега (Кольский полуостров)..... 147

Калашников А.О. Упорядоченность рельефа как поисковый признак..... 151

Каржавин В.К. Механизм образования расслоенности в интрузивах без SIN и COS..... 155

Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (геохимия и петрология) 161

Когарко Л.Н., Лайель Я., Брай Г. Мантийный источник суперкрупных редкометальных месторождений Кольского полуострова (Lu-Hf система) 165

Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Мартынов Е.В., Козлова Н.Е. Основные породы высокобарных гранулитовых поясов и вещественная гетерогенность раннедокембрийской мантии 166

Кулешевич Л.В. Геологическая и металлогеническая эволюция Северо-Карельских структур и золотое оруденение..... 170

Маракушев А.А., Скуфьин П.К. Кагуситы Кольского полуострова и проблема образования кварцевых рудных жил..... 175

Нерович Л.И., Савченко Е.Э., Серов П.А. Геолого-петрографическая характеристика Мончетундровского массива и новое проявление благороднометальной минерализации в породах массива..... 179

Перевозчиков Б.В. Геологические данные о формировании хромовых руд Сарановской расслоенной интрузии из хромитового расплава 183

Петровская Л.С., Петров В.П. Термодинамические условия образования гнейсов в Кольской серии и особенности геотермометрии применительно к изученным метаморфическим образованиям – использованные геотермобарометры……..... 187

Петровская Л.С., Петровский М.Н. Термодинамические условия образования эндербитов (Центрально-Кольский блок)……..... 192

Пожиленко В.И., Радченко М.К. Петрографические и петрохимические особенности пород габбро-лабрадоритовой формации Кольского региона……... 194

Предовский А.А. Некоторые существенные особенности и проблемы геологии Карело-Кольского региона (к 50-летию выхода в свет XXVII тома «Геология СССР» под ред. Л.Я. Харитонова)……..... 199

Скуфьин П.К., Яковлев Ю.Н. Сравнительный анализ геологических особенностей вулканитов Маярвинской свиты Печенгского комплекса на разной глубине…….. 201

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Структурно-тектоническая позиция расслоенных интрузивов протерозоя Карелии……... 205

Чернышов Н.М., Чернышова М.Н. Типы и эволюция сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудномагматических систем ВКМ ……..... 209

Чернышова М.Н. Положение и роль даек в общей модели формирования мамонского типа сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ …… 212

Чернявский А.В. Очерк геологии Панареченской вулкано-тектонической структуры ……..... 215

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Ультрабазит-базитовые полосчатые комплексы офиолитов как альтернатива расслоенным интрузивам ……... 219

Яковлев Д.А., Костровицкий С.И., Алымова Н.В. Особенности вещественного состава кимберлитов Вернемунского поля (Якутия) …… 222

Яковлев Ю.Н., Скуфьин П.К. Особенности рудной минерализации пород первой вулканогенной свиты Печенгского комплекса на глубине в приповерхностной зоне…….. 227

МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Борисова В.В. Коллекция Е.К. Козлова в музее Геологического института Кольского научного центра РАН (К 90-летию со дня рождения) ……. 231

Борисова В.В., Волошин А.В. Новые поступления в коллекцию музея Геологического института за 2007 год 233

Войтеховский Ю.Л. Реальные кристаллографические простые формы: новые результаты …… 235

Глаголев Е.В. Генетические коды минералов ……... 237

Глаголев Е.В. Гнейсо-мигматитовые комплексы и гранулированный кварц ……. 241

Глазов А.И. Геометрия округлых кристаллов……..... 245

Данилевская Л.А. Минералогические особенности кварцсодержащих пород кианит- и мусковит-сланцевых комплексов и перспективы их использования как нетрадиционных источников кварцевого сырья…… 248

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М. О сходстве процессов структурно-вещественной самоорганизации апатитовых месторождений Хибинского массива и железорудных месторождений Приимандровской структуры (Кольский полуостров)……..... 252

Калачев В.Ю., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Сферулы магнетита из аллювиальных отложений Кольского полуострова: химический состав и неоднородность……... 254

Калачёв В.Ю., Волошин А.В., Петровский М.Н., Савченко Е.Э. Твёрдое битумозное вещество (ТБВ) в метасоматитах Контозера …… 258

Каменский И.Л., Скиба В.И. Влияет ли спайность минералов на декрепитацию флюидных микровключений…… 262

Корчак Ю.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Минералы группы кричтонита в роговиках Хибинского массива……..... 264

Корчак Ю.А., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Породы трапповой формации в Ловозерском и Хибинском щелочных массивах (Кольский полуостров) 266

Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А., Зозуля Д.Р. Первая находка миметита в породах Сахарйокского щелочного массива (Кольский полуостров) …….....…. 270

Нерадовский Ю.Н. Минерагения никеля в ультраосновных породах Мончеплутона и Печенги…..... 272

Смирнова Н.Л. О фундаментальных проблемах наук …….. 273

Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Кононкова Н.Н. Ферриалланит-(CE) из карбонатитовых жил массива Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров …….. 276

Спиридонова Д.В., Бритвин С.Н., Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н. Ионный обмен в зорите: кристаллохимия Tl-, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм ……..... 281

Степенщиков Д.Г. О некоторых реальных открытых кристаллографических формах …… 284

Терехов Е.Н. Высокоглиноземистые минералы метаморфических комплексов Кольского полуострова как индикаторы тектонических условий ……... 287

Яковенчук В.Н., Селиванова Е.А., Пахомовский Я.А., Николаев А.П., Кривовичев С.В. Минералы группы иванюкита как яркий пример роли катионного обмена в природных системах ……... 291

ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Баянова Т.Б., Федотов Ж.А., Серов П.А., Жавков В.А., Елизаров Д.В. Изотопные U-Pb данные для бадделеита, циркона и Nd-Sr для пород Мончегорского рудного узла……..... 294

Голубева И.И., Махлаев Л.В. Геохимические особенности и предпосылки формирования докембрийских россыпеобразующих ильменитсодержащих глиноземистых сланцев…… 298

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Лехто Ю., Ернстрем Ю. Реконструкция истории формирования химического состава донных отложений озера Умбозеро за последние два столетия ……..... 301

Каулина Т.В., Капитонов И.В., Жавков В.А. Образование циркона при гранулитовом метаморфизме….. 305

Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. Кейвско-Колмозерский габбро-анортозитовый комплекс Кольского полуострова: петрология, изотопные данные ……..... 308

Лащук В.В., Беляева Т.В., Мельник Н.А., Усачёва Т.Т. Радиационно-гигиеническая характеристика гранитоидов Мурманского побережья как сырья для производства строительного щебня …….. 311

Лебедев А.К., Грачёв О.А. Инструментальная биогеохимическая съёмка при геологических поисках и съёмках на закрытых площадях …….. 314

Макаров Д.В., Мазухина С.И., Нестерова А.А., Нестеров Д.П., Меньшиков Ю.П., Зоренко И.В., Маслобоев В.А. Взаимодействие некоторых искусственных геохимических барьеров с растворами сульфата никеля ……. 315

Нивин В.А. Вариации состава углеводородных газов в Ловозерском массиве и возможные геохимические следствия…… 319

Нивин В.А., Сывороткин В.Л. Временной ход концентраций подпочвенного водорода в срединной кольцевой структуре Хибинского массива ……... 322

Фоторепортаж…… 327



Д.г.-м.н. Е.К. Козлов (1918-1974) – директор Геологического института (1953-1961) и председатель Президиума Кольского филиала АН СССР (1961-1970), почетный гражданин г. Кировск (1970), обладатель многих правительственных наград за боевые и трудовые заслуги. С именем Е.К. Козлова связан важный этап становления Геологического института и всего Кольского филиала АН СССР (ныне КНЦ РАН) в г. Апатиты и организация совместных с производственными геологическими экспедициями поисково-разведочных работ на Кольском полуострове. Основные направления его научных исследований - изучение петрологии и минерагении Монче-Волчьих-Лосевых тундр и пород гранулитовой формации. В первом направлении важным результатом стало доказательство цикличности магматизма в Мончегорском рудном районе и горизонтальной дифференциации ультраосновных пород Мончеплутона, во втором - обнаружение гетерогенности гранулитов. Оба вывода имели важное металлогеническое значение.

ОТКРЫТИЕ V ВСЕРОССИЙСКОЙ ФЕРСМАНОВСКОЙ НАУЧНОЙ СЕССИИ “ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА”, ПОСВЯЩЁННОЙ 90-летию СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ д.г.-м.н. Е.К. КОЗЛОВА

Глубокоуважаемые коллеги! Гости нашего города и сотрудники Кольского научного центра! Я с огромным удовольствием приветствую вас в Большом Актовом зале, где проводятся самые торжественные мероприятия, и объявляю V Всероссийскую Ферсмановскую научную сессию “Петрология и минерагения Кольского региона”, посвященную 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова, открытой!

Научная сессия проводится под эгидой Кольского научного центра РАН, Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения Российского минералогического общества при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 08-05-06022) и Департамента экономического развития при Правительстве Мурманской обл. Почётный президиум сессии: академик РАН В.Т. Калинников – председатель Президиума КНЦ РАН, академик РАН Ф.П. Митрофанов – советник РАН, академик РАН Д.В. Рундквист – президент Российского минералогического общества.

Позвольте напомнить несколько фактов из пока непродолжительной истории Ферсмановской научной сессии. I ФНС состоялась 22-23 апреля 2004 г. в честь 120-летия со дня рождения акад. А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова и собрала 37 докладов. II ФНС состоялась 18-19 апреля 2005 г. в честь 140-летия со дня рождения В. Рамзая, иностранного члена-корреспондента РАН, и собрала 49 докладов. III ФНС состоялась 27-28 апреля 2006 г. в честь 50-летия Кольского отделения РМО и собрала 60 докладов. IV ФНС состоялась 4-6 июня 2007 г. в честь 90-летия со дня рождения академика АН СССР А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова и собрала 78 докладов. География участников все время расширялась и достигла Сибири.

Наконец, V ФНС состоится 14-15 апреля 2008 г. в честь д.г.-м.н. Е.К. Козлова, бывшего директора Геологического института и председателя президиума Кольского филиала АН СССР, ныне Кольского научного центра РАН. Доклады все еще поступают, на сегодня их уже 70. Более 2/3 из них будут оглашены на 4 секциях: “История науки”, “Геология, петрология и геофизика”, “Геохимия и геохронология”, “Минералогия и кристаллография”. Особенностью этой научной сессии является новая секция “Доклады лауреатов премии имени А.Е. Ферсмана”. Мы рады, что почти все здравствующие лауреаты с благодарностью откликнулись на приглашение, а доклады прибывших на сессию доставят нам истинное интеллектуальное удовольствие.

Председатель оргкомитета V ФНС **д.г.-м.н., профессор**
Директор Геологического института КНЦ РАН **Ю.Л. Войтеховский**

Глубокоуважаемые участники V Всероссийской Ферсмановской научной сессии “Петрология и минерагения Кольского региона ”, посвященной 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова! Приветствую вас в связи с началом работы конференции!

С глубоким удовлетворением отмечаю, что Ферсмановская научная сессия, задуманная Кольским отделением РМО как научное мероприятие регионального масштаба, быстро набрала силу и стала регулярным мероприятием Российской академии наук, как правило – с международным участием. Должен сказать, что это непросто – из года в год удерживать высокий уровень конференции, увеличивая число секций и участников. У Ферсмановской научной сессии есть глубоко импонирующая мне особенность. Это историческая секция, обычно открывающая сессию и проводимая столь же основательно, как и сугубо специальные секции. Ведь мы должны хорошо знать свою историю с её радостными и грустными страницами. И тех, и других много в истории освоения Кольского региона, одного из богатейших минеральными ресурсами на просторах нашей огромной страны, всегда нуждавшейся и теперь нуждающейся в геологическом изучении.

Еще раз поздравляю вас с открытием Ферсмановской научной сессии, желаю вам успеха и не сомневаюсь в нём!

Президент Российского минералогического общества **академик РАН Д.В. Рундквист**

РОЛЬ Е.К. КОЗЛОВА В РАЗВИТИИ АКАДЕМИЧЕСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В.П. Петров

Президиум Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: petrov@admksc.apatity.ru

История Кольского научного центра отражает этапы великой эпохи в истории России и всего мира - эпохи рождения и становления первого социалистического государства, провозгласившего своей главной целью реализацию гуманистических принципов коммунизма. При всех неудачах и несправедливых жертвах она по праву будет называться будущими поколениями и всемирно-исторической, и героической.



Рис. 1. *Е.М. Козлова. Фото из архива Н.Е. Козловой.*

Каждый из нас со школьной, а затем студенческой скамьи и далее на собственном жизненном опыте осваивал понимание огромной роли человеческого фактора в истории. Вместе с тем, сама история, каждая историческая эпоха в соответствии с присущими только ей критериями производит «отбор и расстановку кадров», выдвигает и формирует личностей, судьбы которых неразрывно связаны и отражают черты эпохи. Развитие Кольского научного центра РАН - яркий тому пример. Вспомним выдающихся личностей, сподвижников А.Е. Ферсмана времен Хибинской эпопеи 1930-х годов. Не менее ярким, насыщенным энтузиазмом, героикой и огромными трудностями был послевоенный период истории. Активным участником этого периода был Евгений Константинович Козлов, 90-летию со дня рождения которого посвящена конференция.

Он был представителем поколения творческой интеллигенции, вышедшей из трудовой пролетарской среды, путевку в жизнь которому дала Советская власть. Родился 1 декабря 1918 г. в г. Калинин (Тверь). Его отец Константин Степанович, был рабочим вагонного завода, мать Евдокия Михайловна - ткачихой (рис. 1). Ранние годы его жизни были типичными для поколения того времени. По окончании девяти классов средней школы Е.К. Козлов поступил на геологический факультет Ленинградского госуниверситета, который в 1941 г. окончил с отличием. Был направлен Управлением кадров АН ССР, вместе с А.М. Ивановым, на работу в Кольскую базу Академии наук СССР, как написано в направлении - “со сроком прибытия 20 марта 1941 г.” (рис. 2). 12 июня 1941 года ему выписан диплом с отличием (четверки лишь по военному делу и химии силикатов) об окончании Университета, а 26 июня он уже призван в Красную армию. Всю войну он находился на Карельском фронте в районе ст. Лоухи. Дослужился до ст. техника-лейтенанта, награжден двумя медалями. В 1945 г. вступил в члены партии ВКПб.



Рис. 2. *Е.К. Козлов –выпускник геолого-почвенного факультета. Фото из архива А.М. Иванова.*

После демобилизации в 1946 г. Е.К. Козлов поступил в аспирантуру на кафедру петрографии Ленинградского госуниверситета, которой руководил академик А.А. Полканов. В 1948 г., после успешного окончания аспирантуры, Евгений Константинович вернулся на работу в Кировск. С этого момента вся его жизнь, личная, трудовая и творческая деятельность неразрывно связана с Кольским Заполярьем.



Рис. 3. *Е.К. Козлов и Т.Н. Иванова. Фото из архива Н.Е. Козловой.*

Знакомясь с личным делом в архиве Центра, даже по сугубо формальным строгим документам убеждаешься в многогранности, талантливости и чрезвычайной энергетике его личности. Поступив 20.12.1948 г. на работу в КБАН в должности младшего научного сотрудника, он после успешной защиты кандидатской диссертации в октябре 1949 г. был назначен старшим научным сотрудником. Совместные работы Е.К. Козлова и его верной спутницы по жизни и соратника по работе Татьяны Николаевны Ивановой (рис. 3) были представлены на премию им. С.М. Кирова. В последующие годы Е.К. Козлов возглавлял одну из главных лабораторий Геологического института - лабораторию петрографии, а в I953-I96I гг. руководил Геологическим институтом.

Будучи многие годы вовлеченным в напряженную научно-организационную и общественную деятельность, Е.К. Козлов всегда оставался активным ученым, руководителем исследований ультраосновных интрузивных пород Кольского п-ова и связанных с ними медно-никелевых и других месторождений. Итогом его научных исследований стала защищенная в 1972 г. докторская диссертация (рис. 4) и монография "Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения", весьма актуальная и в наши дни.

Активная творческая, научно-организационная и административная деятельность Е.К. Козлова пришлась на трудный, но захватывающий по своей динамике период развития академической науки в Кольском Заполярье. В 1944 г., когда еще полыхало пламя Отечественной войны и страна на большей части европейской территории лежала в руинах, как только была снята угроза оккупации Мурманской области, Совет народных комиссаров СССР, по ходатайству Обкома партии, распоряжением № 8153-з от 15 апреля 1944 г. разрешил Президиуму АН восстановить Кольскую базу им. С.М. Кирова АН СССР в г. Кировск, т.е вернуть её из эвакуации в г. Сыктывкар. Так как здание Кольской базы на берегу оз. М. Вудъявр – легендарная «Тиетта» - сгорело в 1941 г., Кировский горисполком выделил для Кольской базы два двухэтажных деревянных дома в пос. Кукисвумчорр (Апатитовая гора). Несколько позднее было выделено дополнительно подвальное помещение каменного дома. Так начала восстанавливаться, точнее - возрождаться, материальная база академической науки в Заполярье. Здание Президиума КФ АН СССР в пос. Кукисвумчорр изображено на рис. 5.



***Рис. 4**. Е.К. Козлов во время защиты докторской диссертации, октябрь 1973 г. Фото из архива МОКМ, ФО, 3248/1.*

Удивительно, но всего через четыре года после окончания тяжелейшей войны Правительство Советского Союза приняло Постановление № 3718 от 7 сентября 1949 г. «Об улучшении материального обеспечения работников филиалов и научно-исследовательских баз Академии наук СССР». Буквально через месяц, без проволочек, Постановлением Президиума АН СССР от 6 октября 1949 г. (Протокол № 23) для филиалов и научно-исследовательских баз АН СССР было принято единое наименование «Филиалы АН СССР». Приказом № 176 по Кольской Базе от 21 октября 1949 г. Кольская база АН СССР была реорганизована в Кольский филиал АН СССР. В этом статусе наш Центр находился до 1988 г.



***Рис. 5.** Административное здание Кольской базы АН СССР.*

Приказом № 23 от 13 декабря 1949 г. по Кольскому Филиалу им. С.М. Кирова АН СССР определена его структура. Она включала Президиум во главе с академиком Д.С. Белянкиным, который был фактическим руководителем базы после смерти А.Е. Ферсмана в 1945 г., а затем официальным руководителем с 1948 г. по 1951 г., секретариат при Президиуме, Геологический отдел, Полярно-альпийский ботанический сад и административно-хозяйственный отдел. Судя по имеющейся в личном деле характеристике от 20.10.1949 г., подписанной Г.И. Горбуновым, Е.К. Козлов был первым и.о. ученого секретаря КФ АН СССР, а в 1950 г. был утвержден членом первого президиума КФ АН СССР. В этот период одной из главных была задача активного научного содействия подъему горнометаллургической промышленности. Поэтому закономерным событием стало образование по распоряжению Совета Министров СССР № 23506-р от 8 декабря 1951 г. в Кольском филиале АН СССР первого научного учреждения в ранге института - Геологического института.

В 1952 г. к руководству КФ АН СССР пришел А.В. Сидоренко. Е.К. Козлов стал близким другом и соратником Александра Васильевича, с именем которого связано начало формирования системы научных учреждений Филиала. А.В. Сидоренко был «архитектором» будущей научной структуры Филиала. «Прорабами и главными строителями» в этом деле были Г.И. Горбунов, которому в этом году также исполняется 90 лет, И.В. Бельков и Е.К. Козлов (рис. 6). Уже в 1959 г. структура научных учреждений Филиала существенно изменилась и включала Геологический институт, Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья, Мурманский морской биологический институт, Полярно-альпийский ботанический сад, Отдел энергетики и водных ресурсов, лабораторию изотопов. В 1960 г. (14 октября) были приняты Постановления президиума АН СССР о создании Горнометаллургического и Полярного геофизического институтов, которые активно формировались с помощью Геологического института. Так, лаборатория строительных материалов и строительного камня была передана им Горнометаллургическому институту, а сейсмическая станция «Апатиты» - в ПГИ. Филиал и его институты, за исключением Полярно-альпийского ботанического сада, постановлениями



***Рис. 6.** Главные «архитекторы и строители» Академгородка в Апатитах, слева направо: Е.К. Козлов, И.В. Бельков, Г.И. Горбунов, А.В. Сидоренко.*

Правительства СССР были отнесены к 1-ой категории по оплате труда, что стало признанием на государственном уровне актуальности и важности проводимых ими исследований и роли в развитии экономического потенциала Мурманской области и страны в целом.

В 1961 г., когда по постановлению СМ СССР А.В. Сидоренко был переведен на работу в Москву и в связи с этим передал управление Филиалом Е.К. Козлову, Филиал представлял уже комплексную быстро развивающуюся организацию. Для понимания роли Е.К. Козлова в развитии Филиала особенно интересен его доклад «Роль Кольского филиала в развитии производительных сил Мурманской области» на юбилейной сессии Ученого совета КФ АН СССР 22 сентября 1967 г. В нем подведены итоги его работы с 1961 г. и намечены перспективы на следующую пятилетку. Отмечая большие заслуги геологов, Е.К. Козлов, в частности, сформулировал три главные задачи Филиала в изучении природных минеральных ресурсов региона:

"Первой задачей научных исследований является выявление закономерностей развития на глубоких горизонтах земной коры медно-никелевых, апатитовых, слюдяных и железорудных месторождений, исследование по расширению перспектив прироста запасов этих месторождений. Геологи много сделали для того, чтобы обеспечить сырьем апатитовую, медно-никелевую и железорудную промышленности… Но мы должны идти дальше. *Созданные отрасли должны жить на Кольском п-ове не десятилетия, а века.* Вот почему это направление является наиважнейшим…

Второй задачей научных исследований является определение перспектив развития горнодобывающей промышленности по производству новых видов минерального сырья… Значение промышленности по добыче и переработке полезных ископаемых Кольского п-ова в народном хозяйстве страны заключается не только в ее масштабах и удельном весе, но и в том, что материалы и продукция области направляются в те отрасли, которые определяют технический прогресс в стране, и тем самым влияют на все народное хозяйство. Развитие атомной техники, электроники, ракетной техники, сверхзвуковой авиации привело к необходимости создания новых материалов, к использованию новых элементов, которые по прогнозам могут быть на Кольском п-ове в крупных промышленных скоплениях…

Третьей задачей научных исследований, как в довоенный, так и послевоенный периоды явилось создание научных основ наиболее экономичного технологического передела своеобразного кольского минерального сырья… Стоит задача создать такие схемы переработки кольского сырья, которые позволили бы получать готовые продукты здесь, на месте, в Мурманской области. Мы должны сделать все возможное, чтобы строительство перерабатывающих предприятий было выгодно на Кольском полуострове".

В формулировках второй и третьей задач перед геологами, горняками, химиками-технологами и экономистами Е.К. Козлов языком того времени определил и предвосхитил вполне современные идеи по созданию на Кольском п-ове крупного горно-химического комплекса по производству стратегических металлов, элементов и их соединений. В докладе "О научно-исследовательской и научно-организационной деятельности КФ АН СССР за 1966-1971 гг." (он был подготовлен уже Г.И. Горбуновым, сменившим Е.К. Козлова на посту председателя президиума Филиала), приведен большой перечень важнейших научных достижений институтов Филиала по различным направлениям. Этот перечень впечатляет! Все они находятся в русле задач, сформулированных в упоминавшемся докладе Е.К. Козлова в 1966 г. В составе институтов за этот период для обеспечения новых направлений исследований были организованы 12 научных лабораторий. Прорабатывался вопрос о создании в Филиале Института Экономики и Института комплексной переработки минерального сырья. Был достигнут хороший результат по реализации научных разработок – 40 внедрений. Экономическая эффективность была оценена в 5 руб. на 1 руб. затрат. Получены 98 авторских свидетельств на изобретения, 8 из них запатентованы за рубежом. Еще в 1967 г. Е.К. Козлов с гордостью говорил о том, что в Плане внедрения важнейших научных исследований в народное хозяйство, утвержденном Президиумом АН СССР и Госкомитетом по науке и технике СССР, 17 из 150 работ Академии – разработки КФАН СССР. В 1967 г. Филиал отмечен высшей наградой страны – орденом Ленина.



Рис. 7. *Заседание президиума КФАН СССР под председательством Е.К. Козлова.*

Е.К. Козлов уделял большое внимание укреплению кадрового потенциала Филиала и его институтов, научно-вспомогательных, технических служб и социальной сферы. Высокая требовательность при подборе кадров (а тогда приглашение молодого специалиста или младшего научного сотрудника осуществлялось только через президиум, т.е. за его подписью) сочеталась с душевной заботой об организации их рабочих мест, быта, здоровья. Деловито и активно проходили заседания президиума КФ АН под его руководством (рис. 7). С 1961 по 1971 гг. штатная численность Филиала возросла более чем в 2.5 раза - с 917 до 2340 чел. Численность научных сотрудников достигла 500 чел, с 3 до 9 возросло число докторов наук. Число кандидатов наук достигло 165. Особое внимание Е.К. Козлов уделял научной молодежи. Если в 1961 г. в аспирантуре Филиала обучалось всего 20 аспирантов, в том числе 14 очников, то в 1971 г. число аспирантов было уже 115, число аспирантов очной формы обучения увеличилось до 31.

Будучи активным общественным деятелем (неоднократно избирался депутатом народных советов, членом различных партийных органов), Е.К. Козлов глубоко понимал ключевые проблемы промышленного и социально-экономического развития Мурманской области и конкретные задачи по их научному обеспечению и решению. Развивая идеи А.Е. Ферсмана, он сформулировал конкретные задачи по комплексному использованию руд Хибин, Ковдора, Печенги, в частности, более широкой переработке нефелина, развитию в Мурманской области слюдяной, флогопитовой и вермикулитовой промышленности, освоению кейвских кианитов, добыче и переработке редкометальных руд. Обладая высокой эрудицией, удивительной способностью привлекать и убеждать в правоте своих идей и предложений, Е.К. Козлов имел тесные деловые и дружеские связи с представителями производств, особенно геологических организаций и горнорудных комбинатов. Он был непременным участником важнейших совещаний, конференций, разработок планов и программ геологических и поисково-разведочных работ. Не случайно в 1968 г. Е.К. Козлов был награжден Знаком «Отличник разведки недр».

Е.К. Козлов - почетный гражданин г. Кировск. Имя Е.К. Козлова носит одна из улиц г. Апатиты. Это признание не только его научных заслуг, но и большого вклада в развитие наших городов-братьев. Десятилетний период деятельности Е.К. Козлова на посту председателя президиума Филиала – это время создания и развития научной, производственной и социальной инфраструктуры Академгородка, дальнейшего развития системы научных учреждений Филиала, качественного и количественного роста его потенциала. Е.К. Козлов встал к штурвалу в момент, когда начался активный переезд Филиала из пос. Кукисвумчорр на место будущего г. Апатиты. Здесь в зарождавшемся Академгородке было всего три жилых дома, сейсмостанция и строившийся Главный корпус (рис. 8). На плечи Е.К. Козлова легли заботы о строительстве всех объектов – научных, производственных и социальных, обеспечение их повседневной жизни и работы. На фоне сегодняшнего застоя, коллапса в развитии капитального строительства, деградации незавершенных объектов (Жилой дом, Терапевтический комплекс, корпус опытных работ ИХТРЭМС) можно лишь восхищаться оптимизмом того времени.



Рис. 8. *Строительство главного корпуса КФАН СССР.*

Из речи Е.К. Козлова на собрании 22 сентября 1967 г. «В ближайшие три года сотрудники Филиала получат жилой дом на 100 квартир, дом на 400 молодых специалистов, дом улучшенного типа на 80 квартир, два детских сада, пионерлагерь в средней полосе или на юге. Войдет в строй Институт химии, Полярный геофизический институт, корпус опытных работ, подземная обсерватория Кукисвумчорр, автоклавная для Геологического института, корпус для лаборатории "Кварц". В этом пятилетии будет начато строительство Горно-металлургического института и Полярно-альпийского ботанического сада». Практически все эти объекты были построены или по ним было начато строительство в период нахождения Е.К. Козлова на посту руководителя Филиала. Только в 1967-1970 гг. введено в эксплуатацию 10 тыс. м^2 жилплощади. Если в 1961 г. Филиал имел только 2 маленьких детсада, в которых было «уплотнено» 95 детей, то в 1971 г. мы имели уже 4 детских сада на 400 детей. Штат работников детсадов и медпунктов за этот период увеличился с 24 до 164 чел. Такова была динамика развития (рис. 9).

В заключение приведу выдержку из выступления Е.К. Козлова на митинге 20 апреля 1967 г., посвященном награждению КФ АН СССР орденом Ленина. Она актуальна и сейчас, во время нескончаемых, маловразумительных реорганизаций Академии наук. «Кольский филиал АН СССР превратился в крупный центр науки, работы которого получили широкое признание в Советском Союзе и за рубежом... На примере Кольского филиала АН СССР видно, что наука в настоящее время действительно является производительной силой общества. Но для этого надо целенаправленно объединять усилия групп различных ученых, особенно при решении комплексных проблем. *Комплексные научные учреждения типа филиалов оправдали себя на практике. Они являются наилучшей формой научных учреждений в отдаленных малоосвоенных районах страны».* Эту мысль было бы архиполезно усвоить руководству Минобрнауки и других министерств РФ, не оставляющих намерений о реорганизации РАН, которые не сулят никаких положительных перспектив для её региональных научных центров.



Рис. 9. *Академгородок Кольского научного центра РАН.*

История науки

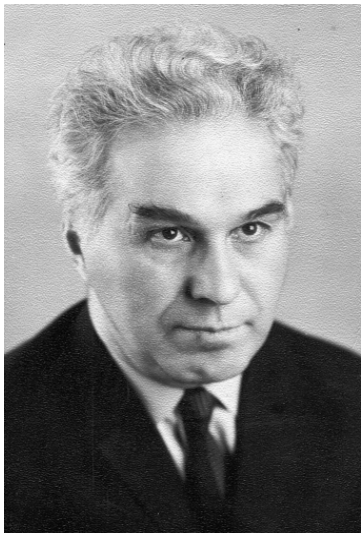


К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ УЧЁНОГО-ГЕОХИМИКА Б.Н. МЕЛЕНТЬЕВА

Г.А. Анисимова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

2008 год – юбилейный для Института геологии Коми НЦ УрО РАН, ему исполняется 50 лет. В становлении института свою роль сыграл и тот факт, что во время Великой Отечественной войны в столицу Коми края было эвакуировано несколько научных учреждений, в том числе и Кольская База АН СССР из г. Кировска Мурманской области. Целый месяц (с 10 августа по 10 сентября 1941 г.) добирались сотрудники Кольской Базы и члены их семей до Сыктывкара [1]. Немного позднее в Сыктывкар привез свою семью и Борис Николаевич Мелентьев (научный сотрудник Кольской Базы). Он заведовал лабораторией геохимии геолого-геохимического отдела Базы АН СССР по изучению Севера им. С.М. Кирова в Коми АССР, созданной при слиянии Кольской и Северной Баз (из Архангельска) АН СССР. В 2008 г. исполняется 100 лет со дня рождения Б.Н. Мелентьева – ученого-геохимика, кандидата геолого-минералогических наук, лауреата премии Совета Министров СССР. Он долгие годы работал сначала в системе Кольской Базы АН СССР, преобразованной в Кольский филиал АН СССР, а затем в Кольский научный центр, позднее - в различных научных институтах Москвы. В военные годы Б.Н. Мелентьев занимался геохимическими исследованиями в Сыктывкаре.



Б.Н. Мелентьев *- кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник.*

В сентябре 2007 г. в Сыктывкар на III Международную конференцию «Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов» приезжал сын Бориса Николаевича – Гелий Борисович Мелентьев, старший научный сотрудник Объединенного института высоких температур РАН (Москва), кандидат геолого-минералогических наук. Прошло несколько десятков лет с тех пор, как он был в Сыктывкаре. Ему было всего шесть лет, когда он впервые приехал в столицу Коми края. Вспоминая те годы, Гелий Борисович заметил, что «…в то время город был деревянный, теперь же он благоустроен и, думаю, в нем комфортно жить». Семью Мелентьевых поселили в однокомнатной квартире на первом этаже двухэтажного деревянного дома, расположенном рядом со зданием Базы (нынешним зданием Президиума Коми НЦ УрО РАН). Гелий Борисович рассказывает, что «…рядом с нашим домом находился военкомат. Мы, малыши, любили стоять на тротуаре и отдавать честь проходящим мимо офицерам, и были счастливы, когда кто-либо из военных козырял нам в ответ».

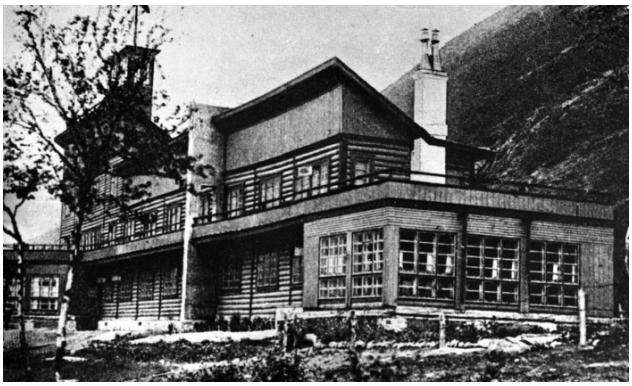
Б.Н. Мелентьев родился в 1908 г. в Полтаве. По архивным данным, «его отец был разночинцем, в годы советской власти являлся персональным пенсионером» [2]. По сведениям Г.Б. Мелентьева, родители отца были профессиональными революционерами, принадлежали к партии эсеров, причем самого левого толка – боевикам. Видимо, поэтому они до 1917 г. всей семьей были в эмиграции в Камгаре (Зап. Китай), где отец Бориса Николаевича работал агентом Транспортного Восточного Общества [2]. По возвращении семьи в Советскую Россию, Борис Николаевич учился в Московском промышленно-экономическом техникуме (1922-1927 гг.). Как рассказывал Гелий Борисович, «…это был первый выпуск мастеров холодильного дела. Отца командировали в Лондон принимать партию холодильников». В архивных документах об этом событии написано, что Б.Н. Мелентьев «при советской власти был в Лондоне на производственной практике» [2]. Во время учебы в техникуме Борис Николаевич в 1926 г. проходил практику в Западно-Сибирском речном пароходстве (Новосибирск), а в 1927 г. – в Северном торговом флоте (Ленинград). После окончания техникума работал лаборантом в Институте прикладной минералогии в Москве (1927-1930 гг.) и старшим лаборантом в Закавказском



Слева направо: Басманов Василий Николаевич, Корень Александр Гаврилович, Мелентьев Борис Николаевич. (Фото Мелентьева Г.Б.)

институте прикладной минералогии в Тифлисе (1930 г.). Затем Б.Н. Мелентьев служил в рядах РККА в Баку (1930-1933 гг.). После демобилизации возвратился в Москву и устроился на работу в Институт прикладной минералогии на должность старшего химика [2].

30-е годы XX века в СССР известны тем, что начался очередной период репрессий. Обвинения предъявлялись в основном по пунктам ст. 58 Уголовного кодекса (преступления против государства). По этой статье люди могли получить от 5 до 25 лет тюремного заключения и даже смертную казнь. Сталинские репрессии захватывали народно-хозяйственные, партийные, государственные, военные и научно-технические кадры. Не избежал этой участи и Борис Николаевич. В 1933 г. он был отправлен в административную ссылку в Казахстан (Алма-Ата). В ссылке Б.Н. Мелентьев работал химиком-минералогом в различных геологических организациях Казахстана и одновременно заочно учился на химическом отделении Казахского педагогического института. В 1948 г. судимость была снята, а в 1956 г. его полностью реабилитировали за недоказанностью обвинения.



Здание «Тиетты» в Хибинах на берегу оз. Малый Вудъявр у подножия г. Поачвумчорр (построено по проекту А.Е. Ферсмана).



А.Е. Ферсман с группой сотрудников «Тиетты», крайний слева – Б.Н. Мелентьев.

Важную роль в дальнейшей судьбе будущего ученого сыграл академик Александр Евгеньевич Ферсман, который оказал определенную поддержку и покровительство, как вспоминает Г.Б. Мелентьев, не только его родителям, но и многим другим ученым в 30-е гг. и военный период. Благодаря ему в 1936 г., когда срок ссылки близился к концу, Б.Н. Мелентьев получил должность заведующего геохимической лабораторией на «Тиетте» («наука» по-фински) – первой научно-исследовательской станции АН СССР в Хибинах. С нее началось становление Кольского научного центра РАН. Ее создателем был А.Е. Ферсман, который в 1925-1927 гг. руководил экспедицией, открывшей месторождение апатит-нефелиновых руд Кукисвумчорр [4]. На этой станции под руководством Бориса Николаевича небольшой научный коллектив сделал полный химический анализ многих минералов Хибинских гор. На лабораторном уровне проводились всевозможные эксперименты с сырьем по его переработке и обогащению.

В самом начале войны Борису Николаевичу было дано ответственное задание, связанное с обороной страны [2]. Гелий Борисович рассказал, в чем оно заключалось. «Необходимо было изобрести способ, чтобы зажигательная смесь, которая из-за низких температур не зажигалась на немецких танках, на северном фронте в Заполярье смогла зажигаться. Необходимо было что-то придумать за три дня. Как это сделать? Отец ранее был ссыльным и в Кировском РОВДе разговор с ним шел в жестких тонах. Отец на второй день придумал решение. Стали добавлять в зажигательную смесь сероуглерод. Для этого был отведен огромный железобетонный цех. Работали в нем женщины в ватниках и валенках. Через специальные отводы подавали свежий морозный воздух, чтобы они могли дышать, так как сероуглерод – яд. Зажигательную смесь заправляли в бутылки, тут же грузили в полуторки и отправляли на фронт. Через две недели отцу сказали, что задание выполнено и что он свободен». Вот такой вклад внес Б.Н. Мелентьев в оборону страны.



Б.Н. Мелентьев –заведующий геохимической лабораторией. «Тиетта», 1936 г.

В Сыктывкаре он заведовал лабораторией геохимии геолого-геохимического отдела Базы. Несмотря на организационные и материальные трудности (не хватало служебных помещений, остро стоял вопрос с реактивами, в частности с кислотами, химической посудой, аппаратурой, оптикой), Борис Николаевич делал химические анализы образцов, привозимых из экспедиций геологами, занимался аналитико-технологическими исследованиями. Проведение научной работы в тот период серьезно затруднялось нехваткой литературы по геологии и геохимии. Тематический план Базы на 1942 г. несколько раз пересматривался, ориентировался на оборонные нужды страны. По сути, он стал программой на всю войну,

согласно ей работы геолого-геохимического отдела были направлены на пять основных видов сырья: нефть, железо, цветные металлы, соли и стройматериалы. Б.Н. Мелентьев участвовал вместе с другими сотрудниками отдела в работе над темами: «Железные руды р. Кожва», «Железные руды бассейна р. Воркута», «Цветные металлы бассейна р. Ильич», «Ванадий в золах горючих сланцев и углей Коми АССР», «Сульфатные соли Удорского района», «Серно-кислотное сырье Коми АССР (колчеданы)» [3].

В июне 1944 г. угроза оккупации севера России миновала. В СНК СССР обратилась Мурманская областная партийная организация с ходатайством о восстановлении Кольской базы. С 1 июля 1944 г. Базу АН СССР по изучению Севера разделили на Базу АН СССР в Коми АССР, Кольскую Базу АН СССР и Архангельский стационар. Б.Н. Мелентьев с другими сотрудниками возвратился в Кировск, жил и работал в рудничном поселке Кукисвумчорр при Кировском апатитовом руднике, сейчас это микрорайон Кировска.



Памятник хибинским ученым на месте «Тиетты», крайний слева – Г.Б. Мелентьев с группой геологов из Швейцарии.

В 2008 г. исполняется 50 лет Институту химии и технологии редких элементов и минерального сырья, в котором многие годы работал Борис Николаевич. В Кольском научном центре он возглавлял две лаборатории: аналитическую и экспериментальной минералогии и петрографии. В разные годы работал в Институте металлургии им. А.А. Байкова (Москва), где занимался хлорными процессами металлургии титана. В Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (Москва) был заместителем заведующего лабораторией экспериментальной минералогии и петрографии и изучал процессы рудогенеза в расплавах и гидротермальных растворах. Перед выходом на пенсию работал в Институте горно-химического сырья (Москва).

В 1946 г. Б.Н. Мелентьев защитил кандидатскую диссертацию на тему «Фазовый анализ как петрографический метод». Его метод избирательного растворения нефелина для количественно-минералогического анализа при подсчетах запасов апатит-нефелиновых руд используется в лабораториях КНЦ РАН, ГРП и ОАО «Апатит» по настоящее время. В 1954 г. Президиум АН СССР присвоил Б.Н. Мелентьеву ученое звание старшего научного сотрудника. В 1981 г. Б.Н. Мелентьев стал лауреатом премии Совета Министров СССР «за научное исследование геологических, технологических и экономических проблем промышленного освоения бедных апатитовых руд Хибинского массива, разработку и внедрение в производство технологии их добычи и обогащения». Умер Борис Николаевич в 1993 г. в Москве.



Мелентьев Б.Н., Козлов Н.Е., Иванова Т.Н. (Фото Меленьтева Г.Б.)

Несмотря на серьезные испытания, выпавшие на долю людей той эпохи, непростую историю нашей страны, такие люди как Борис Николаевич прожили ее с честью, удивительной работоспособностью, полной отдачей знаний, сил и опыта. Почти вся его жизнь была посвящена экспериментальным и технологическим исследованиям в области переработки различных видов минерального сырья на Кольском полуострове, в Карелии и Республике Коми.

Автор благодарит Г.Б. Мелентьева за предоставление фотографий из семейного архива.

Литература

1. ***Анисимова Г.А.*** Становление Базы АН СССР по изучению Севера им. С. М. Кирова // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 11. С.11-13.

2. ГУ «НАРК» Ф. 605. Оп. 1. Д. 1000. Л. 81.

3. ГУ «НАРК» Ф. 605. Оп. 1. Д. 1051. Л. 76-78.

4. География России. Энциклопедия / Гл. ред. *А.П. Горкин*. М.: Научн. изд-во «Большая Российская энциклопедия», 1998. 800 с.

ТРИ РУКОПИСИ ОБ ИСТОРИИ ОСВОЕНИЯ КОЛЬСКОГО ЗАПОЛЯРЬЯ

Ю.Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru

Примерно год назад, уж не помню, по какому поводу, у нас с заведующей научным архивом Кольского научного центра РАН к.и.н. Е.И Макаровой зашел разговор о том, что у большинства выдающихся личностей почерк настолько непонятен, что оставшиеся после них рукописи прочесть очень трудно. А сделать это важно, чтобы понять побудительные мотивы тех или иных поступков, а то и просто зафиксировать хронологически тот или иной факт. В качестве примера Елена Ивановна привела обнаруженные ею рукописи акад. А.Е. Ферсмана и его сотрудницы Е.П. Кесслер, которые де до сих пор лежат в архиве нерасшифрованными. Этот факт вызвал во мне недоумение, смешанное с недоверием и возмущением. Тут же возникло жгучее желание взглянуть на эти рукописи и попытаться их прочесть.

И вот передо мной три рукописи: “Записка академика А.Е. Ферсмана по вопросу о хибинском апатите”, посланная председателю СНК СССР А.И. Рыкову 10 сентября 1929 г., его же “Новые промышленные проблемы Кольского полуострова”, датированная октябрем 1932 г., и “Отчет Е.П. Кесслер” от 1930 г. Насколько удалось установить, они никогда ранее не публиковались. Тем ответственнее была задача. Трудно передать словами, сколь интересно было следить за мыслью выдающегося геолога, организатора науки и промышленной отработки полезных ископаемых на Кольском полуострове акад. А.Е. Ферсмана, анализируя сам текст, многочисленные подчеркивания, перечеркивания, вымарывания, вставки и подстрочные примечания, сделанные разными чернилами, вероятно, в несколько приемов.

Не менее интересно прочесть отчет Е.П. Кесслер о заложении Хибинской горной станции “Тиетта”. Интересно уже потому, что о деятельности самой Елены Павловны известно очень мало. А ведь она была одной из постоянных сотрудниц акад. А.Е. Ферсмана. С 1917 г. – в КЕПС, с 1921 по 1929 гг. – в почти ежегодных экспедициях на Кольский полуостров. В октябре 1929 г. “по распоряжению акад. А.Е. Ферсмана отправилась в срочную командировку в Хибины в связи с организацией постройки научно-исследовательской станции на озере Вудъявр” (цит. по: А.К. Шпаченко. Елена Павловна Кесслер – одна из помощниц А.Е. Ферсмана в Хибинских экспедициях // Тиетта. Издание Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО. 2008. № 2. С. 19-20.) Именно об этом эпизоде и рассказано в публикуемом отчете Е.П. Кесслер.

Кажется, за несколько упоительных вечеров мне удалось расшифровать все три рукописи. Тем не менее, здесь же публикуются их копии. Не сомневаюсь, что их пристальное изучение профессиональными историками позволит извлечь информацию, ускользнувшую от моего внимания.

Благодарю Президиум Кольского научного центра РАН и заведующую научным архивом к.и.н. Е.И. Макарову за возможность ознакомиться, исследовать и впервые опубликовать указанные рукописи акад. А.Е. Ферсмана и Е.П. Кесслер в Трудах V Всероссийской Ферсмановской научной сессии.

Послано Рыкову [1]
10 / IX 1929

Архив Кол. базы АН [2]
1929 г. – А 19.

Записка академика А.Е. Ферсмана по вопросу о хибинском апатите.[3]

Представляя настоящую краткую записку, я имею целью просить Правительство обратить внимание на одну конкретную задачу, связанную с проблемой подъема сельского хозяйства и принять некоторые меры

[1] Написано голубыми чернилами.
[2] Написано фиолетовыми чернилами.
[3] Источник: Научный архив КНЦ РАН, г. Апатиты. Ф. 1, оп. 6, ед. хр. 25, № 30/633 “Записки академика А.Е. Ферсмана по вопросу о хибинских апатитах (черновые записи)”. “Окончено в 1935 г. На 8 листах. Хранить постоянно.” Вся рукопись написана простым карандашом за исключением одной правки по тексту, выполненной фиолетовыми чернилами. Все подчеркивания и зачеркивания – авторские. Над- и подстрочные исправления и вставки заключены в квадратные скобки. Орфография и пунктуация сохранены.

исключительной срочности. ~~с целью~~ В настоящее время еще незаконченными разведками Научного Института по удобрениям и разведочным работам Академии Наук и Института Севера с достаточной определенностью выявлены грандиозные ~~запасы~~ месторождение апатитовой * породы, в Хибинских Тундрах, в центре Кольского полуострова, в 25-35 км от линии Мурманской железной дороги. Точные данные о запасах отдельных участков, проектные данные по организации механизированных рудников, экономические расчеты и данные изысканий железнодорожных путей – не могут ~~в-на~~ быть даны в настоящий момент; только с мая этого года начались более сериозные вложения в это дело и сейчас работы продолжаются усиленным темпом многочисленными партиями с несколькими стами рабочих. Однако, несмотря на это, уже сейчас можно дать схематические ориентировочные цифры, которые показывают промышленную ценность месторождения и те мероприятия, которые ими вызываются. ~~В-на~~

В начале сентября, т.е. неделю тому назад ~~мною~~ в Хибины выезжала под моим председательством специальная комиссия, которая [осмотрела месторождение] собрала руководителей всех партий и всесторонне рассмотрела вопрос. ~~(Протокол комиссии при сем прилагается.)~~ Комиссия выяснила, что в южной части Хибинского массива месторождения апатитовой породы исчисляются цифрами до ~~ми~~ 500 миллионов тонн, при чем только в одном месторождении, более детально разведываемом сейчас, имеется около 10-20 миллионов тонн исключительно высокопроцентной породы, которая при простых методах дробления может дать ~~идеально~~ [почти совершенно] чистый материал для получения суперфосфатов. Залегание этой породы довольно выгодное ввиде сплошной массы мощностью в 50 метров, из которой апатит может ломаться как гранит или известняк в каменоломнях. Масштаб только одного этого месторождения позволит уже в будущем летнем сезоне 30 года добыть до 100 тысяч тонн руды (с 75-80 % апатита), в следующие годы 200 тысяч, с доведением к концу пятилетки до 500 тысяч тонн и далее до 1-го миллиона. Я думаю, что при некотором форсировании и эти цифры могут быть увеличены.

Значительные количества высокосортного ~~фосфорита~~ [**апатита** [1]] позволят: ~~не только~~ 1) заменить совершенно импортируемый марокканский фосфорит, количество которого в конце пятилетки [должно] превысить 200 тысяч тонн (по 20-24 р. за тонну в золоте) [2] 2) заменить костяную муку, дав возможность выхода ей на иностранный рынок (свыше 70 тыс. тонн) 3) усилить получение суперфосфатов в Союзе, заменив хибинским апатитом более богатые фосфориты некоторых районов 4) бросить на экспорт значительные количества апатитовой породы в кусках.

Однако, успех этих операций и прежде всего их масштаб зависит от условия транспорта. К первому октября будет закончена автомобильная дорога от станции Белой до самого рудника [(27 километров)] – эта дорога позволит вывезти первые пробные тысячи тонн для экспорта, но не более; только ширококолейный [железнодорожный] путь сможет разрешить стоящие на очереди задачи механизации рудников, создания рабочих поселков, [гидро]электрических установок и вывоза сотен тысяч тонн руды. Обращая, таким образом, внимание на апатитовую проблему [в целом] я прошу ~~обратить на нее особое государственное внимание~~ и ~~впредь до ожидания~~ [не ожидая] больших разведочных работ и до представления проекта изыскательных партий по постройке железной дорожной ветки

1. ~~Разрешить~~ [~~предложить~~] Мурманской дороге ~~к~~ подготовку постройки с соответственными заготовками и земляными работами в головном участке у [Мурманской] магистрали (ст. Белая) *.
2. Предложить ~~Главному~~ [ВСНХ] финансировать и форсировать изыскательские работы и проработать организационную схему [нового] предприятия.
3. ~~Предложить Главному~~

Из указанных пунктов, первый является решающим: потеря даже отдельных дней грозит потерей целого года; необходимо немедленно использовать остающиеся до зимы [и полярной ночи] несколько недель. ~~В противном случае начало земляных работ должно будет быть отложено до июня месяца 30 года и постройка ветки произойдет~~ [будет закончена] ~~лишь к зиме того же года, т.е. будет потерян~~ весь [летний] ~~основной рабочий период~~.

10 / IX 1929 Акад. А.Е. Ферсман

---

* Апатитом называется чистая кристаллическая разность фосфорита – основного удобрительного тука (прим. А.Е. Ферсмана).

[1] Зачеркнуто и надписано сверху фиолетовыми чернилами.

[2] Закрывающая скобка в оригинале отсутствует.

* В контрольные цифры НКПС будущего года расходы по постройке этой ветки внесены (в размере 2.000.000; по предположениям изысканий стоимость около 2.600.000).

Архив Ком. Тар. АН
1929г. – № 19.

Россия Сибирь
10/IX 1929

Записка академика А.Е. Ферсмана
по вопросу об хибинском апатите.

Представляя настоящую краткую записку, я имею честь просить Президиум обратить внимание на общегосударственную важность, связанную с поднятием подъема сельского хозяйства, и принять некоторые меры исключительной срочности. Уже в настоящее время еще недостаточно известны научному институту по удобрениям и заведующим работам значение наук и института сейчас с достаточной определенностью известно нахождение месторождения апатитовой* породы в Хибинских тундрах в центре Кольского полуострова, в 25–35 км. от линии Мурманской железной дороги. Точные данные о запасах отдельных участков, проектные данные по организации механизированных рудников, технико-экономические расчеты и данные изыскания железнодорожных путей, — не могут быть еще даны в настоящий момент; только с мая этого года началось общее систематическое изучение и сейчас работы подошли к усиленным детальным многочисленным партиям с несколькими сотнями рабочих. Однако, несмотря на это, уже сейчас можно дать схематические ориентировочные цифры, которые показывают колоссальную ценность месторождения и те перспективы, которые они открывают.

В начале сентября, т.е. недель пять назад в Хибинах в тундрах под моим председательством специальная комиссия, которая собрала (руководящие) всех ученых и всесторонне рассмотрела вопрос (Протокол комиссии при сем прилагается) пришла к выводу, что в южной части Хибинского массива месторождение апатитовой породы исчисляется цифрами до 500 миллионов тонн, и это только в одном месторождении, более детально разведываемом сейчас, имеются около 10–20

* Апатитом называется кристаллическая разность фосфорита – основного удобрительного сырья.

Апатитовые руды месторождения высокопроцентного типа, которые на данном этапе развития техники могут дать сравнительно дешевый материал для получения суперфосфатов. Залегание этих пород довольно выгодное, вместе с сопутствующей массой мощностью в 50 метров, из которой апатитовые руды легко отделяются в дробильных. Исходя только из одного этого месторождения можно уже в будущем сезоне 30 года добыть до 100 тысяч тонн руды (с 75-80% апатита), в следующие годы 200 тысяч, с доведением к концу пятилетки до 500 тысяч тонн и далее до 1-го миллиона. Я думаю, что мы недостаточно форсировали и эти цифры могут быть увеличены.

Значительное количество высокосортных апатитовых руд имеется: 1) Значительно совершенно неиспользованные месторождения фосфоритов, количество которого в конце пятилетки должно достигнуть 200 тысяч тонн (по 20-24% за тонну в золоте) 2) Значительную руду, как богатость вывода ее на поверхность (свыше 70 тысяч тонн) 3) Усилить получение суперфосфатов, да Союзе, заменив известняк апатитом более бедные фосфоритные месторождения 4) Кроме на экспорт значительные количества апатитовой породы в сырых.

Однако, успех этих операций в первую очередь на масштаб зависит от условий транспорта. К первому октября будет закончена автомобильная дорога от станции Белой до самого Кировска (27 километров) — это будет позволит вывести первые несколько тысяч тонн для экспорта, но не более; только электрификация железной дороги будет обеспечить отправку на очень задачи механизации рудников, создание рабочих поселков, снабжение, оборудование установок и вывоз сотен тысяч тонн руды

О вышеизложенном, обращаю Ваше внимание на аналогичную проблему в целом, с которой столкнулись на нашем участке строительства и которой не обошли все дальнейшие изыскательские работы и до настоящего времени изыскательские партии по постройке железной дорожной ветки.

1. Начальнику Мурманской дороги по подготовке постройки с соответствующими заготовками и земельными работами в головном участке у Мурманска (от Кеми) x)

2. Железнодорожному Комитету финансировать и сформировать изыскательские работы и ГСИК

3. Железнодорожному Ведомству создать организационную сеть (нового) изыскательских партий.

Из указанного, пункты, первый является решающим: потеря даже относительно одной трети потерей целого года; необходимо немедленно приступить к изысканиям в течение ближайших недель, и закончить их, несколько недель, иначе будет потерян целый год. Дальнейшее будет отложено до конца весны 30 года и постройка ветки будет задержана (отложена) на целый год, т.е. будет потерян весь летний рабочий период.

10/IX 1929

Инж. Дорфельдт

x) В контрольных цифрах будущего года МПС расходы на постройку этой ветки внесены (в размере 2.000.000; по предположениям изыскания стоимость около 2.000.000).

Москва “Т…”

Новые промышленные проблемы Кольского полуострова [1]

А.Е. Ферсмана

Сейчас, в дни празднования пятнадцатилетия советской страны, особенно интересным и важным является подвести итоги сделанному и учесть намечаемые пути. Для нас, работающих около 15 лет на советском севере [1917-] 1920-ый год кладет резкую грань между настоящим и прошлым [когда] и [~~для~~] совершенно заброшенный Кольский край [не знал еще своих] производительных сил ~~были неизведаны и даже нередко~~ [когда] господствовала мысль, что кроме рыбных богатств омывающих его морей, в нем нет никаких [ценных] ископаемых и нет [даже] предпосылок для создания горной промышленности.

Сейчас мы делаем совершенно обратные выводы и можем смело сказать, что наш Заполярный север представляет новый горнопромышленный район, по своим богатствам недр сравнимый [даже] с Уралом и что мы [находимся] только на [в начале] пути к его овладению. Хибинская проблема выросла за последние годы в крупнейшее горнохимическое предприятие и к апатиту, как основе могомиллионного производства присоединился нефелин, а ныне и руды редких земель, титана, молибдена, циркония и ванадия. Этим наметился как бы первый концентр, вокруг Хибиногорска, где растут [с каждым месяцем] рудники и обогатительные фабрики. Затем ~~стали начина~~ начали выявляться вокруг Хибинских Тундр новые ископаемые – пегматиты с полевым шпатом, слюды, кианиты, гранаты – ряд материалов для керамической и абразивной промышленностей; недостаток в строительных и вяжущих материалов скоро был восполнен блестящими открытиями диатомитов, глин и известняков (в районе о-ва Кильдина). Наконец нефелин в своих многочисленных применениях очень скоро выдвинулся как ископаемое огромного промышленного значения, обусловливая крупные отрасли промышленностей по получению металлического алюминия, щелочей, квасцов и ряда своеобразных кремневых продуктов – силикагеля, неопермутита, неокаолина и т.д.

И если обратить внимание на то, что все эти ископаемые (за исключением известняка) были связаны с районом в 50-75 [кил] радиусе от ~~гор~~ Хибин и [от] самого Хибиногорска, то сделается совершенно понятным, что [именно] Хибины стали превращаться в мощный горно-химический ~~комбинат~~ [центр] с разнообразными отраслями горной и химической промышленности.

Так обстояло до 1931 года, когда наметились новые перспективы и около Хибин в [отныне] знаменитой Монча-Тундре были найдены первые образцы сернистых соединений, руд меди, никкеля и магнетитовые кварциты – эти три новых ископаемых намечали собою совершенно исключительные перспективы и поэтому на них было обращено сугубое внимание, так как сернистые соединения обещали источник серной кислоты, руды меди и никкеля являлись столь заманчивыми для цветной металлургии Ленинграда, а руды железа ставили на ноги черную металлургию Ленинградской области! Разведки 1932 и новые поиски показали, что в общем прогнозе мы не ошиблись, но до сих пор сернистые соединения оказались найденными в недостаточных количествах для крупной ~~промышленности~~ [эксплоатации], хотя и сами по себе и были ~~наметились~~ [~~оказались~~] промышленными; краткое лето оказалось недостаточным для разрешения столь крупной проблемы, связанной с огромным поясом тяжелых зеленых пород, протягивающихся от самой Финляндской границы вплоть до южных частей Хибинских тундр, и еще много труда и умения надо будет вложить в изучение этих труднодоступных районов пока не будут найдены крупные промышленные концентрации металлов.

Но иначе сложилась судьба железных руд; геологу ЛГРТ Зонтову удалось найти в районе Мончеозера новую полосу магнетитовых пород и хотя прошло лишь три месяца с момента отыскания

[1] Источник: Научный архив КНЦ РАН, г. Апатиты. Ф. 1, оп. 6, ед. хр. 25, № 30/633 “Записки академика А.Е. Ферсмана по вопросу о хибинских апатитах (черновые записи)”. “Окончено в 1935 г. На 8 листах. Хранить постоянно.” Рукопись написана чернилами (жирный шрифт) и простым карандашом (обычный шрифт), все надстрочные вставки заключены в квадратные скобки; зачеркивания и подчеркивания авторские; правописание, пунктуация и опечатки сохранены (ЮВ).

этой полосы, перед нами уже с достаточной ясностью вырисовывается огромное богатство Мончеозера, которые уже сейчас совершенно определенно подводят надежную сырьевую базу под черную металлургию Ленинграда и Карелии.

Всего 10 дней тому назад мною были посещены эти месторождения и несмотря на мокрую погоду и болотистую тайгу мы не могли не проникнуться значением новой находки, отстоящей всего лишь в 15 кил от Мурманской магистрали. Руды магнетита с 36 % железа и почти без всяких вредных примесей залегают на холмах, мягко поднимающихся своими безлесными вершинами среди затаеженных частей ~~Монч~~ предгорий Монче-Тундры. Весьма выгодное залегание, ~~совершенно~~ сплошной характер руд, грандиозные масштабы отложений, достигающие в отдельных линзах [отдельных местах] многих десятков миллионов тонн [миллионов тонн] руды – все это уже сейчас говорит об огромном ~~экономи~~ промышленном значении мончеозерских месторождений. Уже можно наметить и место для обогатительных фабрик, которые в районе северных заливов Имандры смогут легко обслужить эти месторождения и дать Ленинградской металлургии прекрасное сырье для высококачественного металла. Повидимому, Мончеозерская полоса не единична и севернее ее, вплоть до Мурманска и далее по Кольскому фьорду прослеживаются аналогичные рудные полосы, но пока меньшей мощности и менее промышленно[го] ~~выгодные~~ [значения]; и [так], впервые с рудами около Мурманска для местной металлургии вырисовываются крупнейшие перспективы Мончеозера – как [основной] базы Ленинградской промышленности железа.

Мы подходим к совершенно определенным выводам:

В центре Кольского полуострова наме~~тился~~[чается] крупнейший ~~гор~~ центр горной промышленности и за три года выявилось его не только областное, не только всесоюзное, но даже общее мировое значение отдельных его ископаемых. После апатита пришел нефелин, редкие металлы, сейчас начинается овладение рудами железа, на очереди источники серной кислоты и цветные металлы. Индустриализация севера идет быстрыми шагами вперед, увлекая за собою новое сельское хозяйство и новую культуру, ~~там где два года тому назад были болота и тундра~~. И как за эти годы в горах Хибин~~огорска~~[ских] вырос центр Хибиногорск, так сейчас в 50 кил. от него по прямой линии на север в той же области общего хозяйственного строительства намечается новый ~~город~~ [центр] - Мончегорск, там где сейчас бурные воды Куренги и Печи ~~водны~~ порогами падают в северные заливы озера Имандра. Новые проблемы скоро будут реальным завоеванием, и на пороге нового пятнадцатилетия советской работы по уже проложенным путям должно начаться строительство и овладение новой производительной силой нашего Севера – его железных богатств.

Хибинская горная станция. Октябрь 1932

Новые промышленные проблемы Кольского полуострова

А. Е. Ферсмана

Сейчас, в дни празднования пятидесятилетия советской страны, особенно интересным и важным является подвести итоги огромному и за 1917–1920-е годы пути, который для нас, работающих около 15 лет на советском севере, совершенно преобразился Кольский край. Еще недавно дикий и пустынный, с редкими поселениями лопарей, с бедной растительностью, с почти полным отсутствием дорог, с примитивными средствами передвижения, он был известен нам, геологам, как край, где на каждом шагу встречаются выходы древнейших кристаллических пород, где почти нет условий для развития горной промышленности.

Сейчас мы делаем совершенно обратные выводы и можем смело сказать, что наш Заполярный север представляет новый горнопромышленный район, по своим богатствам недр сравнимый с Уралом и что мы только в начале пути к его овладению.

Хибинская проблема вырос за последние годы в крупнейшее горнохимическое предприятие и показала, как основой многомиллионного производства служат недра, с виду такие бедные, такие, казалось бы, скудные и редкие земли, минералы, которые, умножаясь в сотнях вагонов, с каждым месяцем выявляются вокруг Хибинских тундр.

Новое открытие — открытие в полезных ископаемых, глубях, камнях, красивых — ряда материалов для керамической и абразивной промышленности; новые открытия в стекольных и огнеупорных материалах снова дали возможность блестящему открытию минералов, как и известных (в районе оз. Имандра). Наконец, недра в своих петрографических признаках очень ярко выдвинули на первое место огромного промышленного значения, обусловливая крупные отрасли промышленности по получению металлического алюминия, щелочей, двуокиси и ряда специальных керамических продуктов — силикагеля, неопреновой пемзы, искусственного и т. д.

И если обратить внимание на то, что все эти открытия (за исключением апатитов) были связаны с районом в 50–75 км, считая от Хибин и самого

Хибиногорск по-прежнему остается совершенно изолированным. Хибины стали превращаться в мощный горно-химический комбинат с разнообразными отраслями горной и химической промышленности.

Так обстояло до 1931 года, когда в Хибинах появились новые перспективы и около Хибин в Таинственной Лопи-Чудзьявре были найдены первые образцы серебристых сподуменов, куда лепидолит, микроклин и танталитовые минералы — эти три новых минерала и составляют в совокупности совершенно исключительные перспективы и поэтому на них было обращено внимание, так как серебристый сподумен обещал стать серой нефтью, будь медь и никель иными словами стали основными для цветной металлургии Ленинграда, а будь красная сталь на нашей горной металлургии Ленинградской области! Гадаем 1932 и новые поиски показали, что в общем прогноз мы не ошиблись, но до сих пор серебристые сподумены оказались недостаточно богатыми для крупной эксплуатации, хотя и сами по себе и даже в недостаточных количествах для крупной промышленности; краткое лето оказалось недостаточным для разрешения столь крупной проблемы, связанной с огромным поясом тяжелых земель пород, тянущихся от самой финляндской границы вплоть до горных частей Хибинских Чудзьявр, и еще много труда и умения надо будет вложить в изучение этих труднодоступных районов пока не будут найдены крупные промышленные концентрации металлов.

Но иначе сложилась судьба красивых рудных жил; геологу ЛОПТ Зонтову удалось найти в районе Мончегорья новую полосу танталитовых пород и хотя просто лишь при месяце с момента открытия этой полосы, перед нами уже в достаточной степени вырисовывается огромное богатство Монче-озера для нашей цветной совершенно определенно позволяет построить сырьевую базу под горную металлургию Ленинграда и Карелии.

Всего 10 дней назад мне было поручено эти месторождения в натуре на первую очередь и обратившую тайну мы не могли не приблизиться значения новой находки, отстоящей всего лишь в 15 км от Мурманской

магистрали. Руды магнетита с 30 % железа и почти без вредных примесей залегают на холмах, легко поднимающихся своими безлесными вершинами среди заболоченных частей [illegible] предгорий Монча-тундры.

Весьма выгодные залегания, ~~совершенно~~ сплошной характер руд, прекрасные местные условия, обнажающие в отдельных местах многие десятки миллионов тонн руды — все это уже сейчас говорит об огромном экономическом и промышленном значении Мончегорских месторождений. Уже можно наметить и место для обогатительных фабрик, которые в районе северных заливов Имандры смогут легко обслужить эти месторождения и дать Ленинградской металлургии прекрасное сырье для высококачественного металла. По-видимому, Мончегорская полоса не заканчивается на севере, а тянется до Мурманска и далее по Кольскому фьорду [illegible] рудные полосы) но пока меньшего значения, и перед промышленностью [illegible]; а наряду с рудами этого Мурманска для местной металлургии открываются крупнейшие перспективы Мончегорска — как основы базы Ленинградской промышленности черного железа.

Мы подходим к совершенно определенным выводам!

В центре Кольского полуострова намечается крупнейший центр горной и промышленности и за три года выявилось его не только областное, не только всесоюзное, но даже общемировое значение отдельных его ископаемых. ~~После~~ После апатита, нефелина, [illegible] и редких металлов, сейчас начинается овладение рудами железа, на очереди источники серного колчедана и цветные металлы. Индустриализация севера идет ~~гигантскими~~ шагами вперед, увлекая за собою новое сельское хозяйство и новую культуру, ~~так же как за два года [illegible]~~. И если за эти годы в горах Хибинских вырос центр Хибиногорск, так сейчас в 50 км от него по прямой линии на север в том же объеме величественного строительства намечается новый ~~город~~ центр — Мончегорск, там где сейчас бурные воды [illegible] и Печи потоками падают в северные заливы озера Имандра.

Новые проблемы скоро будут реально завоеваны, а на пороге нового пятилетия советской работы по уже проложенным путям должно начаться строительство и овладение новой производительной силой нашего Севера — его ископаемых богатств.

Хибинская горная станция АН. Октябрь 1932

Отчет Е.П. Кесслер [1] 1930 г. [2]

Идея создания Северного Химического Комбината выдвигает ряд проблем, основные вопросы которых часто требуют быстрого научного обоснования и разрешения на месте. Академией Наук это положение было своевременно учтено и поднят вопрос об организации в Хибинских Тундрах Научной Станции, как базы для всей научно-исследовательской работы в данном крае. 16 октября 1929 г. в Заседании Президиума АН был утвержден состав Совета Хибинской Горной [Научной] Станции; с этого момента повелись работы по созданию Станции. В силу недостаточных ассигнований и осложнений с подвозом строительных материалов ~~на оз М. Вудъявр~~ из-за отсутствия дорог, постройка главного здания Станции была перенесена на 1930/31 г.

Для обслуживания научно-исследовательских отрядов летом 1930 г., утверждена была постройка стандартного дома, который летом 1930 г. должен служить экспедиционной базой, а по[*сле*] постройке главного дома явится экскурсионной базой, намеченной к постройке общим планом организации Станции.

14 ~~марта~~ [апреля] 1930 г. Е.П. Кесслер с десятником Треста “Апатит” было ~~выбрано~~ [намечено] место для постройки дома на [оз.] Малом Вудъявре [в районе Апатитовых разработок], а 15 июня дом стандартного типа был готов и приступлено ~~было~~ к оборудованию базы – станции, было закуплено в Ленинграде [*и в Мурманске по возможности*] все необходимое и выслано на ст. Апатиты.

С 3<u>го</u> июля 1930 г. по 8 января 1931 г. Е.П. Кесслер была командирована ~~как в качестве и~~ для научных работ ~~в~~ [в отрядах] Кольской Экспедиции и по договору нести обязанности Заведующей Базой – Станции. За этот период ею произведено оборудования на месте базы – станции; временно оборудована химическая лаборатория, [фотографическая комната] ~~комната для разборки коллекций и~~, был создан небольшой музей ко дню оффициального открытия станции. <u>20 июля 1930 г.</u>[3] станция была официально открыта и носит название “Горная Хибинская Станция “Тиэтта” Всесоюзной АН. Станция в продолжении лета 1930 г. была опорным пунктом для 25 научно-исследов. отрядов ~~АН~~ работавших в районе апатитовых разработок ~~и~~ [~~близ~~]~~лежащих районов~~ [~~*к станции и окруже. районов*~~] [4] [*и в др. частях ц. ч. К. п.*] [5].

Начиная со второй половины лета, на ряду с организацией оттепления и дополнительного оборудования базы, началась ~~работы по~~ [организация] доставки строительных материалов для постройки главного здания станции. В настоящее время к месту постройки заброшены лесоматериалы, часть кирпича, цемента и друг.

Е.П. Кесслер ~~на ряду~~ [6] [*одновр.*] с делами [*по*] постройке и оборудованию станции выполнила ряд экскурсий ~~по~~ [*для*] сбора научного минералогического материала с [*горных*] высот окружающих Станцию. [*Ею*] произведены сборы натролита и флюорита с месторождения Поачвумчорра и минералов эвдиалит-эвколитового ряда из цирков Тахтарвумчорра; совершены несколько отдаленных экскурсий в долину р. Лопарской и р. Юкспорйоки; произведены сборы из контактов апатит-нефелиновой породы, а именно: сфена, уртита и др.; ~~В~~ [в] ущелье Гакмана ~~рассмотрены~~ [7] [*обследованы*] интересные месторождения юкспорита и произведены сборы.

---

[1] Источник: Научный архив КНЦ РАН, г. Апатиты. Ф.1. Оп. 6. Д. №1а. ОЦД. Л.1-3. Рукопись написана черными чернилами на двойных листах в клеточку формата А5, вырванных из тетради, некогда прошитой х/б нитками в 4-х местах. Все подчеркивания и зачеркивания – авторские. Вставки заключены в квадратные скобки. Карандашные вставки набраны курсивом. Орфография и пунктуация сохранены.

[2] Написано фиолетовыми чернилами.

[3] Жирно подчеркнуто простым карандашом.

[4] Зачеркнуто простым карандашом.

[5] Вероятно, *ц. ч. К. п.* означает “центральной части Кольского полуострова”.

[6] Зачеркнуто простым карандашом.

[7] Зачеркнуто простым карандашом.

Отзыв Е. П. Кесслер. 1930 г.

Идея создания Северного химического Комбината выдвигает ряд проблем основные вопросы которых ясны, требуют быстрого научного обоснования и разрешения на месте. Академией Наук это поручение было своевременно учтено и поднят вопрос об организации в Хибинских тундрах Научной Станции, как базы для всей научно-исследовательской работы в данном крае. В октябре 1929 г. в Заседании Президиума АН был утвержден состав Совета Хибинской научной Станции, с этого момента начинается работа по созданию станции. Целому ряду неотложных ассигнований и поручений с полевым снаряжением [illegible] из-за отсутствия дорог, построек

главного здания Станции было перенесено на 1930/31 г.

Для обслуживания научно-исследовательских отрядов летом 1930 г. утверждена была постройка сборного дома, который летом 1930 г. должен служить экспедиционной базой, а по постройке главного дома явится экскурсионной базой. Намечается к постройке общежитие персонала организации Станции.

14 февраля 1930 г. Г. П. Кессер с делегацией Треба „анафа" было выбрано, место для постройки дома на Малой Кувалове, а 15 июня один стандартного типа был готов и принят комиссией и обоими базы - Станции. Была закуплена в Мурманске по возможности и все необходимое и выслано на ст. Ам-

ницы.

С 3-го Июня 1930 г. по 9 Января 1931 г. Г.Б. Кессель была командирована ~~как~~ в ~~качестве~~ для научной работы с Волжской Экспедицией и по договору Кессель объявлена Заведующей Бабай-Сарацини. Для чего ей было произведено оборудование на месте бывш. Сарацини, временно оборудована химическая лаборатория, фотографическая камера ~~для работы~~, ~~коллекций~~, был собран небольшой музей по типу официального открытия Сарацини. 20 Июня 1930 г. Сарацини была официально открыта и носит название Горная Кессельская Сарацини, "Шатра" Всесоюзная А.Н. Сарацини в продолжении лета 1930 г. была опорным пунктом для 25 Научно-Исслед. Бюро

~~11~~. рабочих в районе
аварийных разработок и об-
ращение к ним.

Начиная со вновь назначенных
себя, на руку с организацией
оптимального и дополнительного
обеспечения базы, начинается
организация работы ~~на~~ требования
ных материалов для поправ-
ки главного здания Сталина.
Из наблюдения вблизи к линии
постройки за Красным лес-
материалом, тканью кирпича,
цемента и обуг.

Р.П. Кесслер на руку с линии
постройки и обеспечения обращ-
вопросами руку экскурсий по
сбору научного этнографического
материала с высот
окружающих Сталино.

произвести сборы материала
и фотографа с мотоциклом
Подкаменгорска и аппаратом
двуцилиндрового типа из
ущелья Подкаменгорска. Совер-
шены частичного отделения
экскурсий в долину р. Лопер-
ской и р. Шелонь.
Произведены сборы по контакта
андез.-дефинитовой порфиры
а именно: сфена, эпидота и т.
В ущелье Гакмана исполне-
на зарисовка мезозойского
конгломерата и произведены сборы.

НЕСКОЛЬКО СЛОВ ФИЛОЛОГА ОБ АКАДЕМИКЕ А.В. СИДОРЕНКО

В.А. Гречко

Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород

В декабре 1958 года я окончил аспирантуру при ЛГУ. Встал вопрос о работе. Старший товарищ по аспирантуре (ныне известный языковед К.С. Горбачевич) мне сказал, что встретил бывшую однокурсницу К.И. Сударкину, которая ищет для Кольского Филиала АН СССР квалифицированного филолога. К.И. Сударкина была на факультете и подтвердила, что в Филиале на первых началах создаётся редакционно-издательская группа, куда требуются литературные редакторы и корректоры, рассказала об условиях работы. В общем, они меня уговорили, и я подал заявление. Диссертацию в то время я защищать не мог, потому что ВАК обнародовала постановление о необходимости публикаций по теме диссертации. Это откладывало защиту на несколько лет.

Буквально дня через три я получил телеграмму за подписью «академика Сидоренко», в которой сообщалось, что я зачислен младшим научным сотрудником в Кольский Филиал АН СССР. Телеграфом же была переведена мне такая сумма подъёмных, какую я ни в студенческие, ни в аспирантские годы в руках не держал. Получив деньги, я первым делом купил несколько книг по редакторскому и корректорскому делу, а по совету сестры – толстое верблюжье одеяло и большие серые солдатские валенки.

По приезде на место я явился в старое деревянное здание Президиума Филиала в пос. Кукисвумчорр и предстал в приемной академика А.В. Сидоренко перед его референтами – Серафимой Владимировной (?) и Зинаидой Ивановной Гродзинг в своих огромных валенках, которые, судя по нескрываемым улыбкам присутствовавших, произвели большое впечатление.

Но в Филиале, по-видимому, не ожидали столь незамедлительного моего прибытия. Жить было буквально негде. И тогда академик А.В. Сидоренко уступил мне и приехавшему в тот же день гидрогеологу Алёше Антонову свой кабинет, который академик только начал обживать в новом Академгородке. Несколько дней мы прожили в кабинете. Он был большой, прохладный, почти весь пол покрывал ковёр. Тут-то и пригодилось моё верблюжье одеяло, да и валенки. Хозчасть дала нам кровати и постельное бельё. Мы, конечно, создавали большие неудобства для А.В. Сидоренко, но он был очень предупредителен к нам. По утрам стучал в дверь, забирал из ящиков письменного стола нужные материалы и работал дома. Нам обещали, что на днях закончат отделку нескольких первых квартир в примыкающем к главному корпусу Филиала жилом доме и там организуют что-то вроде гостиницы. Вскоре мы действительно туда перешли.

Неудобства были и с питанием. Столовой в новом городе ещё не было. Обеды привозили со станции Апатиты, больше приходилось питаться всухомятку. Нередко уже после работы ездили на электричке обедать в Кировск. Пытаясь найти выход, молодые семьи Н. и А. Армандов, И. и Ю. Зыковых, К. Сударкиной и А. Никонова организовали так называемый «колхоз», куда попал и я; «колхозники» по очереди готовили общий обед. На время это решило проблему.

Видно неустроенная бытовая жизнь затрагивала и А.В. Сидоренко. И «колхозники», постаравшись приготовить обед получше, иногда приглашали и его отобедать в «колхозе»; А.В. Сидоренко не отказывался от таких обедов.

В свою очередь, академик приглашал нас на вечерний чай-кофе. На столе появлялся коньяк, который, хотя и употреблялся нами весьма скромно, но создавал обстановку более живую и непосредственную. Александр Васильевич был большой любитель фотографии. Фотоаппарат всегда был с ним в его поездках по Союзу и по разным странам. Он охотно показывал нам свои фотоальбомы. Мне запомнился один, в котором были засняты изящно выполненные наскальные рисунки на пирамиде какого-то фараона. На этих рисунках, сделанных резцом искусного мастера, была отражена вся жизнь фараона: рождение, восшествие на престол, разнообразная его деятельность – походы, победы, путешествия, охота, вплоть до изображения сцен личной и интимной жизни. Отобрав несколько снимков, Александр Васильевич сказал: «А это для мужчин». На карточках были засняты сцены интимной жизни фараона и его жены. По снимкам было видно, что фараон и его жена были люди темпераментные и знали толк в интимной жизни.

Работа в редгруппе особых профессиональных затруднений у меня не вызывала. Редгруппу курировал Президент. Вскоре мне дали готовить к изданию большую рукопись под его научной редакцией. Это была общая полная на то время библиография научных исследований по Кольскому полуострову. Библиографию составляла вместе с научными сотрудниками библиотека Филиала. Я был наслышан, что А.В. Сидоренко строг в работе, требователен к сотрудникам. Но моё сотрудничество с ним при подготовке этого труда к печати было на редкость спокойным и продуктивным. Работа для меня не представляла трудностей; моё редактирование введения, написанного А.В. Сидоренко, аннотаций, уточнение самой библиографии не вызывали замечаний; книга быстро вышла в свет.

Однажды, встретив меня в коридоре, Александр Васильевич обратился ко мне с вопросом: «Почему не было вашего заявления на получение квартиры?» (незадолго до этого был сдан жилой дом и распределялись квартиры). Я отвечал в том смысле, что работаю совсем недавно в Филиале и не рассчитывал, что мне могут предоставить квартиру. Он отвечал: «Напрасно не написали заявления, вам на подносе квартиру не поднесут». Я понял, что допустил промах, о чём потом очень сожалел, живя с женой в шестиметровке в коммунальной квартире в пос. Кукисвумчорр или временами на квартирах уехавших в отпуск знакомых.

Но вскоре произошёл случай, после которого я старался не попадаться академику на глаза.

Филиал расширялся, создавались новые институты. Приехало много молодёжи, которая, конечно, старалась как можно интереснее организовать свою жизнь: ранней весной это были массовые лыжные походы в Хибины, катанье на коньках. Позже, когда сошёл снег и стало тепло, наступило время игр (волейбол, городки), соревнований в стрельбе, походов в тайгу, на озёра с рыбалкой и ночёвкой.

Один из таких походов мне запомнился на всю жизнь. На закрытом грузовике нас, большую группу молодёжи, повезли куда-то в северо-восточном направлении; часа через полтора-два высадили из машины, и

ребята-проводники повели нас к будущему лагерю: большому озеру, возле которого мы разбили палатки, разложили спальные мешки, стали разводить костёр. Двое из ребят, видно, опытные рыболовы, взяв спиннинги, спустились к озеру. Закинув раз или два свои спиннинги, они сразу вытащили на берег две огромные щуки, как будто те ожидали их. Поужинав ухой и другими припасами, все разошлись по палаткам. В это время мы заметили, как большая стая диких уток низко пролетела над озером. Кто-то сказал, что их много на соседнем озере. Я попросил имевшуюся в группе малокалиберную винтовку и пачку патронов к ней, решив, что рано утром пойду поохотиться туда за утками.

Проснулся я, когда лагерь еще спал, только-только стало рассветать, костёр погас. Взяв винтовку, патроны, я рассчитывал, что к подъёму и завтраку вернусь. Пройдя всего метров триста, а может быть, и меньше от лагеря, я спугнул какую-то большую птицу, явно дичь. Она понизу перелетала с дерева на дерево, далеко не улетая. Я выстрелил, но не попал и, кажется, не испугал её. Она продолжала кружить недалеко от меня. Спохватившись, что я могу сбиться с направления, я пошёл, как мне казалось, к указанному озеру; прошёл порядочное расстояние, но озера не было. Всё-таки я решил продолжать идти, придерживаясь, как мне казалось, взятого направления и вскоре действительно вышел к озеру, но никаких уток там не было. Было давно светло, и меня могли хватиться. Прошёл довольно большое расстояние, но там, где по моим расчётам, должен был быть лагерь, стоял высокий густой лес. Я понял, что сбился с пути. Дыма от костра, который, конечно, давно уже развели, я не почувствовал. Стало ясно, что я заблудился.

По моим расчетам, я должен был идти на север, чтобы выйти на дорогу. И я двинулся. Вскоре в большом отдалении услышал гул мотора. Это была не машина. Гул был неподвижен (в тайге звук разносится на большое расстояние), скорее всего это на карьере работал экскаватор. Я двинулся в этом направлении.

Не буду говорить, сколько часов я шёл, через какие дебри; некоторые нужно было обходить, потому что был совершенно непроницаемый мрак от густых вплотную росших вековых елей и многих упавших, наполовину сгнивших. Там нельзя было пройти. Казалось, что из этого мрака вот-вот появится голодный по весне медведь. Встречались линяющие, с клоками шерсти лисы. Такие трущобы я обходил. Я поднялся на сопку, где лес был редок и, к своему счастью, обнаружил огибающую по опушке леса слабо накатанную дорогу, которая могла вывести меня либо к трассе, либо к какому-нибудь жилью. Присев отдохнуть на пенёк, вдруг заметил рыскающего по опушке чёрного, как мне показалось, зверя. Сначала у меня мелькнула мысль, что это собака. Но откуда она здесь? К тому же зверь был значительно крупнее собаки, имел короткие, широкие, сильные лапы, кругловатую морду. Зверь, скорее всего, мышковал. Я выстрелил наугад и хорошо, что не попал: что бы я с ним делал в тайге, а просто так убить красивого зверя из «спортивного интереса» мне не хотелось. Позже мне знатоки говорили, что скорее всего это была росомаха, они водились в тех местах.

Дорога, наконец, вывела меня к трассе, я сориентировался и веселее зашагал на закат, наступали долгие северные сумерки. Столб комаров двигался вместе со мной. Деметилфтолат давно высох, от комаров мне пришлось отмахиваться. Таких огромных и злых комаров я никогда не видел.

Вдруг навстречу мне показался грузовик. Не останавливая машину, водитель, молодой парень, крикнул: «Ты из Академии?». Услышав, что я из Академии, парень прокричал: «Тебя давно ищут, я им скажу о тебе, ты иди, они тебя скоро догонят». Парень, видно, работал на карьере и совершал здесь рейсы.

Действительно, скоро показалась наша машина, я молча залез в кузов, никто не проронил ни слова. Мне молча протянули кусок хлеба. Позже я узнал, что меня искали всё время, на карьере был телефон, дозвонились до Филиала и сообщили А.В. Сидоренко о случившемся. Он договорился с вертолётчиками и потребовал от организаторов похода держать его в курсе дела. Случаи гибели заблудившихся в тайге людей были довольно часты. Организаторов похода он в резкой форме отчитал: «Как вы могли только что приехавшего человека, да ещё филолога, ни разу не бывавшего в тайге, отпустить на охоту с малокалиберкой! Ведь он в квартире может заблудиться!». В этом походе заблудились и два химика – Таня Спасибенко, моя будущая жена, и Света Филатова. Но они отошли от лагеря недалеко и по костру вышли к лагерю. Миражи, с которыми они столкнулись, чуть было не увели их в сторону.

В 1960 году мы с женой поехали в наш первый совместный отпуск. По возвращении я с удивлением узнал, что К.И. Сударкина внезапно уволилась и уехала в Москву.

Волей-неволей мне пришлось стать заведующим редгруппой. Она стала расширяться. Появился офсетный цех, где мы могли печатать небольшого объёма работы. Филиал быстро рос, работы в редгруппе было много; порой она была буквально завалена рукописями.

Как я уже говорил, редгруппа непосредственно подчинялась А.В. Сидоренко; и я в течение 1960-1961 гг., до его назначения министром геологии и охраны недр СССР, мог лично, на собственном опыте наблюдать и оценить стиль руководства академика.

Это было время активного развития Кольского Филиала АН СССР – мощного, комплексного научного центра на Крайнем Севере. Филиалу нужно было оперативно и убедительно доказать важность уже проделанных научных исследований, достигнутых результатов, а также перспективность дальнейшего комплексного изучения региона. Поэтому академик А.В. Сидоренко, как президент Филиала, большое внимание уделял подготовке и изданию научных трудов Филиала по разным направлениям. Результаты научных трудов должны были доказать в центре действительную стратегическую важность освоения богатств Кольского полуострова.

Кроме решения частных оперативных вопросов по подготовке научных сборников и монографий, я должен был регулярно, в назначенные дни и часы делать обстоятельный, детальный доклад о состоянии дел в редгруппе. С первого же доклада я понял, что к Президенту на доклад нужно являться во всеоружии, с полным, до мелочей, знанием порученного дела; докладывать о состоянии и движении рукописей в редгруппе, о степени подготовки каждой к отправке в издательство АН СССР или в академические типографии в Москву или Ленинград, о состоянии находящихся там в производстве изданий, о предполагаемых сроках их выхода в свет, о нуждах редгруппы, офсетного цеха, необходимых материалах, о возможностях машбюро, чертёжной и фотолаборатории оперативно выполнять наши заказы и др. Дело доходило до обмена мыслями по отдельным статьям того или другого сборника. Меня удивляло то, что

Александр Васильевич при всей его загруженности работой (Филиал уже имел пять институтов с многочисленными лабораториями, велось большое строительство Академгородка, необходимо было время для собственных научных исследований) так активно входил в детали нашей работы, хранил их в памяти. Мне было стыдно упустить что-либо в своём докладе. Поэтому к докладу я готовился как к серьёзному экзамену и выходил из кабинета как будто только что сдал этот трудный экзамен.

Возникающие задержки с изданием той или другой книги в издательстве АН СССР (часто требовались дополнительные экспертизы, возникали вопросы к рукописям и пр.) решались оперативно. Александр Васильевич тут же сам звонил в издательство, узнавал, в чём дело, обращался в отдел кадров; мне выписывали командировку в Москву или Ленинград, я получал командировочные и уже на следующий день летел с нужными документами, рукописями, различными поручениями в издательство. В отдельные месяцы я мог налетать до 10 тысяч километров.

Академик ценил добросовестную работу. По окончании какого-либо большого издания, выполнении плана к концу года работники редгруппы получали благодарности, премии.

Научные сотрудники Филиала работали много, с молодым энтузиазмом. Окна центрального корпуса ещё долго светились по окончании рабочего дня: геологи, минералоги, химики продолжали делать свои расчёты, опыты; молодёжь готовила диссертации. Но присутствие или отсутствие Президента всё-таки сказывалось на ритме и напряжении работы всего коллектива Филиала. В его отсутствие, когда он уезжал в командировку, можно было наблюдать, как встретившись во дворе Филиала, сотрудники закуривают, разговаривают, чему-то смеются, не спеша расходятся. Поднимаясь по лестнице из офсетного цеха, можно было встретить в коридоре Лёню Гарифуллина, поговорить с ним не только о редгрупповских делах. Выйдя на лестничную площадку покурить, можно было увидеть там Юру Волкова, работавшего с нами на одном этаже, обменяться новостями, свежими анекдотами. Увы, годы неумолимо летят, ни Лёни Гарифуллина, ни Юры Волкова уже нет в живых.

Но когда А.В. Сидоренко был в Филиале, темп и ритм работы заметно менялся. И не потому, что, увидев кого-нибудь в коридоре, он мог сделать замечание. Все знали, что сам академик работал напряженно, не теряя ни минуты. И этот темп, эта энергия передавалась всему коллективу. Машина работала на полных оборотах.

Запомнился случай, когда Александр Васильевич уже работал министром геологии и охраны недр СССР. Он не забывал Филиал и иногда приезжал сюда. Однажды, идя с какой-то бумагой в канцелярию, я увидел в коридоре около приёмной Президента всё наше филиальское руководство, среди которого выделялся Александр Васильевич. Естественно, я постарался как можно незаметнее прошмыгнуть мимо этой группы. Но я оказался всё-таки замеченным им; он покинул группу и тепло приветствовал меня, расспрашивая о моей жизни, планах. Не скрою, это внимание министра и академика ко мне, молодому тогда сотруднику, было приятно; оно свидетельствовало, что наше сотрудничество оставило в его памяти положительный след.

В 1990 году мы с женой были в Москве на Новодевичьем кладбище. Бойкая девушка-экскурсовод водила нашу группу к могилам великих писателей, видных деятелей нашей страны. Уже в конце экскурсии она показала нам «академическую площадку», где были похоронены известные учёные-академики. И в духе активно наступающего тогда либерального времени она вскользь обронила, что, мол, не все они достойны были быть похороненными на этом кладбище. В крайнем ряду мы увидели невысокий скошенный обелиск из чёрного мрамора с надписью «Академик Александр Васильевич Сидоренко». Неловко было у могилы возражать этой бойкой девушке. Да и свои ли слова она говорила!

Академик А.В. Сидоренко принадлежал к плеяде выдающихся советских деятелей, наделенных колоссальной энергией созидания, исходящей от них и заряжающей всех, кто с ними работал. Работать не с полной отдачей сил и способностей у таких руководителей было невозможно. К тому же академик А.В. Сидоренко обладал и огромными организаторскими способностями. Это была личность крупного масштаба. Именно под руководством таких деятелей с их неуёмной энергией, целеустремленностью, богатыми знаниями и опытом открывались и осваивались крупнейшие месторождения полезных ископаемых, строились города и заводы, возводились мощные гидростанции; под руководством таких руководителей люди во время войны в безлюдной, голой степи за месяц строили танковые заводы, создавали совершенные по тому времени виды вооружения, а после войны на удивление всему миру восстанавливали народное хозяйство, разрушенные города, создавали ракетную технику, запускали в космос спутники. Когда сейчас слышишь по телевидению или радио, что министр самолично перенёс на два года сроки выполнения постановления президента, что перечисленная Минфином зарплата идет к месту назначения в течение нескольких месяцев (а то и лет!), что почти каждый день разоблачают взяточников и казнокрадов среди высших чиновников, то невольно спрашиваешь себя: возможны ли были подобные явления при таких руководителях, каким был А.В. Сидоренко? Увы, пришли иные времена. Российский вторичный капитализм и либерализм востребовал своих «героев».

Мы с женой постояли, помолчали, склонив головы, у могилы нашего общего в молодые годы руководителя.

В моей последующей жизни высшим, непревзойдённым критерием оценки деятельности того или иного руководителя была деятельность академика А.В. Сидоренко.

ВОСПОМИНАНИЯ О Е.К. КОЗЛОВЕ

В.С. Докучаева

Евгений Константинович Козлов наряду с административной работой в Президиуме Кольского филиала до конца своей жизни руководил одной из самых крупных лабораторий в Геологическом институте – лабораторией петрографии, которая впоследствии была переименована в лабораторию магматизма и магматогенного рудообразования. Надо сказать, что это направление было важнейшим с самого начала образования лаборатории.

Е.К. Козлов – геолог широкого профиля, ученик и последователь Ленинградской петрологической школы академика А.А. Полканова и члена-корреспондента Н.А.Елисеева, в своей работе и в руководстве исследованиями сотрудников лаборатории уделял наибольшее внимание всестороннему структурно-петрологическому изучению гипербазит-базитового, щелочного и гранитоидного магматизма и связи магматических процессов с процессами рудообразования. Об этом свидетельствуют многочисленные печатные и фондовые работы сотрудников лаборатории. В организации работы лаборатории следует отметить проведение семинаров-диспутов на ученых средах, по различным теоретическим и практическим вопросам геологии. Большое внимание Евгений Константинович уделял руководимым им исследованиям по гипербазит-базитовому магматизму Кольского региона, где в разные годы работали научные сотрудники Б.А.Юдин, С.И.Зак, Г.И. Старицына, В.С. Докучаева, А.Ю. Одинец, Л.А.Виноградов, М.М. Ефимов, Е.М. Бакушкин, В.Ф. Смолькин, В.В. Борисова, М.К. Радченко, ст. инженер А.А. Егоров. Сотрудниками нашей группы проводились исследования интрузивов Мончегорского района, Федорово-Панских тундр, Аллареченского и Нотозёрского района, района Сальных и Колвицких тундр, Цагинского массива и др. Будучи скрупулезным и добросовестным исследователем, Евгений Константинович требовал от своих сотрудников тщательной проработки фактического материала, предостерегал от необоснованных выводов и рекомендаций.

Е.К. Козлов – увлеченный ученый-геолог, общительный человек, обладавший большой силой убеждения, охотно делился своими знаниями, как со своими сотрудниками, так и с геологами производственных организаций. Он пользовался большим авторитетом среди кольских геологов. Большое значение Евгений Константинович придавал внедрению результатов научных исследований в практику геолого-поисковых и разведочных работ на Кольском полуострове. Он принимал самое активное участие в составлении программ и планов по направлению поисково-разведочных работ на медно-никелевое оруденение, выступая с докладами по перспективам никеленосности Кольского полуострова на различных региональных совещаниях, вместе с сотрудниками составлял рекомендации по перспективным участкам и районам. Вспоминаются наши поездки в г. Мончегорск (рис. 1), где в то время (конец 50^{x}-60^{e} годы) работала Мончегорская геологоразведочная партия под руководством главного геолога С.М. Рутштейна, а также располагался геологический отдел комбината «Североникель» во главе с главным геологом Лялиным П.В. Приезд Евгения Константиновича был всегда желателен. В эти дни устраивались совещания, где обсуждались насущные вопросы геологии района, планы геолого-разведочных работ, Евгения Константинович на этих совещаниях всегда делал интересные доклады. Об этом спустя годы с большим теплом вспоминали известные на Кольском полуострове геологи В.С. Ланев, Ф.И. Свияженинов, В.В. Шолохнев, бывшие в ту пору молодыми специалистами. Обсуждение материалов нередко сопровождалось просмотром керна буровых скважин, экскурсиями на рудник Ниттис-Кумужья-Травяная и на перидотитовый «пласт-330» на массиве Сопча или рудный карьер массива Нюд, где Евгений Константинович всегда очень эмоционально и интересно рассказывал о своих представлениях по различным вопросам петрологии и генезиса рудопроявлений Мончеплутона.



Рис. 1. *Экскурсия в Мончегорск. На катере по оз. Имандра от Тик-губы до Монче-губы. Слева направо: румынский геолог, С.А. Сидоренко, неизвестный, Е.К. Козлов, В.С. Докучаев, Ф.Ф. Рык.*

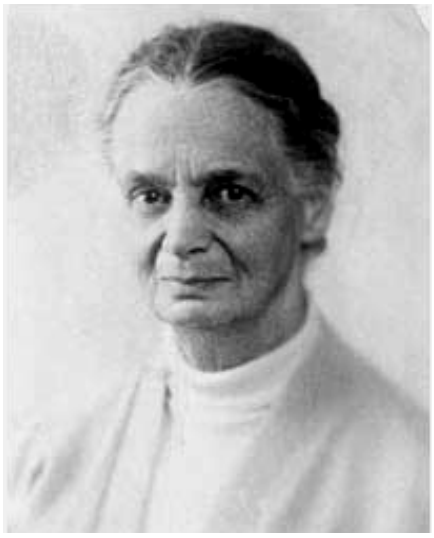
ИРИНА ДМИТРИЕВНА БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ (1890 – 1988)

О.Б. Дудкин

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

С Ириной Дмитриевной Борнеман-Старынкевич я познакомился в 1955 году.

И.Д. Борнеман-Старынкевич доктор химических наук, заслуженный деятель науки и техники. Окончила Царскосельский лицей, где училась в одной группе с А.А. Ахматовой. Затем были Бестужевские курсы, где преподавал А.Е. Ферсман, лекции в Петербургском университете, поездка в Геттинген на курсы профессора Таммана. Из Германии она была вынуждена уехать в связи с началом первой мировой войны. В Петербурге Ирина Дмитриевна поступила на работу в радиевую лабораторию В.И. Вернадского, друга семьи Старынкевичей, и до 30-х годов работала под его руководством.



В 1931 г. Ирина Дмитриевна побывала с А.Е. Ферсманом в Хибинах, которые очаровали её. В июне 1932 она с двумя детьми, 6 и 8 лет, переехала на горную научную станцию «Тиетта», где руководила химико-аналитической лабораторией. Сотрудники этой лаборатории впоследствии составили ядро такой же лаборатории в организованном в 1952 году Геологическом институте Кольского филиала АН, и Ирина Дмитриевна продолжала консультировать уже химиков института. В те времена аппаратурные определения практически отсутствовали и химический анализ минералов, особенно сложного состава, требовал высокой квалификации аналитика. Методы же анализа постоянно обновлялись и уточнялись. Ирина Дмитриевна обычно приезжала в марте – апреле и обязательно с лыжами. Вечерами и в воскресенье она отправлялась на лыжах в лес.

Приехав на работу в Геологический институт, я попал в группу М.Д. Дорфмана. Моисей Давыдович в это время увлекся редкими минералами Zr, Nb, Ti, TR, для которых Ириной Дмитриевной были разработаны специальные методы анализа. В свободное время от работы с химиками Ирина Дмитриевна заходила к нему. Если Моисея Давыдовича не было на месте, она беседовала со мной. В те годы институт пополнился большим числом молодых специалистов, и Ирина Дмитриевна старалась понять, чем мы дышим, что нас интересует, зачем мы приехали на Север.



А.Е. Ферсман беседует с химиками Кольской базы АН, «Тиетты». 1934 г. В центре И.Д. Борнеман-Старынкевич.(Из статьи И.Д. Борнеман-Старынкевич, посвященной памяти А.Е. Ферсмана.)

В 1956 г. определилась основная тема моей работы: минералогия апатитовых месторождений Хибин. С этого времени Ирина Дмитриевна интересовалась уже моей работой и помогала мне. Очень полезными стали её рассказы о казусах с результатами химических анализов по вине минералогов: об ошибках при отборе проб в поле и подготовке мономинеральных фракций. Ирина Дмитриевна была в дружеских отношениях с академиком Н.В. Беловым и при его консультациях стала разрабатывать методы расчёта кристаллохимических формул сложных по структуре минералов. Иногда я одним из первых получал наиболее вероятную кристаллохимическую формулу минерала и рациональную схему её расчета, например, для энигматита, лампрофиллита, эвдиалита.

В Москве, в ИГЕМ, Ирина Дмитриевна знакомила меня с минералогами, занимавшимися отдельными минеральными видами в широком плане. Так, я получил консультацию по наиболее рациональному изучению титаномагнетита. При этом я узнал, что некоторые простые, но важные в исследовании рабочие приёмы могут оставаться за рамками публикаций, как мелочи, которые не заслуживают внимания на страницах серьёзных журналов.

Занимаясь нефелином, я решил сравнить содержания редких щелочей в этом минерале из разных пород апатитовых месторождений. Такие данные нужны были и Н.Б. Воскобойникову, который хотел проследить поведение редких щелочей при технологической переработке нефелинового концентрата. Метод пламенной фотометрии тогда только внедрялся. Я обратился за советом к Ирине Дмитриевне. Она разослала наши пробы в 5 лабораторий, где новый метод уже использовался, сравнила результаты анализов и выбрала для нас наиболее достоверные значения.

Круг интересов Ирины Дмитриевны был гораздо шире чисто научных. Она живо интересовалась всеми вопросами жизни, любила искусство. Однажды, когда я был в её кабинете в ИГЕМ, к ней ворвались сотрудницы и стали шумно обсуждать проблему с какими-то билетами. Когда они ушли, Ирина Дмитриевна мне объяснила, что по пятницам, а была как раз пятница, у них в лаборатории театральный день. Они заранее всей лабораторией выбирали наиболее интересную постановку в каком-либо московском театре и закупали билеты. На этот раз остались свободные билеты, и она пригласила меня пойти с ними в театр.



Первые сотрудники геологического отдела (слева): Мелентьев Борис Николаевич, Бурова Татьяна Александровна, Ферсман Александр Евгеньевич, Волкова Мария Ивановна, Оранжиреева Антонина Михайловна, Терещенко Анатолий Селантьевич, Борнеман Ирина Дмитриевна, Янес Линда. 1934 год.

На юбилейные и памятные даты Ирина Дмитриевна сочиняла стихотворения, которые она в шутку называла «поэмами». Метод оценки эффективности труда научных сотрудников баллами не является чем-то новым. В 60-х годах нас уже обалливали. По этому случаю в стенной газете ИГЕМ появилась «поэма» И.Д. Борнеман-Старынкевич, в которой она высмеивала этот «административный восторг».

О себе Ирина Дмитриевна говорить не любила. Её воспоминания о жизни в «Тиетте» я услышал только в конце 70-х годов, когда она приехала в Кировск по просьбе подруг, работавших вместе с ней на горной станции. В воскресенье мы вместе с Д.Л. Рогачевым на своих машинах повезли Ирину Дмитриевну к месту, где была «Тиетта». Там ещё не было памятного знака и царило запустение. Первое, что я услышал, когда она подошла к месту станции: «Здесь такие деревья выросли, а ведь мы здесь жили!». Она задумчиво бродила среди следов стен «Тиетты», о чем-то вспоминала. Потом разговорилась, рассказала, как они искали наиболее полные школьные программы для детей, которых зимой на станции сами по очереди учили. Вспоминала как сотрудник, ответственный за хозяйство, при заносах и в экстренных случаях брал санки и шел через моренный вал на лыжах на 25 километр.

Хибины остались любовью Ирины Дмитриевны на всю жизнь. В 1972 году она приехала на 20-летие института и впервые пошла на экскурсию в подземный рудник. Картина разреза апатитового тела по отмытым стенкам горной выработки привела ее в восторг. Она так горевала, что многие из тех, кто начинал работы в Хибинах, не увидели такой красоты.

ВСТРЕЧИ С Е.К.

А.А. Жамалетдинов

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

В далеком 1968 году я поступил в аспирантуру Кольского филиала АН СССР и, по рекомендации ныне здравствующего Льва Исааковича Красного, напросился на визит к Евгению Константиновичу Козлову, Президенту КФАН СССР. Е.К., как его любовно называли все сотрудники, принял меня очень радушно и сразу покорил своим обаянием и доступностью. Его широкая улыбка и приятный, низкого тембра голос сохранились в моей памяти. Закончив с ознакомительными вопросами по поводу моей предстоящей аспирантской работы, Е.К. с явным удовольствием предался воспоминаниям о своей студенческой практике на Дальнем Востоке, в полевой экспедиции Л.И. Красного и Веры Константиновны Елисеевой-Красной. «Тогда я был много тоньше» - сказал Е.К, похлопывая по своей солидной фигуре – «И надо же было мне отправиться на рыбалку на подледный лов. Льдину оторвало от берега и понесло в океан. Неизвестно, чем бы дело кончилось, и сидел ли бы я здесь сейчас, если бы не Лев Исаакович. Он увидел все с берега и сразу оценил ситуацию. Он взял лодку и, несмотря на штормовой ветер, приплыл на веслах за мной, снял меня со льдины и мы вместе вернулись на берег». Вера Константиновна Елисеева-Красная вспоминала, что в экспедиции все очень любили Е.К. Козлова за доброту, общительность и умение работать в полную силу.



Евгений Константинович Козлов в поле.

Вторая моя встреча с Евгением Константиновичем состоялась осенью1969 года. Это был весьма насыщенный полевыми экспериментами год моей аспирантской работы. По моему приглашению на Кольский полуостров прибыла экспедиция Московского Геологического института во главе с Борисом Самойловичем Эненштейном. В июне-июле они провели с моим участием работы методами магнитотеллурического и частотного зондирования на Северной Печенге, в районе заложения Кольской сверхглубокой скважины. Затем, со своим небольшим отрядом я переместился в южную часть Печенгской структуры. Здесь я провел работы методом мелкомасштабного заряда с целью определить характер взаимоотношения отдельных проводящих горизонтов Южного крыла (мелкие флексуры или моноклинали?) и работы методом многолучевого дипольного зондирования на постоянном токе с разносами до 26 км с целью изучения глубинной электропроводности Шуониярвинского гранитоидного массива в южном обрамлении Печенги. И вот на завершающем и, как водится, самом важном и интересном этапе этой работы неожиданно обнаружилось, что кончились деньги. Руководитель темы «Кольский геодинамический полигон» Владимир Иванович Богданов дал указание срочно свернуть работы и выехать в Апатиты. Я выехал в Апатиты, но работы не ликвидировал, а направился прямо к Евгению Константиновичу. Объяснил ему ситуацию и попросил денег для завершения работ – мне требовалось 500 рублей. Он дал соответствующие указания, и работы были выполнены в полном объеме. По следам этой работы вышло несколько публикаций в центральной печати. Но до защиты диссертации еще предстоял долгий путь борьбы с оппонентами, придерживающимися других взглядов, не согласовывающимися с моими.

Последняя встреча с ЕК состоялась уже на площади Ленина, в длинной похоронной процессии, растянувшейся практически на весь город Апатиты. Сбылось предсказание ЕК: «Лучше быть живым кандидатом, чем мертвым доктором наук». Как ни была длинна колонна, но я пробился к ее голове и, подставив свое плечо под погребальный катафалк, ощутил на себе тяжесть его тела, снаряженного в дальний путь, откуда нет возврата.

СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ ЕВГЕНИЯ КОНСТАНТИНОВИЧА КОЗЛОВА

В.Г. Загородный

Евгений Константинович был талантливым и разносторонне одаренным исследователем и организатором науки. Многие аспекты его деятельности, отношения к работе, к коллегам заслуживают пристального внимания сегодняшнего и будущих поколений научных сотрудников и руководителей науки на Кольском полуострове.

В первую очередь надо вспомнить – на долю Е.К. Козлова выпало десятилетие наиболее бурного развития Кольского филиала АН СССР (1961-1971 гг.). В 1960-1961 гг. начался переезд Кольского филиала АН СССР из пос. Кукисвумчорр на новое место, которое не имело пока названия и где было всего 3 жилых дома, сейсмостанция и строящийся главный корпус Филиала. В составе Филиала в то время были Ботанический сад и фактически один институт – Геологический, в недрах которого зарождались Институт химии и технологии минерального сырья, Горно-металлургический институт и другие будущие учреждения. В последующие годы развитие всех учреждений Кольского филиала (строительство лабораторных корпусов, экспериментальных цехов, вспомогательных служб, подбор руководящих и научных кадров, наконец, строительство жилых корпусов и пр.) в значительной мере легло на плечи Е.К.Козлова и благодаря его энергии, высокой пробивной силе и постоянной работе, было успешно осуществлено. Научные достижения и успехи в создании крепкого и разностороннего научно-технического потенциала Мурманской области получили высокую оценку руководства страны. Указом Президиума, Верховного Совета СССР от 20 апреля 1967 года Кольский филиал АН СССР был награжден высшей наградой страны – орденом Ленина.

Второй незабываемый аспект деятельности Е.К.Козлова – это его особое ревностное отношение к вопросам использования научных достижений в развитии производительных сил области и страны в целом. В своей личной научной работе, в работе руководимого им коллектива петрологов, в работе Геологического института и, наконец, всех подразделений Кольского филиала АН СССР Е.К.Козлов постоянно ставил задачи практического содержания и упорно добивался их решения. Он пользовался огромным уважением и авторитетом у специалистов-практиков, в экспедициях и на комбинатах Мурманской области, у городского и областного руководства.



Егоров А.А., Базанов П.М., Козлов Е.К.

Будучи тесно связанным с производственными организациями, Е.К. Козлов принимал деятельное участие в разработке программ и перспективных планов по направлению поисковых и разведочных работ на Кольском полуострове. При этом он опирался на глубокие знания процессов магматизма и рудообразования. Это направление всегда занимало главное место в деятельности Евгения Константиновича как наиболее перспективное для решения задачи, которой он посвятил всю жизнь, - задаче обеспечения сырьем промышленности Кольского полуострова.

КНИГИ ИЗ КОЛЛЕКЦИИ АКАДЕМИКА А.Е.ФЕРСМАНА В ФОНДАХ БИБЛИОТЕКИ КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА

Л.М. Кабдулова

Научная библиотека Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Создание библиотеки Хибинской горной станции «Тиетта», как и самой станции, относится к далеким 30-м годам двадцатого столетия. Доподлинно известно, что инициатором и непосредственным участником ее организации был академик А.Е.Ферсман.

Александр Евгеньевич подарил библиотеке значительную часть своего богатейшего собрания литературы по минералогии, геохимии, петрографии, геологии, естествознанию, химии, горному делу, географии и другим дисциплинам, научные публикации иностранных ученых, а также отчеты и дневники первопроходцев Кольского полуострова.

Таким образом, основой будущей библиотеки Кольского научного центра РАН стали сотни томов научной литературы и в т.ч. собрание раритетных старинных книг XVIII, XIX и начала XX веков в ярких и скромных переплетах, изданных на русском и иностранных языках в Москве, Санкт-Петербурге, Архангельске, Париже, Берлине.

В печати, в основном, упоминается, что А.Е.Ферсман подарил библиотеке около 6000 ед. изданий. Но другая цифра фигурирует в воспоминаниях доктора химических наук И.Д. Борнеман-Старынкевич: «…он подарил горной станции свою личную библиотеку в более чем 10000 томов». Эта цифра вполне реальна, но проверить её очень сложно. Отдельного инвентарного учета этой литературы не велось и основная ее часть нашла свое место или, если можно так сказать, «растворилась» в общем фонде библиотеки. Книги находятся в соответствующих разделах фонда, согласно профилю описываемых исследований и расстановочным индексам универсальной десятичной классификации, принятой в библиотеках системы Академии наук.

На тот момент, такой великолепно подобранной библиотеки, почти не было в Советском Союзе. А.Е. Ферсман отдал сюда все, что собирал в течение нескольких десятков лет. Человек широкого научного кругозора и энциклопедических знаний, большой ученый, академик АН СССР, известный геолог, выдающийся минералог и геохимик, географ, неутомимый путешественник, участвовавший в исследованиях многих районов страны, он и литературу собирал с тем же размахом и интересом.

Наличие такого подбора книг непосредственно на месте исследовательских работ давало возможность сотрудникам Хибинской горной станции обеспечить свою работу и не быть в зависимости от центральных библиотек, как это наблюдалось в других периферических научных учреждениях. Библиотека горной станции широко использовалась не только постоянно в ней живущими или ежегодно приезжающими на полевые работы научными сотрудниками Академии Наук, но и специалистами предприятий и организаций Заполярья, которые проводили разведку и разработку полезных ископаемых Кольского полуострова, местными преподавателями и работниками других профессий. Каждый находил в библиотеке что-то для себя. И в наши дни фонд библиотеки КНЦ РАН, в т.ч. издания А.Е.Ферсмана, по-прежнему пользуется большим спросом.





Долгие годы считалось, что во время войны от немецкой бомбы вместе с «Тиеттой», этим заполярным центром науки и знаний, сгорела и уникальнейшая библиотека Александра Ферсмана. В публикациях послевоенных лет описывается, что действительно во время Великой Отечественной войны фонд библиотеки полностью сохранить не удалось. Часть библиотеки вместе с Кольской базой АН СССР была эвакуирована до лета 1944 г. в г. Сыктывкар. При возвращении часть книг осталась в библиотеке Коми базы АН СССР, часть была утрачена при перевозке. Периодические издания, оставленные в Кольской базе, сгорели вместе со зданием. И какая часть коллекции Ферсмана при этом пострадала сказать, опять же трудно, но это было неизбежно в тех условиях.





На данный период времени большая часть научных томов библиотеки А.Е.Ферсмана, как я отмечала выше, находится в соответствующих разделах фонда библиотеки. Но существует еще три части литературы из этой коллекции, которые постепенно выделились в самостоятельные коллекции:

-небольшая часть раритетных старинных книг прошлых веков находится в краеведческом отделе библиотеки (около 100 ед.).







На фото видны, в основном, не обложки, а титульные листы старинных книг. Это связано с тем, что за период длительного существования этих изданий, свыше 100, и даже более 200 лет, (например, издание 1779 года: «Брикман У.Ф.Б. Сочинения о драгоценных камнях с прибавлением описания так называемого Зальцтальского камня господина У.Ф.Б., медицины доктора, герцоргского Брауншвейского придворного медика и анатомии профессора. Перевод Шихтмейстера Василия Беспалова.») у многих книг пострадали или разрушились обложки. К этому привели частые переезды и несоответствующие условия хранения: температурный режим, влажность, освещенность. Это, к сожалению, на всем протяжении существования нашей библиотеки, не могло быть обеспечено по разным причинам. Пострадавшие издания отреставрированы, «одеты» в обычный переплет в нашем редакционно-издательском отделе.

Вторая часть литературы, свыше 300 ед. из фонда библиотеки А.Е. Ферсмана передана для постоянно действующей экспозиции, которая располагается на 4 этаже в здании Геологического института КНЦ РАН.

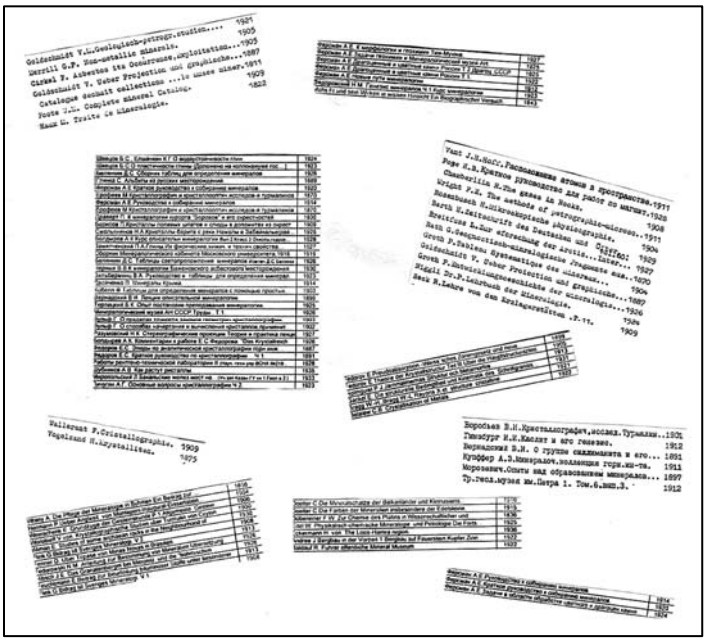
Третья часть коллекции, около 1300 ед. литературы, долго находилась в книгохранилище, а сейчас временно располагается в Геологическом музее КНЦ РАН. Эту часть фонда также планируем оформить как постоянно действующую экспозицию. Решение этого вопроса - дело ближайшего времени.

Эти три части коллекции, общим количеством около 1700 ед. изданий, в наше время, по большей части, представляют особый интерес для исследователей-историков и музейных работников, занимающихся изучением нашего края или какого-либо вопроса, а также, для всех интересующихся. Можно сказать, что эти издания постепенно переходят в категорию музейных экспонатов.

Несколько книг из библиотеки А.Е. Ферсмана также бережно хранится в Историко-краеведческом Музее с мемориалом С.М. Кирова.

Вся эта литература нашла свое отражение в списках и каталогах библиотеки, которые, при желании, можно посмотреть.

На некоторых книгах, подаренных академиком, стоит его автограф, на отдельных – штампы «дар А.Е.Ферсмана» или «Александр Евгеньевич Ферсман», на многих проставлен штамп «Библиотека Хибинской Горной Станции АКАДЕМИИ НАУК СССР, г. Хибиногорск, Малый Вудъявр». На многих изданиях дарственные надписи и автографы ученых, с кем работал и общался академик: В.И. Вернадского, П.Н. Чирвинского, А.П. Карпинского, И.К. Тихомирова, А.А. Борисяк и другие.



Поскольку такой объем принятой от А.Е.Ферсмана литературы в фонды библиотеки невозможно было оформить сразу, не просматривается единообразия в оформлении. К тому же в библиотеке в то время был только один сотрудник.

В коллекции широко представлены научные работы и самого Ферсмана. Александром Евгеньевичем опубликовано более 1500 научных работ, в том числе 20 монографий; около трехсот научных работ по Кольскому полуострову. Во многих научных трудах он принимал участие как редактор и инициатор их издания. Помимо сугубо научного направления своей деятельности, А.Е. Ферсман большое значение придавал популяризации науки. Вот только некоторые из этих работ: «Занимательная минералогия», «Воспоминания о камне», «Самоцветы России», «Занимательная геохимия», «Драгоценные и цветные камни России».

Но, несомненно, для нашей библиотеки особую ценность представляет литература о нашем крае, а именно, раритетные старинные издания прошлых веков (XVIII-начало XX вв.), подаренные А.Е.Ферсманом, и относящиеся к изучению и исследованию Кольского полуострова. И здесь будет уместным упомянуть некоторые издания, посвященные изучению Кольского Севера (Кольский полуостров, как и все побережье Скандинавского полуострова, до XX века обозначался термином «Лапландия»):

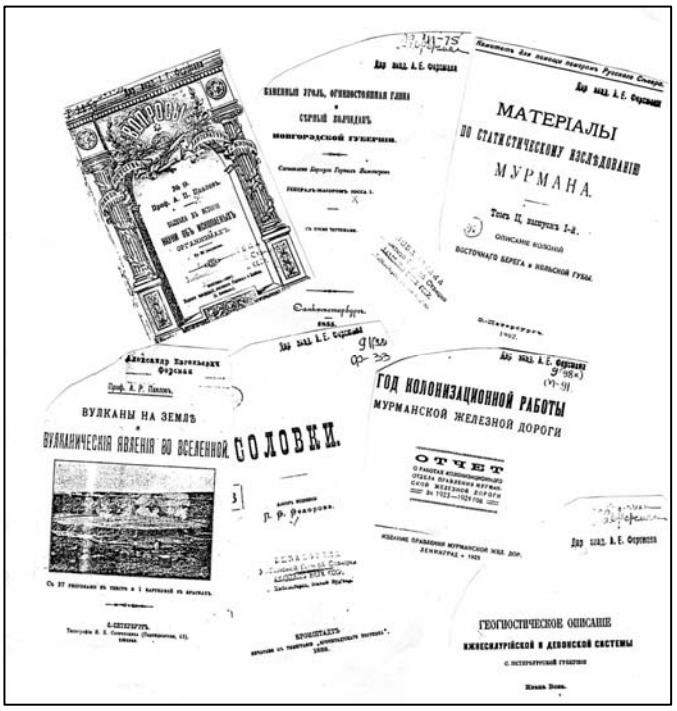
-М.Рейнеке. «Гидрографическое описание Северного берега России. Лапландский берег». 1878;

-А.С.Розанов «Лапландия и лапландцы.».1903 г.;

-Манацков В.И. «Очерки жизни на Крайнем Севере. Мурман.»1897г.;

-Ферсман А.Е. «Три года за Полярным кругом». 1924 г.

- и многие-многие другие издания *(титульные листы некоторых изданий):*



Города Кировск и Апатиты обязаны своим существованием гению и энергии А.Е.Ферсмана. И наша библиотека, как и музеи этих городов, бережно хранит и пропагандирует книги, подаренные академиком А.Е.Ферсманом, в которых отражена история освоения и развития не только нашего края, но история развития нашей науки и ее различных направлений.

БУРНОЕ ПРОШЛОЕ УЩЕЛЬЯ ГАКМАНА

И.С. Красоткин [1], А.Л. Лесков [2], Ю.Л. Войтеховский [3], А.К. Шпаченко [3]

[1] Кольский филиал Петрозаводского госуниверситета, г. Апатиты
[2] Хибинская строительная компания, г. Апатиты
[3] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Глубокое ущелье Гакмана протяженностью около 5 км начинается в 9 км от центра Кировска и разделяет Юкспорский массив Хибин на юго-западную и северо-восточную части. Голые скалистые склоны, тишина и безлюдье. Но в 1930-е годы здесь кипела работа на обширной промплощадке Ловчорритового рудника, а руда транспортировалась за 6 км на обогатительную фабрику, в первые годы - подводами, впоследствии - автомашинами. Чтобы воссоздать общую хронологию и этапы развития ловчорритовой проблемы, авторами помимо литературных источников [1-12, 15-21] проанализированы различные архивные материалы [13-14].

Хибинский ловчоррит

Ловчоррит – типоморфный минерал зоны перекристаллизации контактных слюдяных нефелиновых сиенитов, стекловатая или мелкокристаллическая разность ринколита, фторсодержащий титаносиликат Ca, Na и редких земель переменного состава: 11-17 % TR_2O_3 - оксидов редких земель, 0.5-1 % ThO_2, а также ~ 2 % Nb_2O_5 + Ta_2O_5 [3, 15]. В ловчорритовой руде присутствует также 0.02-0.25 % U_3O_8 [10, 21]. В начале 1930-х годов Хибинские месторождения были единственным освоенным источником редкоземельного сырья в СССР.

Впервые минерал обнаружен А.Н. Лабунцовым на плато г. Ловчорр в 1926 г. и назван по месту находки [1]. Затем последовали открытия мощных ловчорритовых жил на склонах Тахтарвумчорра, Вудъяврчорра, Кукисвумчорра и Часначорра. В 1930 г. отрядом Академии наук, производившим минералогическую съемку Юкспорского массива под руководством Н.Н. Гутковой [5, 6] найдена (Власов, Кринов) серия пегматитовых жил “со значительным обогащением ловчорритом” [13]. Юкспорское месторождение было признано имеющим несомненное промышленное значение. Его разведка велась силами ЛГРТ (1931-32 гг., М.С. Афанасьев, Е.А. Салье [1]), затем была передана Северо-западному отделению «Союзредметгеоразведки», использовавшему геофизические методы (1933-34 гг., М.С. Афанасьев, Е.А. Салье, И.П. Буре [2, 17] с участием управления «Новпромапатит»). В 1934 г. в связи с открытием опытного ловчорритового рудника разведочные работы переданы горно-химическому тресту «Апатит» (П.Ф. Семеров, Д.Н. Михалев, А.П. Сепман, кураторы проф. В.К. Котульский и проф. В.Н. Чирвинский [14, 15]). В послевоенном 1946 г. полную сводку данных по ловчорриту составил главный геолог комбината «Апатит» В.Н. Годовиков [14].

Во время первых пятилеток советская промышленность динамично развивалась, потребовались различные виды минерального сырья. Компоненты ловчорритовой руды (TR, Th и др.) использовались в военном деле (пирофорные сплавы, прожекторные угли), в производстве особых стекол, радиотехнике, химической промышленности и пр. [4]. Ловчорритовая проблема постоянно была в поле зрения управляющего трестом «Апатит» В.И. Кондрикова [11, 12] и рассматривалась на коллегии Наркомтяжпрома и заседаниях ВСНХ [13].

Геологоразведочные работы 1930-39 гг.

Юкспорское ловчорритовое месторождение представляет собой пегматитовое эгирин-полевошпатовое ловчоррит-ринколитоносное жильное поле, приуроченное к обширной зоне разломов в лежачем боку эгирин-роговообманковых нефелиновых сиенитов. Простирание поля субширотное, прослеженное в центральной зоне на 1900 м, ширина от 100 м на западе до 400 м на востоке, падение крутое (60º-80 º) на ССВ, противоположное падению крутого правого склона долины р. Гакмана [14]. Основная часть промышленно интересных жил (№№ 1-5, «Первомайская», оруденелые зоны «Три жилы», «Пять жил») имеет длину 89-360 м, мощность 1.0-12.5 м и сложный (до 40 минералов) состав [7, 14]. Так, состав средней пробы участка «Три жилы»: полевой шпат – 53.8, эгирин и амфиболы – 19.4, нефелин – 17.9, ловчоррит и ринколит – 6.5, эвдиалит, апатит, титанит – 1.6-2.3, сульфиды – до 0.5 %.

Завышенная по полевым данным на 10 % (1.7 % TR_2O_3) оценка среднего содержания ловчоррита в жилах [1] сыграла роковую роль в развитии ловчорритового дела в Хибинах и наряду с другими негативными факторами привела к закономерному финалу. Но в 1933 г. еще просматривались вполне обнадеживающие перспективы. Первым забил тревогу Д.Н. Михалев – геолог ловчорритового рудника треста «Апатит» [14, 15]. В 1934-36 гг. организовано перманентное опробование рудной зоны в 423 точках (из них 64 – силами «Союзредметгеоразведки»). На плато и пологих склонах Юкспора для опробования проходили канавы,

шурфы, на крутых участках – небольшие разведочные штольни. В подземных выработках проводилось бороздовое опробование (борозды 1-2 м длиной, сечением 10 × 3 см). В результате для всей затронутой горными выработками части месторождения установлено среднее содержание 0.7 %, а для участка «Три жилы» - 0.9 % TR_2O_3, что соответствует содержанию ловчоррита 4 и 5.5 % и значительно ниже предварительных оценок. Кроме того, Д.Н. Михалев отмечает [15] обогащение вмещающей породы между близко расположенными рудоносными пегматитовыми жилами мелкой вкрапленностью ловчоррита-ринколита, что неизбежно создает дополнительные трудности в процессе обогащения руды. Возникли сложные и, как выяснилось вскоре, неразрешимые проблемы, которые завели технологию обогащения в тупик и привели к краху всего ловчорритового дела в Хибинах.

Подсчитанные на 1 апреля 1935 г. и утвержденные ЦКЗ запасы месторождения [14] составили по всем категориям 2 млн. 78 тыс. т при среднем содержании 1.03 % TR_2O_3+ThO_2 (из них 82 % общих запасов, а по категориям A_2+B – 95.5 %, т.е. 158.2 тыс. т, приходилось на участок «Три жилы»). В 1939 г. геолог А.П. Сепман составил паспорт ловчорритового месторождения [14] и с учетом проходки новых горно-разведочных выработок оценил промышленные запасы по категориям A_2+B на 1 января 1939 г. в 355.8 тыс. т при содержании 1.12 % TR_2O_3+ThO_2, что вдвое больше, чем в 1935 г.

Горные работы на ловчорритовом руднике в 1933-38 гг.

Еще в 1931 г. руководством комбината «Апатит» было принято решение разрабатывать Юкспорское месторождение ловчоррита снизу из ущелья Гакмана [13, 17]. В 1932 г. усилиями 47 работников Ловчорритовой партии ЛГРТ в тяжелой борьбе с хибинскими снегами удалось добыть 30 т руды, отправленной для технологических испытаний в Одесский радиологический институт и Ленинградский институт «Механобр». Начало масштабных горных работ в соответствии с постановлением НКТП приходится на 1933 г. [13]. Была проложена автогужевая дорога от пос. Юкспорйок до промплощадки ущелья Гакмана длиной 6 км, в центральной части обрыва правого борта ущелья на участке «Пять жил» начата опытная добыча руды, разработаны два уступа, оборудованы площадки для компрессорной станции и складов, дробильное (щековая дробилка Блэк) и рудоразборное помещения, по склону проложены тропы, начата проходка штолен. Во время работ перемещено 1300 т рудной массы и ручной рудоразборкой выделено 30 т богатой руды с содержанием 40-45 % ловчоррита.

В 1934 г. в районе выхода на поверхность Первомайской жилы произведена проходка штольни № 1 длиной 20 м и штольни № 3 длиной 100 м вкрест простирания рудных жил участка «Три жилы», высотная отметка 826 м [14]. Добыча руды составила 5988 т при проектной мощности рудника 33 тыс. т/год. В 1934-35 гг. окончательно оформилась промплощадка ловчорритового рудника. Были построены три щитовых дома, капитальное здание фидерной подстанции, разнообразные вспомогательные сооружения, рудоскат и бремсберг (рис. 1). Списочный состав рудника достиг 194 чел. В 1935 г. окончательно принята система подземной разработки подэтажными штреками при длине блоков по простиранию 35-45 м, высоте этажа 34-69 м, подэтажей – 8-10 м [14]. От дальней части штольни № 3 пройдены Восточный и Западный «Августовские» откаточные штреки длиной 90 и 83 м, 12 ортов, три блоковых восстающих и рудоспуски. Для обеспечения вентиляции и запасного выхода пройдена штольня № 4 длиной 118 м, соединившая конец Восточного штрека с Первомайским при выходе его на поверхность (рис. 2), и еще три восстающих. Также пройден гезенк высотой 70 м и вентиляционная штольня длиной 50 м (использовались центробежные вентиляторы «Сирокко»). Общая протяженность горных выработок сечением 1.5×1.5 (восстающие и рудоспуски), 2×2 (штольня № 3) и 3×3 м (подэтажные штреки) достигла 940 м. На подземных работах использовались пять компрессоров «Чикаго», перфораторы, вагонетки Коппеля на 1.5 т и другая техника. Крепость пород составляла 10-12 по Протодьяконову, поэтому деревянная крепь использовалась минимально.



Рис. 1. *Ловчорритовый рудник, 1936 г. Фото М.С. Афанасьева, архив ГАМО.*

Горные работы шли с большим трудом и почти двукратным отставанием от плана из-за задержки строительства рудоската-бремсберга, перебоев в подаче электроэнергии, недостатка оборудования, рельсов, буровой стали и постоянных снежных обвалов в зимнее время, которые приводили к полугодовой остановке рудника. Годовая добыча руды в 1935 - 38 гг. составляла 2615 - 4119 т (при проектной мощности 8500 т/год). До полной остановки рудника в 1939 г. было добыто 19389 т руды [14].

Технология обогащения и переработки ловчорритовой руды в 1933-39 гг.

Для химической переработки материала трест «Союзредмет» первоначально требовал содержание ловчоррита 45-75 % [20], а среднее содержание в руде не превышало 4-6 % [14, 15]. Таким образом, весьма актуальной стало исследование руды на обогатимость, проведенное в 1932-33 гг. на испытательной станции комбината «Апатит». С учетом различных физических свойств минеральных компонентов (близкие удельные веса ловчоррита, эгирина и апатита, магнитные свойства эгирина и др.) разработанная технологическая схема обогащения оказалась весьма сложной и была реализована на опытной ловчорритовой обогатительной фабрике в 6 км от рудника на промплощадке фосфорного завода (23 км), пущенной в конце 1933 г. Технология включала двухстадийное дробление в щековых дробилках, измельчение в стержневой мельнице в замкнутом цикле с грохотом, концентрацию на столах и магнитную сепарацию [20]. В 1937-39 гг. для извлечения ловчоррита из шламов применялась флотация [13] со сложным реагентным режимом (олеиновая кислота, керосин, мылонафт, жидкое стекло, серная кислота и др.). За 1933-39 гг. выработано 1184 т ловчорритового концентрата (максимум в 1937 г. – 495 т) при общем выходе 6 %.

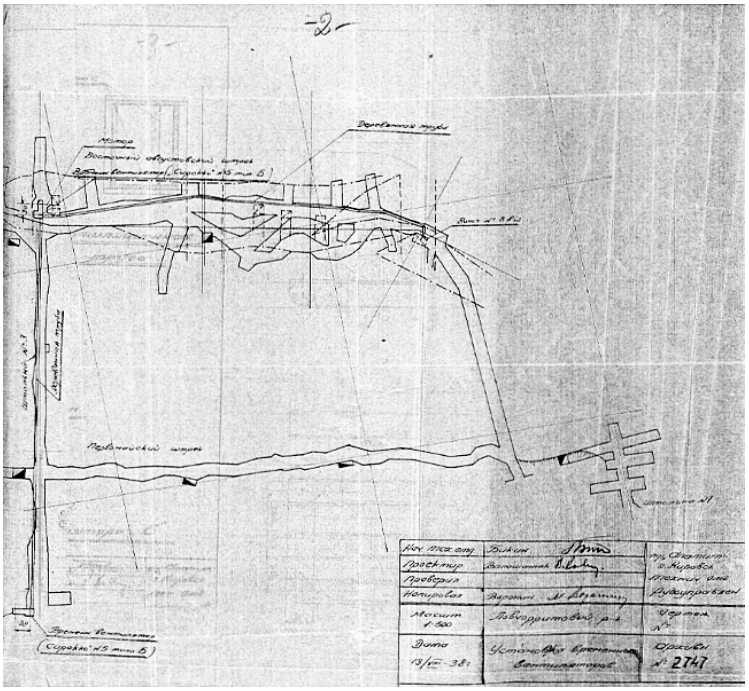


Рис. 2. *План части подземных выработок Ловчорритового рудника, 1938 г., архив ГАМО.*

Работа ловчорритовой фабрики проходила в каком-то лихорадочном режиме: планы выпуска концентрата постоянно корректировались и не выполнялись, ловчорритовый рудник не выдавал руду в зимние месяцы, доставка руды на фабрику производилась неритмично. На территории фабрики под открытым небом годами лежали пять штабелей руды общим объемом 1500 м^3, ловчоррит выветривался, его состав и свойства изменялись, что приводило к нарушению технологии обогащения. Рядом с ловчорритовой фабрикой была построена и в 1936 г. начала работать новая фабрика, предназначенная для обогащения сфеновой руды долины р. Лопарская [13], которую добывали и в зимнее время. Обе фабрики превратились в единый технологический комплекс (списочный состав 120 чел.), в документах назывались Сфеново-ловчорритовой обогатительной фабрикой и переключались на обогащение то ловчорритовой, то сфеновой руды, что вызывало дополнительные трудности при реализации сложных обогатительных технологий.

Низкое (4-6 %) содержание ловчоррита в руде привело к необходимости ручной рудоразборки на руднике, что с трудом позволило довести содержание ловчоррита в руде до 10 %. Без рудоразборки концентрат получали низкого качества – до 40 % ловчоррита (7 % TR_2O_3) при больших потерях в хвостах. «Главредмет» отказался от такого концентрата. Его выпуск в 1939 г. прекращен, а обогатительная фабрика целиком перешла на переработку сфеновой руды. Вероятно, ситуацию можно было бы разрешить разработкой чисто флотационной технологии, но для испытательной станции комбината «Апатит» такая задача оказалась непосильной. Технология выделения редких земель из ловчорритового концентрата разрабатывалась в Ломоносовском институте Академии наук для завода «Литер А» в Москве [14]. Она включала двукратный цикл обработки соляной кислотой и осаждения гидратов TR аммиаком, фильтрацию и последующую обработку смесью плавиковой и соляной кислот для получения смеси чистых фторидов редких земель. В послевоенные годы работа фабрики не возобновлялась. Сегодня промплощадка

ловчорритовой фабрики полностью скрыта густым лиственным лесом. Только остов сфеновой фабрики царит над долиной Юкспорйока как средневековый замок (рис. 3).



Рис. 3. *Руины сфеново-ловчорритовой обогатительной фабрики, 2003 г. Фото А.Л. Лескова.*

Заключительный аккорд

Главный геолог комбината «Апатит» В.Н. Годовиков [14, 22] в 1946 г. связывал дальнейшие перспективы Юкспорского месторождения с доразведкой его нижних горизонтов, что позволило бы значительно увеличить балансовые запасы, и не сомневался в перспективах возобновления добычи и переработки руды. В августе 1946 г. обнаружена богатая ловчорритовая жила в квершлаге № 7 горизонта +392 м Кировского рудника. В.Н. Годовиков обратился к директору комбината «Апатит» М.Н. Селезневу с предложением о проходке по этой жиле двух штреков длиной 10-15 м и получил положительный ответ [14]. К сожалению, результаты разведки документально не прослеживаются. В 1946 г. также проводилось дополнительное опробование месторождения силами Ленгеолуправления и «Союзредметгеоразведки», применившими эманационную съемку. Производственной бригадой «Механобра» отбраны две технологические пробы ловчорритовой руды. Но руководство химической промышленностью рассудило иначе. В 1946 г. принято решение о разборке здания ловчорритовой фабрики, а вопрос о возобновлении работы ловчорритового рудника, законсервированного с 1938 г., больше не поднимался [13]. Ловчорритовая проблема тихо растаяла в тумане послевоенного восстановления.

Прошло 70 лет

В дальнейший ход событий активно вмешалась природа. Здание ловчорритовой фабрики не было демонтировано, а от ударов снежных лавин из северо-западного цирка Айкуайвентчорра (особо мощной в феврале 1999 г.) его постоянно спасал лавинорез 1930-х гг. [16]. Промплощадка рудника помимо снежных лавин подверглась мощнейшему воздействию селеподобных водоснежных потоков в 1988 и 1995 гг. [8]. В результате большинство сооружений промплощадки рудника полностью разрушено, не устояло даже железобетонное здание фидерной подстанции, которое в 1964 г. один из авторов наблюдал в полной сохранности.

Иногда ущелье Гакмана посещают геологи, туристы, краеведы, а летом 2007 г. даже две экспедиции из Москвы (спелеологическая и экологическая). В сентябре 2007 г. двое авторов совершили экскурсию на гакмановские руины. Жива и на большом протяжении пригодна для автомобилей старая дорога, по маршруту которой – остатки старого моста, фрагменты деревянной плотины в русле р. Гакмана, фундаменты деревянного щитового дома и бани с водостоком. По крутому правому борту ущелья – контуры рудоспуска и бремсберга, приемная площадка руды, остатки лестницы между бермами. Штольни № 3 (рис. 4) и № 4 вполне доступны, но деревянная крепь прогнила, вход внутрь небезопасен и требует соответствующей подготовки, страховки и других мероприятий в соответствии с правилами техники безопасности. Кругом – многочисленные обветшавшие и проржавшие артефакты: вагонетки, рельсы, трубы, буровые коронки, стальные листы, доски, брус и пр. Поистине, хотя и заброшенный, но масштабный памятник эпохи строительства социализма в СССР.



Рис. 4. *Устье штольни № 3 Ловчорритового рудника, 2007 г. Фото А.Л. Лескова.*

По маршруту мы постоянно измеряли радиоактивность с помощью портативного дозиметра, но больших страхов не испытали. На входе в ущелье атмосферный фон составлял 21, на промплощадке – 25-27, на штабеле

приемной площадки – 80-110, в бремсберге (отметка 728 м) на образцах с видимым буро-желтым клееподобным жильным ловчорритом – 200-230, на стенке штольни № 3 в 10 м от входа – 55, на скальном обрыве над бермой между штольнями №№ 3 и 4 (район выхода Первомайской жилы) в районе бурого потека на отметке 816 м – 430 мкр/час (максимальный показатель на маршруте). Один из замеров спелеологической экспедиции внутри штольни № 3 непосредственно на ловчорритовой жиле – 500 мкр/час.

В смутный 1995 г. после 50-летнего полного забвения интерес к ловчорриту проявил ИХТРЭМС КНЦ РАН в лице проф. В.А. Маслобоева. Подключившиеся к работе сотрудники Горного института КНЦ РАН проф. Ю.В Демидов и В.Н. Аминов даже намеревались составить проект возобновления добычи ловчорритовой руды. Но энтузиазм быстро угас, и снова – тишина. Так и стоят грозные башни правого борта ущелья Гакмана в ожидании потенциальных инвесторов, которым понадобятся редкоземельные элементы, торий, ниобий, тантал или их соединения.

Авторы выражают глубокую благодарность директору ГОУ ГАМО в г. Кировске М.Д. Петровой, зам. директора С.М. Салимовой, сотрудникам И.И. Жариновой и В.М. Тарасюк за помощь в подборе архивных материалов.

Литература

1. ***Афанасьев М.С., Салье Е.А.*** Месторождение ловчоррита в Хибинах // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 69-79.

2. ***Афанасьев М.С.*** Месторождение ловчоррита на Юкспоре // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 105-107.

3. ***Борнеман-Старынкевич И.Д.*** Химический состав ловчоррита и кондрикита // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 114-118.

4. ***Бурксер Е.С.*** Технология применения и экономика редких земель из ловчоррита // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 100-106.

5. ***Гуткова Н.Н.*** Зона ловчорритовых и ринколитовых месторождений Хибинских тундр // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 60-68.

6. ***Гуткова Н.Н.*** К минералогии горы Юкспорр // Матер. по петрографии и геохимии Кольского п-ова. Ч. 5. Тр. Совета по изучению природных ресурсов. Сер. Кольская. Вып. 8. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. С. 7-108.

7. ***Зотов П.П.*** К минералогии ловчорритовых месторождений // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 112-114.

8. ***Зюзин Ю.Л.*** Суровый лик Хибин. Мурманск: Реклам. Полиграфия, 2006. 236 с.

9. ***Кажевников А.В.*** Обогатительная фабрика ловчоррита // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 130-132.

10. ***Комлев Л.В.*** Радиологические исследования в Хибинских тундрах // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 135-139.

11. ***Кондриков В.И.*** Редкие элементы Хибин // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 3-6.

12. ***Кондриков В.И.*** Состояние и задачи исследовательских работ // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 11-19.

13. Материалы ГОУ ГАМО в г. Кировске. Ф. 179. Оп. 1. Д. 158, 176, 200, 293, 302, 449, 497, 532, 779, 857, 862, 1093, 1122, 1617, 1696 за 1931-1946 гг.

14. Материалы ГОУ ГАМО в г. Кировске. Ф. 179. Оп. 11. Д. №№ 163, 185, 259, 263, 264, 274, 301, 371 за 1931-1946 гг.

15. ***Михалев Д.Н.*** Юкспорское месторождение ловчоррита в Хибинах // Сб. геол. работ. Тр. Кольской базы им. С.Н. Кирова. Вып. 4. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 5-57.

16. ***Ржевский Б.Н.*** Тайна горы Айкуайвенчорр. Мурманск: Изд-во ИПП «Север», 2000. 216 с.

17. ***Салье Е.А.*** Методы геофизической разведки на ловчоррит // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 133-135.

18. ***Семеров П.Ф.*** Разработка ловчорритовых месторождений // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 80-83.

19. ***Смирнов Г.Ф.*** Обогащение ловчорритовой руды // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 84-95.

20. ***Смирнов Г.Ф.*** Методы обогащения ловчоррита // Хибинские апатиты. VI Хибинский сборник. Л.: НИС НКТП, 1933. С. 118-130.

21. ***Ферсман А.Е.*** Редкие элементы Хибинских и Ловозерских тундр // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 95-99.

22. ***Шпаченко А.К.*** Геолог В.Н. Годовиков. Страницы биографии // Тр. Всерос. научн. конф. “Геология и минерагения Кольского региона”. Апатиты, 4-6 июня 2007 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2007. С. 42-46.

СЛОВО ОБ АЛЕКСАНДРЕ ВАСИЛЬЕВИЧЕ СИДОРЕНКО

Т.А. Лукьянова (Соседко)

Кандидат геол.-мин. наук, бывший младший научный сотрудник Кольского Филиала АН СССР, старший научный сотрудник ВСЕГЕИ, ныне пенсионер

С Председателем Президиума Кольского филиала АН СССР, министром Геологии СССР, вице-президентом АН СССР Александром Васильевичем Сидоренко (1917–1982 г.), я периодически общалась с 1949 г. и до конца его жизни. Из рассказов отца и личных контактов у меня сложилось о нём хорошее мнение. О нескольких интересных встречах с Александром Васильевичем я и хочу здесь рассказать.

В 1947 г. мой отец, Соседко Александр Федорович, принимал участие в работе спецразведки Министерства цветных металлов на редкие элементы в Средней Азии. В это же время в связи со строительством Каракумского канала он возглавил геологический отряд Арало-Каспийской экспедиции, который занимался поисками древних ирригационных систем вокруг строящегося канала, полезных ископаемых и составлением для этой территории экономической карты. В ходе выполнения этих работ Соседко познакомился с молодым 30-летним геологом А.В.Сидоренко, который тогда работал в Туркмении и жил в Ашхабаде с женой, Калерией Петровной, и двумя детьми, Светланой и Сергеем. В ходе совместных работ Соседко оценил деловые качества и организаторские способности Сидоренко. Они встречались на работе в Каракумах, дома у Александра Васильевича в Ашхабаде и уже тогда прониклись взаимной симпатией.



***Рис 1**. Академик А.В. Сидоренко в Минералогическом Музее Кольского Филиала АН СССР. г. Апатиты. Академгородок. Примерно 1961 г.*

В 1948 г. в Ашхабаде случилось сильнейшее землетрясение. Семья Сидоренко вынуждена была выехать из почти полностью разрушенного города. Встал вопрос, - куда?

Руководителем Кольской научной базой АН СССР им. С.М. Кирова в то время, после смерти академика Ферсмана в мае 1945 г., стал академик Д.С. Белянкин. Он был уже пожилой человек, редко бывал на севере и стал подыскивать себе заместителя, а в дальнейшем замену себе на этом посту. Соседко, хорошо знавший Белянкина, порекомендовал ему кандидатуру Сидоренко на эту должность. Так в 1949 г. Сидоренко был назначен заместителем Белянкина. Когда они перед отъездом на север остановились в Ленинграде и жили на Суворовском проспекте, мы бывали у них, а вся семья Сидоренко бывала у нас дома на 5-ой Советской улице. Вместе мы отдыхали на даче в Бернгардовке в 1949 г., где его семья в тот год проводила лето. Кроме того, моя мама порекомендовала им хорошего портного, который их всех полностью одел в тёплую одежду, необходимую для Заполярья. Первые дни жизни в поселке Кукисвумчорр жена и дети Сидоренко пугались взрывов, которые производились на руднике при добыче рудной массы, т.к. они им напоминали пережитый ужас землетрясения.

Развитие науки Кольского полуострова во многом базировалось на возможностях региона, показаны в фундаментальном труде А.Е. Ферсмана «Полезные ископаемые Кольского полуострова». В нём, кроме итогов исследования геологии Кольской земли и описания уже открытых в её недрах полезных ископаемых, была начертана радужная перспектива возможности открытия здесь новых месторождений. Север надо было осваивать, а значит развивать здесь науку. Для этого нужны были кадры. Их приглашали, давая льготы в начислении стажа работ, отпусков и приличные зарплаты. В частности, А.В. Сидоренко пригласил для изучения только что открытых редкометальных гранитных пегматитов моего отца. У него с Александром Васильевичем складывались хорошие деловые и дружеские отношения.

Будучи формально заместителем Белянкина, а фактически - руководителем Кольского филиала, Сидоренко сразу энергично взялся за дело. Привожу конспект его сообщения из записной книжки, начатой Соседко в сентябре 1950 г.:

«Кировск. 16 сентября 1950 г., суббота, 5 часов дня. Совещание у зампред. Сидоренко. Производственное совещание: обсуждение «производственных задач Кольского филиала», сообщение Сидоренко.

Поднять роль научных учреждений на периферии (16 филиалов АН СССР), сделать их самостоятельными, хорошо оснащенными оборудованием и кадрами. Тем самым повысить роль Академии Наук в жизни страны. Уделить внимание правильному коллективному выбору тем, их взаимосвязи. Темы должны быть увязаны с нуждами промышленности района работ филиала. Сделать так, чтобы результаты их труда были нужны разведчикам недр и промышленности, работающей на минеральном сырье, и исполнители тем были там авторитетными и желанными гостями. Творческое содружество науки и производства. Увеличить в 2-3 раза количество книг в научной библиотеке, создать условия для того, чтобы хорошие специалисты из центра ехали сюда, создавать свои хорошие кадры через аспирантуру, докторантуру. Из научных отчётов практические выводы должны быть отдельно представлены в Президиум в виде докладной записки на 5-10 страницах».

Многие из сформулированных тогда Сидоренко задач, поставленных им перед научным коллективом, не потеряли актуальности и сейчас. Промышленность никогда не может обойтись ни без фундаментальной, ни без отраслевой науки. Тогда это понимали, сейчас, похоже, не очень.

Важно, что такие задачи ставились перед Кольской наукой уже через 5 лет после окончания войны. Несмотря на то, что надо было восстанавливать разорённую войной страну, находили немалые средства для Академии Наук, и было понимание её большой роли в жизни страны.

В это время Кольская база была переименована в Кольский филиал АН СССР им. С.М. Кирова, что поднимало ее статус, а Сидоренко стал заместителем Председателя Президиума. Хорошо понимая задачи Филиала, А.В. Сидоренко всю свою энергию, прекрасные организаторские способности отдавал на то, чтобы КолФАН СССР по возможности нормально функционировал.

Бывают ученые-руководители нескольких типов. Одни обеспечивают себе и своему ближайшему окружению благоприятные условия для выполнения своей тематики исследования. Этим они достигают своих личных успехов, званий, должностей в науке, если есть благоприятные условия для работы. Заняв руководящую должность, они часто в подведомственном учреждении развивают преимущественно свое научное направление, иногда даже в ущерб другим. Но есть и второй тип ученых. Это ученые - организаторы. Они, будучи на руководящей должности, главной своей задачей считают обеспечение максимально хороших условий для работы многих. К таким ученым относился А.В.Сидоренко.

Приехал он на Кольский полуостров в трудное время. Кольская научная база, лишившаяся в результате пожара во время войны здания «Тиетты» на оз. Малый Вудьявр, размещалась в двух стареньких двухэтажных деревянных зданиях в поселке Кукисвумчорр. Штат базы был небольшой. Не хватало всего, что нужно было для жизни и работы сотрудников: жилья, рабочих помещения, книг, оборудования, приборов. Работали на одном энтузиазме. Сотрудники жили в тесноте. Для жизни использовались даже 5-6 – метровые комнаты в зданиях, построенных для работников рудника, и несколько квартир, и даже гостиница в Кировске. Сидоренко начал практически с нуля. Главной целью своей работы он считал создание в Заполярье прекрасного научного центра, укомплектованного хорошими специалистами, для которых будут созданы все условия для нормальной жизни и работы. И он это делал со свойственной ему энергией. Он заработал авторитет прекрасного организатора, человека, у которого слово не расходилось с делом, быстро реализовывающий все хорошие дела, мысли, идеи свои и сотрудников, при этом - никакой волокиты и бюрократии. Он был простой в общении с людьми, но деловой и требовательный. Он быстро завоевал авторитет в Москве. Деятельность его, как руководителя была многогранна, но главные направления были таковы:

- Подбор и приглашение опытных специалистов и молодых выпускников Геологических вузов и факультетов университетов страны: технологов, химиков, биологов, физиков и др.
- Строительство Академгородка (административных зданий и жилых домов).
- Забота об удобствах в работе, быте, досуге сотрудников.
- Создание новых лабораторий и их оборудование.
- Комплектование научной библиотеки и Минералогического музея.
- Ботанический сад с его проблемами.
- Подготовка своих специалистов и др.

Взятый правительством страны в начале 50–х годов курс на создание научных центров на периферии страны и на поддержку АН СССР, потребовал большого труда и энергии Сидоренко для его реализации в условиях Заполярья.

Побывав в экспедиции в 1954 г. на Кольском полуострове, и приехав в 1957 г. туда работать, я была свидетелем работы и жизни Кольского филиала до 1962 г. Это были трудные, но интересные и

созидательные годы для Филиала: работа в старых тесных, неудобных зданиях, строительство Академгородка и переезд туда жить и работать.

Кроме большой административной работы Сидоренко руководил лабораторией геологии четвертичных отложений и спорово-пыльцевого анализа, научными сотрудниками которой были: О.Лунева, А.Д. Арманд, Н.Н. Арманд, А.Никонов, Р.Лебедева, А.А.Афанасьев, лаборант - Т. Федкова.

Сидоренко выезжал в поле не только в связи с выполнением тематических работ руководимой им лаборатории, но и наблюдал за выполнением других особо важных тем. Так в 1956 г. А.В. Сидоренко вместе с А.Ф. Соседко на вертолете облетели многие месторождения редкометальных пегматитов перед тем, как Соседко должен был защищать пятилетний отчет по этим месторождениям, работа по изучению которых рассматривалась как правительственное задание (рис. 2).

Несколько эпизодов из общения с А.В. Сидоренко.

В 1957 г. после окончания Геологического ф-та ЛГУ, я получила распределение в лабораторию «Минералогии и геохимии редкометальных пегматитов», которой заведовал отец, и мы собирались ехать на север всей семьей. Но в мае 1957 г. неожиданно обнаружилась серьезная болезнь отца. Посетив его в больнице после операции по поводу рака желудка, когда уже не было никаких надежд на выздоровление, Александр Васильевич обещал ему оказывать мне в жизни всяческую помощь. В августе 1957 г. папа умер. На его похороны приехал в Ленинград А.В. Галахов (тогда ученый секретарь КолФАН) с венком от Кольского Филиала АНСССР. Александр Васильевич Сидоренко сказал, что при сложившихся обстоятельствах я могу расторгнуть договор с Филиалом, но я отказалась, и намерение поехать работать на север и продолжить дело отца не изменила. Через полтора месяца после смерти папы я поехала в Кировск. Со мной поехала и моя мама. Приняли нас тепло и хорошо. Нам всячески старались помогать пережить постигшее нас горе. В этом была большая заслуга А.В.Сидоренко, Е.К. Козлова и И.В. Белькова и многих других сотрудников Геологического ин-та. Сидоренко переживал смерть моего отца, как личное большое горе и большую потерю науки.

В начале болезни Соседко выдали крупную сумму денег вперед за отпуск и по больничному листу (оклад у него был большой), которые были потрачены нами на его лечение. В результате оказалось, что мы



Рис. 2. *А.В. Сидоренко и А.Ф. Соседко в поле на месторождении редкометальных пегматитов. Воронья тундра, 1956 г.*

должны вернуть приличную их часть за неиспользованный отпуск в бухгалтерию Филиала. Мне бы было не расплатиться и за год. Когда мы приехали в Филиал, бухгалтер А.П. Денисов пришел к А.В. и рассказал о сложившейся ситуации. На это Сидоренко ответил: «Никаких денег с них не брать, а всю сумму долга вычесть из моей ближайшей зарплаты!». Мы об этом долго не знали. На такой поступок не многие способны.

А.В. Сидоренко поручил мне подготовить материалы пятилетнего отчета Соседко и почти готовой его докторской диссертации (эти материалы были тогда секретны) для открытого издания в виде книги в Издательстве «Геолтехиздат» в Москве. Я с помощью специалистов Филиала и московских геологов подготовила ее к изданию, и в 1961 г. она вышла в свет. Научным редактором была Е.Е. Костылева, доктор геол.-мин. наук, коллега А.Е. Ферсмана. Предисловие к ней написал Александр Васильевич. Книга до сих

пор не потеряла своей актуальности. Недавно мне сказали в Москве, что ее называют «Знаменитая зеленая книга» (она имела мягкую зеленую обложку). Сидоренко это предвидел, оценив в свое время работу отца по достоинству. Он вообще много делал для того, чтобы труды сотрудников Филиала печатались.

Много труда и энергии вложил Сидоренко в строительство Академгородка, и уже в 1960 – 61 гг. большая часть сотрудников переехала жить и работать в Академгородок. К этому времени административное здание еще не было готово. Лаборатории и отделы были раскиданы по разным местам. Наша лаборатория «Лабминредмет», которой тогда руководил А.М.Заседателев, и группа минералогов И.В.Белькова помещались в пристройке, которую называли «апендиксом», на первом этаже дома № 18. Это была большая 5-комнатная квартира (потом там сделали медпункт). Наша лаборатория состояла в основном из молодежи комсомольского возраста, т.е. до 28 лет. Компания хорошая, веселая. Это были: заведующий - А.М. Заседателев, научные сотрудники - Н.И. Плетнева, Е.С. Антонюк, Ю.М. Кирнарский, я, В.В. Гордиенко, Л.И. Гордиенко, А.П. Белолипецкий, Л.А.Стрельникова, Н.Н.Бузаев, И.М.Аверьянова, лаборанты - Ф.Н. Тюшева, Л.Б.Сазыкина, И.М.Стрельникова, В.А.Быстров, Н.М. Лапшина, С. Петров. Работали хорошо и весело. На стенах в рабочем помещении висели смешные плакаты, выпущенные нами газеты; мы создавали комические любительские фильмы и прочее. Кому-то из начальства это не понравилось, и решили за



Рис 3. *Хоккейная команда Кол ФАНа на тренировке.*
На переднем плане И. Берман и Ф. Рык. Апатиты, Академгородок. Зима 1961 г.

несерьезность нас «пропесочить» на собрании. На нем присутствовал А.В. Сидоренко. Выслушав обвинения против нас, он сказал: «У кого в рабочих кабинетах позже всех выключается свет, у кого много отличных отчетов? У них! А что работают весело, так на то они и молодежь. Оставьте их в покое!». Оставили. А жили мы, действительно, весело. Праздники по поводу дней рождений, табельных дат, Нового года, новоселья в связи с переездом Академии в Апатиты мы обставляли хорошо. Придумывали забавные подарки, иногда сами их изготовляли, писали стихи, посвященные именинникам, снимали фильмы, ездили по воскресеньям в горы кататься на лыжах, ходили на станцию Апатиты играть в волейбол, а летом, на территории городка устроили волейбольную и городошную площадки и т.д.

Н.Н. Бузаев, молодой сотрудник нашей лаборатории, а позднее группы И.В. Белькова, еще учась в МГУ, играл в сборной хоккейной команде Университета. Он организовал на территории Академгородка хоккейную команду из молодых сотрудников и их подросших детей. Для тренировок и соревнований они своими силами сделали хоккейную «коробку» - каток. А.В. Сидоренко способствовал приобретению для хоккеистов специальной формы (рис 3). На катке по вечерам катались и сотрудники Филиала. Катался и Александр Васильевич. К нему время от времени подъезжал кто-нибудь из сотрудников и ехал некоторое время рядом, решая попутно какие-то производственные и научные вопросы. Смотришь, один минут 5 проехал, решил вопрос, отъехал. Другой занял его место и так далее. Никому он не отказывал в деловых разговорах даже здесь и был доступен для людей всегда. Лишенный всякого бюрократизма, он всегда держал данное слово, быстро исполняя обещания, не зависимо от того, касалось ли это рабочих или бытовых вопросов.В те годы не было в Новом городе (Апатиты) ни кино, ни телевизора, ни телефонов, ни ресторанов, никаких других развлечение. Свой досуг мы организовывали сами. Устраивали самодеятельные концерты,

выставки художественных работ сотрудников. Набиралось много «артистов». Я решила (была тогда председателем культкомиссии Месткома) создать оркестр. Из инструментов нашли только старую трубу, барабан, на сцене в Актовом зале уже стояло пианино. Для исполнения мы выбрали легкую, задорную песню («На бульваре Гоголя»). Состав артистов: я – пианино и вокальное исполнение, на трубе – сын одной из сотрудниц Геологического института (не помню, как звали), на гребенке с калькой – Юра Зыков, кто-то на барабане. Еще был какой-то духовой инструмент, на котором играл Миша Дубровский. Он тогда работал в экспедиции СЗГУ и приезжал на репетиции из Тик-Губы. Палочек к барабану не было, выстрогали из полена. Такой «оркестр» выступил на праздничном концерте в Актовом зале уже готового административного здания и имели большой успех. Три раза нас вызывали на бис. На следующий день меня в кабинет вызвал Сидоренко, похвалил за прекрасный концерт, за выступление оркестра и спросил, что нам надо для его хорошего оснащения настоящими инструментами. Мы заказали, что нужно и очень скоро нам из Москвы привезли новые красивые инструменты. Помню среди прочих красивый новенький саксофон и прекрасный набор ударных инструментов.

Среди нас единственным специалистом-музыкантом был Миша Дубровский. Он возглавил этот оркестр и выступает с ним, по-моему, до сих пор. Заслуга в первоначальном оснащении оркестра принадлежит А.В. Сидоренко. В самодеятельных концертах 1957-62 гг. участвовали: Ю. Шашмурин, Н. Плетнева, я, Ю.Зыков, А. Арманд, А. Никонов, В.Тюремнов, В. Припачкин, В. Любцов, В. Ртвеладзе, М. Островская, А.Макарова и многие другие. Среди организаторов культурных мероприятий были А.Бабкин, Р. Лебедева, Ю. Новикова и др.

Еще на 25-километре, в организации хора, маскарадных новогодних вечеров сотрудники получали большую помощь от Сидоренко. Многие из них активно участвовали в их подготовке и проведении.

Неоднократно устраивались художественные выставки работ сотрудников (картины, фото, прикладное искусство). За лучшие работы давали призы, на приобретение которых выделялись немалые денежные средства. Эти мероприятия тоже поддерживались А.В.Сидоренко. На выставках демонстрировали свои картины И.В.Бельков, В.Капитонов, Ю. Зыков, А. Арманд. Много было и хороших фотографов.

За 11 лет руководства Кольским Филиалом А.В. Сидоренко сделал очень много. Это оценили в Москве и пригласили его к себе сначала руководителем Комитета по науке и технике Мингео СССР, затем в качестве министра Геологии СССР и Вице-Президента АН СССР, и здесь, несмотря на занятость и высокий пост, он оставался доступным и скромным человеком.

Александр Васильевич сдержал и данное моему отцу слово помогать мне. Я, правда, редко обращалась за помощью, за советом, но он всегда был готов помочь, хотя был всегда очень занят. Так было до конца его жизни. И даже после его гибели в Алжире, помощники выполнили его указание, когд в марте 1982 года во время школьных каникул я решила показать Москву своему младшему сыну Васе, который учился в 6 классе. Недели за две я позвонила А.В. с просьбой устроить нас в гостинице АН СССР на Ленинском проспекте. Он сказал, что на днях улетает в Алжир, но своему секретарю поручит все организовать. Я должна была только позвонить секретарю накануне выезда из Ленинграда, что я и сделала. Секретарь подтвердила, что на мое имя забронирован двухместный номер. Рано утром приехав в Москву, мы пришли в гостиницу. Администратор сказала, что на мое имя есть бронь УД, но сейчас, в связи с аварией Сидоренко, в гостиницу были помещены все наши и алжирские специалисты, сопровождавшие траурный кортеж Сидоренко, поэтому экстренно заняты все бронированные номера. Но, несмотря на это, уже через несколько часов мы все-таки получили номер, участвовали в похоронах Сидоренко на Новодевичьем кладбище, проводили его в последний путь. Пришли многие сотрудники Филиала, которые были в тот момент в Москве.

Вместе с А.В. Сидоренко на севере работали его коллеги: Г.И. Горбунов, Е.К. Козлов, И.В. Бельков, А.В. Галахов. М.Т. Козлов, И.В. Бельков, приехав на север в молодые годы, всю свою жизнь посвятили изучению недр Кольского полуострова. Благодаря хорошо организованному руководству КолФАН СССР его научные сотрудники успешно изучали недра Кольской земли: Кейвские кианиты, основные и ультраосновные породы, с которыми связаны медно-никелевые месторождения, редкометальные гранитные пегматиты и гранитоиды разного состава, щелочные массивы Хибин и Ловозера и геологию всего Кольского полуострова. Во многом благодаря успешной работе ученых Кольский полуостров, Мурманская область сейчас один из ведущих промышленных районов страны, работающий в основном на минеральном сырье.

От центральной площади благоустроенного города Апатиты начинается территория Академгородка, в котором размещается КНЦ РАН. В его первом административном здании, Геологическом институте, построенном без малого 50 лет назад, трудится в основном уже поколение ученых, которые не были свидетелями создания центра науки в заполярье. Фасад величественного здания института красиво отделан каменной крупкой, отдельные кусочки которой поблескивают на скупом северном солнце. Перед парадным подъездом красуется ряд берез – почти ровесниц здания. Я, приехавшая в Кольский Филиал АН СССР работать в возрасте 23 лет, сейчас, когда мне более 70 лет, и я бываю в Апатитах, с трепетом вхожу во внутрь этого здания, в основание которого 50 лет тому назад и я уложила несколько кирпичей. Хочется пожелать тем, кто трудится сейчас в этом здании, входит в нарядный вестибюль, поднимается по беломраморной лестницей с красивыми перилами, хотя бы иногда вспоминали создателей прекрасного научного городка. Они создали условия для комфортной работы не только своих современников, но нынешнего и будущего поколений ученых в этом богатом полезными ископаемыми крае. Одним из главных создателей этого академического центра науки на периферии страны в суровых условиях севера, вслед за А.Е. Ферсманом можно назвать Александра Васильевича Сидоренко. Остается пожелать, чтобы в нашей стране начали, наконец, по достоинству ценить труд ученых и ваш, тружеников Заполярья.

«ФЕИ ДЕРЕВЯННОГО ДВОРЦА НА ОЗЕРЕ ВУДЪЯВР» (О СОТРУДНИЦАХ ТИЕТТЫ. 1920-1930-е гг.)

Е.И. Макарова[1], А.К. Шпаченко[2]

[1] Научный архив Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: makarova@admksc.apatity.ru
[2] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: ark@geoksc.apatity.ru

"… Меняются названья городов,
И нет уже свидетелей событий…"
(Анна Ахматова) [3]

Вряд ли у кого-нибудь сегодня вызывает сомнение историческая роль Хибинской горной станции – Тиетты как организующего периферийного научного центра Академии наук в исследовании и освоении природных ресурсов Кольского полуострова в 1930-е гг. Со дня торжественного открытия 20 июля 1930 г. Станция всего за пять лет превратилась в крупнейший центр научных и практических работ, проводимых Кольской экспедицией АН СССР в Заполярье) [2]. И в течение своей первой – не менее "ударной", чем "ударная" пятилетка широкомасштабного строительства треста "Апатит" по соседству, судьба свела под крышей гостеприимного "деревянного дворца на озере Вудьявр" (рис. 1) (по образному выражению академика Белова) удивительно разных, и в тоже время близких друг другу по духу людей – первопроходцев и искателей, профессионалов и романтиков науки – соратников и соратниц академика А.Е.Ферсмана.



Рис. 1. *Хибинская исследовательская Горная Станция. 1930-е гг.*

Штат Хибинской горной станции – Кольской базы АН СССР (с 1934 г.), включавший в указываемый период от 5 (1930) до 15 (на 01.01.1935 г.) сотрудников, с самого начала отмечен высоким уровнем образованности и профессионализма в сочетании с умением оперативно решать проблемы быта, отнюдь непростые, в условиях Заполярного Севера – да еще и в горах! В этой связи хочется рассмотреть историю начального периода ХИГС в контексте интересной, на наш взгляд, особенности – в штате ХИГС-КБАН "первой пятилетки" явно преобладают женщины, и о трех из них – данный рассказ.

Первая заведующая и "хозяйка" Тиетты, Елена Павловна Кесслер – неизменная участница экспедиций Ферсмана на Кольский полуостров в 1920-1930-х гг., Что мы о ней знаем? К сожалению, очень немного, и, как будет рассказано далее – не случайно…

Попытаемся условно разделить её жизнь на несколько периодов.



Рис. 2. *Е.П. Кесслер, Хибины, 1921 г.*

Первый, дореволюционный: Е.П. Кесслер – жена Эдуарда Карловича Кесслера, сына известного зоолога, чл.-кор. Академии наук Карла Федоровича Кесслера (1815-1881). Генеалогия семейств Кесслеров и Ферсманов освещена в работе [24]. Достаточно сказать, что мать А.Е. (фон!) Ферсмана – Мария Эдуардовна, урожденная Кесслер. Кстати, в переводе с немецкого языка Keßler -s, котельный мастер, котельщик. Таким образом, можно предположить, что немецкий род Кесслеров имел отношение к мастеровитым немцам-котельщикам, которые где-то в XVIII в. обрели свою второю родину в России.

Из личного дела Е.П. Кесслер (рис. 2) следует, что родилась она 8 октября 1892 г. (по другому источнику в 1889 г.) - в "Ленинграде" (из ее "Трудового списка" № Л-288, 1927 г. – аналога современной трудовой книжки), по национальности – русская, образовательный ценз – Мариинская гимназия и три семестра Высших женских курсов по естественному факультету. До революции она работала помощником архивариуса в канцелярии Сената, и училась на Высших женских Бестужевских курсах [14].

Второй период её жизни: – это работа в КЕПС с А.Е. Ферсманом, в значительной мере – совместные экспедиции и командировки. Так, с 15.04.1918 г. она работает в КЕПС при Академии наук (по другим источникам – с 1917 г.). В трудовом списке из ее личного дела, в графе "профессия" значится: "минералогия – со стажем 9.5 лет" (1927 г.). По данным того же трудового списка с июля 1918 г. по октябрь 1920 г. Елена Павловна Кесслер значится как "исполняющая обязанности

делопроизводителя и машинистка по Отделу нерудных ископаемых КЕПС. Очевидно, устройству Елены Павловны в КЕПС, даже на такие скромные по современным понятиям должности, способствовал не кто иной, как секретарь этой комиссии – академик А.Е. Ферсман. Время было трудное, голодное, 1918 год…



Рис. 3. *Е.П. Кесслер в теплушке, Хибины, 1920-е гг. (Фотоархив ГАМО. Фонд 179, опись 12. № 380).*

В летний период 1921-1923 гг. она неизменно принимала участие в экспедициях А.Е. Ферсмана в Хибины (рис. 3), исполняя самые разнообразные экспедиционно-хозяйственные функции. Командировки на полевые работы 1921-1923 гг. были от НИИ по изучению Севера при ВСНХ. КЕПС тесно взаимодействовал с Институтом по изучению Севера. В 1925-1930 гг. весной и летом командировки на месяц-полтора в Хибины неизменно продолжались. Организационно, это уже были командировки от КЕПС АН СССР.

В октябре 1929 г. «по распоряжению акад. А.Е. Ферсмана, отправилась в срочную командировку в Хибины, в связи с организацией постройки научно-исследовательской станции на озере Вудъявр» (подписано учёным секретарем КЕПС, профессором Б. Личковым) [22].

Из описываемого периода, пожалуй, наиболее насыщенным оргмероприятиями годом для нее стал 1930-й. Возможно, это даже не полный перечень ее командировок за этот год: 5.03-20.03 – для доставки экспедиционного оборудования и организации базы геологических работ; возвращение из командировки – 20-21.04. (цели и продолжительность командировки не указаны); 13.06-18.06 – для завоза научно-лабораторного и хозяйственного оборудования Центральной базы отрядов Кольской экспедиции; 5.07-25.10 – для участия в работах Кольской экспедиции [21]. Как свидетельствуют архивные документы, ее частые командировки в Хибины 1929-1930 гг. связаны были с постройкой первого “рабочего” здания Тиетты. По ним можно проследить, как Елена Павловна, со свойственной ей совершенно очевидной хозяйственностью, организовывала и “присматривала” за всеми делами, связанными со строительством, – в необжитом северном краю. После официального открытия 20 июля 1930 г. Станции Е.П. Кесслер по трудовому договору «вступила в должность Заведующей Станцией». Но еще до открытия Станции она организовала и оборудовала временную химическую лабораторию, фотографическую комнату и небольшой (минералогический) музей при Станции.

Е.Б. Халезова в своих мемуарах “Дорога длиною в жизнь” пишет, что: “Елена Павловна Кесслер была настоящей хозяйкой нашего *большого* дома – всё хозяйство было в её руках: и истопник, и конюх, и плотник, и порядок в доме”. Вообще, рассказывая о первой хозяйке Тиетты, кажется важным описать этот дом (по Халезовой), поскольку необычное его имя и его необычайно красивое расположение в равной степени соответствовало его необычному облику: «Он был совершенно необычной архитектуры - с холлом высотой в два этажа, над которым на уровне второго этажа была круговая балюстрада; на нее выходили двери жилых комнат - наших и Александра Евгеньевича Ферсмана. Посреди холла большой овальный стол, покрытый зеленым сукном. Слева от входной двери - фисгармония, принадлежащая доктору Баннер-Фохту, иногда приезжавшему к нам откуда-то. У правой стены - камин и дверь в библиотеку, все книги которой были подарены Тиетте Александром Евгеньевичем. Напротив входа двустворчатые стеклянные двери, ведущие на большую веранду треугольной формы, служившую красным уголком, где на столе были разложены очередные номера научных журналов и газеты. Из холла налево, как на первом этаже, так и с балюстрады второго этажа, тянулись длинные коридоры, с левой стороны которых были большие окна, а с правой: на первом этаже - минералогический музей, химическая лаборатория и в торце коридора большая веранда- это летняя столовая; на втором этаже - несколько жилых комнат, зимняя столовая, большая химическая лаборатория и весовая. Из всех помещений второго этажа были двери, выходящие на длинный балкон, вытянутый вдоль всего фасада здания. Над холлом размещался третий этаж, где было всего две комнаты, а над ними смотровая площадка и вышка с флагштоком, на котором развевался красный флаг” [27].

Помимо выполнения основных должностных обязанностей заведующей, Е.П. Кесслер принимала также и непосредственное участие в полевых работах, “производя сборы минералов в окрестностях Станции (Поачвумчорр и Тахтарвумчорр), а также в долине р. Лопарской, р. Юкспорйок, в ущелье Гакмана” [12].

Вот еще некоторые факты из жизни первой заведующей Тиетты: “Непременному Секретарю, Территориальный Сектор СОПС просит Вас командировать научного сотрудника II разр. Геохимического Института Елену Павловну Кесслер на станцию Апатиты Мурм. ж.д. для организации базы Кольской экспедиции на Хибинской Горной Станции с 8/III-31 г. … Ученый Секретарь Европ. Секции.- А. Оранжиреева (подпись)” [20]. Работы по строительству продолжались, и конечно, требовалось за всем этим присматривать… Кстати, подпись под лаконичной служебной запиской – обоснованием очередной командировки Е.П. Кесслер открывает нам имя еще одной обитательницы “деревянного дворца на озере Вудъявр” – А.М. Оранжиреевой, но – об этом чуть позже…

Итак, как свидетельствуют архивные документы: с 1 февраля до 1 октября 1931 г. Е.П. Кесслер временно утверждена зав. станцией, по совместительству работая в ГЕОХИ. При этом, в штате ХИГС на тот период значатся: конюх Д.П. Тарксеп, сторож Г.Я. Васькевич и уборщица Е.А. Васькевич (причем, все рекомендованы в Президиум АН директором Станции и председателем Совета академиком А.Е. Ферсманом). В этот же период дополнительно к "личному составу станции" А.Е. Ферсман просил временно, до 1 октября 1931 г., "включить на оплату" учёного секретаря совета Станции – О.А. Воробьеву. (Еще одно имя из списка постоянных обитательниц "деревянного дворца на озере Вудьявр", о ней – ниже). Потом это "заведывание" будет продлено снова у Кесслер, и снова – у Воробьёвой. И так – в течение всей первой "пятилетки" Тиетты – до середины 1930-х гг.

Вот еще один характерный эпизод из жизни Кесслер: «26 апреля 1933 г. "В ЛИЧНЫЙ СТОЛ АН. Просим прервать отпуск заведующей Станции Е.П. Кесслер на две недели с 26-го апреля по 10-ое мая для срочной поездки в Хибины по делам Станции. Ввиду наступающей распутицы необходима поездка заведующей для заготовки продовольствия и фуража"…. (Директор Станции Академик А.Е. Ферсман (подпись) Ученый Секретарь: О. Воробьева (подпись)" [19]. И, наконец, по документам видна еще одна 2-х дневная командировка (19-20 марта 1935 г.) "в Мончетундру, для ознакомления с медно-никелевыми месторождениями Нюдуайвенча." (предположительно, с А.Е. Ферсманом) [17]. К сожалению, на этом сведения о деятельности Е.П. Кесслер на Кольской базе АН СССР заканчиваются… Есть, правда еще одна справка о праве на "северные" льготы, удостоверяющая, что Е.П. Кесслер "состоит в должности Заведующего Хибинской Горной Станцией Академии Наук СССР /Мурманский округ/… На ее иждивении находится муж ее Кесслер Эдуард Карлович." (без даты, подшитая между документами 1935 и 1933 гг., подпись неразборчива) [18].

Третий, последний период её жизни, покрыт завесой тайны. В личном деле Е.П. Кесслер хранится документ, датированный 21 декабря 1940 г. (вх. № 405 от 26.12.1940) – заявление от Е.П. Кесслер, с указанием ее постоянного ленинградского адреса, написанное от руки, в адрес руководства Кольской базы АН с просьбой: "найти возможным, выдать мне справку о том: в качестве кого и с какого времени я работала на Хибинской Горной Станции /ныне Кольская База/… Справка требуется на предмет *исходотайствования пенсии*" [13]. Ответ на запрос – незаверенная печатная копия справки без даты и подписей свидетельствует, что Е.П. Кесслер "…работала зав. Хибинской Горной станцией Академии наук с 15/II-31 года по 1/1-36 года.. С 15/II-31 г. по 1/1-33 г. она работала на Горной станции по совместительству, основная работа была в Геохимическом институте в г. Ленинграде, где Кесслер и жила постоянно, а на Горную станцию преезжала (*так в тексте*) в летний период на 1-2 месяца. С 1/1-33 года по 1/1-36 года работала только на Горной Станции и за это время была 4 раза в командировке… Где находится в настоящее время Кесслер Базе не известно". [15]. Судя по всему, это – наиболее поздний, хоть и не датированный, документ в деле… На этом житейском по содержанию чисто «пенсионерском» моменте можно было бы поставить точку в рассказе о первой "хозяйке" Тиетты. Если бы…

Обращает на себя внимание факт, что только в свой последний, 1936-й год, пребывания на Кольской Базе Елена Павловна Кесслер, до этого не испытывавшая особенных проблем со здоровьем – и при наличии "кипучей" командировочной жизни, и ввиду отсутствия медицинских справок в личном деле, стала их вдруг иметь… Правда и то, что ей на тот момент было 44 (или 47 ?) лет… Имело ли это только объективные причины, и была ли уволена она "по истечению больничного листа" - согласно приказу № 58 от 05.06.1936 г. по Кольской базе в феврале 1936 г. и «во изменение приказа № 10 от 02.02.1936 г. об освобождении Е.П. Кесслер "от работы по Базе согласно личного желания с 01.01.1936 г."? Трудно не заметить, что увольнению Е.П. Кесслер предшествовали ее частые командировки в Москву и Ленинград и накопившиеся длительные "северные" отпуска – с 25.04.1935 по 25.06.1935 (приказ № 39 от 22.04.1935) [16]. Итак, личные проблемы – указанная "серьезная болезнь" мужа, находящегося, к тому же, "на иждивении" Е.П. Кесслер, или иные причины увольнения Елены Павловны – определенной ясности на фоне начавшихся больших штатных изменений на Кольской базе – нет. Зато из мемуаров Евгении Борисовны Халезовой – дочери И.Д. Борнеман-Старынкевич, первого химика-аналитика и основателя химико-аналитической лаборатории ХИГС, явствует, что летом 1938 г. Ирину Дмитриевну вызывали на Лубянку "как свидетеля, по делу заведующей Хибинской горной станции Елены Павловны Кесслер, которую, как и многих в те годы, без вины посадили в тюрьму". Ее допросил следователь, который "начал спрашивать приходил ли кто-нибудь к Елене Павловне в Хибинах, с кем она встречалась, не вела ли себя подозрительно. Мама на все вопросы отвечала отрицательно. …На обратном пути по коридору встретилась сотрудница мамы Ольга Анисимовна Воробьёва (*первый ученый секретарь ХИГС - авт.*), которую вели в тот же кабинет. … Как выяснилось потом, сюда вызывали всех бывших сотрудников Хибинской горной станции…" [27].

Чтобы картина событий тех лет была полной, следует сказать, что из числа первых пяти штатных работников ХИГС в то же время был арестован (20.12.1939 г.) и осужден на 8 лет ИТЛ завхоз Кольской базы АН СССР Васькевич Григорий Яковлевич [11]. Были и другие аресты среди сотрудников КБАН – но это уже другая история из жизни Кольской базы… Что касается судьбы Елены Павловны Кесслер в последний, третий период ее жизни, то неожиданно положительный результат поисковой работы был получен, когда эта статья уже была практически написана. В ответ на обращение от 28.02.2008 г. в Управление ФСБ России по Мурманской области по факту запроса на группу "потерявшихся" во времени 1930-х гг. научных сотрудников Кольской базы, вопрос по Е.П. Кесслер неожиданно обрел ясность. В письме № 10/6703 от 21.03.2008 г. за подписью зам. начальника УФСБ России по Мурманской области Н.В. Слипушенко сообщалось, что "…13 декабря 1939 года Кесслер Е.П. была арестована в г. Ленинграде по обвинению в принадлежности к шпионско-

диверсионной группе в г. Кировске Мурманской области. 29 января 1940 года Кесслер Е.П. было предъявлено обвинение в преступлении, предусмотренном ст. 58-6, 58-11 УК РСФСР. В предъявленных обвинениях виновной себя не признала. Свидетельскими показаниями и документами причастность Кесслер Е.П. к шпионско-диверсионной группе не подтверждена. 15 октября 1940 года по постановлению УНКВД Мурманской области дело Кесслер Е.П. прекращено. Сведений о дальнейшей судьбе Кесслер Е.П. в материалах дела не имеется." [26]. Так было получено документальное подтверждение воспоминаний Халезовой о допросе ее матери в связи с делом Е.П. Кесслер и, что "никто ничего плохого о Елене Павловне не сказал". А далее – у нее же: "Через некоторое время её (Е.П. Кесслер, авт.), уже совсем больную, освободили и спустя два месяца она умерла" Вот, по сути, и всё, что нам известно о первой хозяйке Тиетты – об одной из неизменных помощниц А.Е. Ферсмана в работах в Хибинах и на Кольском полуострове…



Рис. 4. *О.А. Воробьева (справа) и Н.Н. Гуткова. 1929 г. Из архива О.А. Воробьевой. Фото из книги И.В. Пекова [15].*

Но не только драматические судьбы складывались на горной Тиетте. Вот еще один рассказ о женщине из "первых" – о вполне успешной, яркой в науке и обычной жизни, Ольге Анисимовне Воробьевой (рис. 4). Она была первым ученым секретарем Хибинской горной станции "Тиетта", и не случайно именно ее академик Н.В. Белов назвал в свое время "первой феей деревянного дворца на озере Вудьявр" [1]. И в своих воспоминаниях о детских годах, проведенных на Тиетте, Е.Б. Халезова среди сотрудниц А.Е. Ферсмана тогда еще глазами маленькой девочки видела "очень женственную, всегда нарядную О.А. Воробьеву". Вот только одно из ее впечатлений: "Ольга Анисимовна Воробьева и моя мама, Ирина Дмитриевна Борнеман-Старынкевич, заключили пари, кто быстрее сошьет себе бальное платье из цветастых головных платков. Мама опередила Ольгу Анисимовну, но зато у той платье было ярче и выглядело более эффектно. Премии получили обе – одна за скорость исполнения, другая за изящество. А потом Ольга Анисимовна в этом платье виртуозно исполнила танец на столе среди рюмок, не уронив ни одной из них" [27]. Да, бесспорно, на Кольской базе Академии Наук жили и работали женщины, сочетавшие в себе выносливость геологов, умение "белошвеек" и кокетство совершенной красоты!

Более 20 лет своей научно-творческой деятельности Ольга Анисимовна посвятила геолого-петрографическим исследованиям магматических горных пород и связанных с ними минеральных проявлений на Кольском полуострове, работая в малоизученных и труднодоступных районах. Летом 1928 г. вместе с Б.М. Куплетским ею были открыты щелочные граниты и амазонитовые пегматиты в Кейвах. Летом 1930 г. она в течение трех месяцев занималась геологической съемкой восточной части Хибинского массива. Очевидно, ей принадлежит честь открытия знаменитых астрофиллитовых месторождений Эвеслогчорра. В своем отчете О.А. Воробьева отмечает, что "Месторождения астрофиллита приурочены к среднему и нижнему течению северных притоков Вуоннемйока". Летом 1931 г. (3 сотрудника и 4 рабочих, продолжительность работ с 28 июня по 6 сентября) О.А. Воробьева, научный сотрудник Петрографического ин-та, во главе Волчье-Тундровского отряда Академии Наук, проводила детальные геолого-петрографические работы в Волчьих тундрах. В результате работ ею установлено и прослежено по простиранию более чем на 500 м при мощности до 50 м пентландит-халькопиритовое оруденение в норитах, а также магнетитовые кварциты в гнейсах протяженностью до 300-400 м при мощности в несколько десятков метров. Летом 1932 гг. (2 сотрудника, продолжительность работ не указывается), работы были продолжены. По своей сути, О.А. Воробьева занималась геологической съемкой, в ходе которой ей удалось выявить оруденелые породы, и это тоже сработало на привлечение внимания к району Молнчетундры [8-10]. В следующий полевой сезон 1933 г. О.А. Воробьева – руководитель Луявруртского отряда Кольской экспедиции АН СССР (в составе отряда также аспирант В.И. Герасимовский). Сначала, в ходе работ ими было установлено, что лопарит является широко распространенным минералом в юго-восточной части Ловозерских тундр. А 20 июля 1934 г. на г. Нинчурт отрядом О.А. Воробьева открыты обогащенные лопаритом луявриты. Это было первое промышленное по запасам месторождение минерала лопарита, и именно с этого открытия началась история месторождений лопаритовых руд в Ловозерском массиве. В 1935 г. – отряд О.А. Воробьевой работал на юге и юго-западе массива Луяврурт. Из книги И.В. Пекова: "Запись в "трудовом списке" О.А. Воробьевой сообщает, что в ноябре 1935 г. она … утверждена в ученой степени кандидата геологии" [25]. То есть, вскоре после того, как она покинула Хибины и свой пост ученого секретаря Кольской базы, она успешно защитила кандидатскую диссертацию – наверняка, также эффектно, как свой танец на столе среди рюмок в Хибинах. Еще несколько лет, причем в период лихолетья Великой Отечественной войны ею подведены итоги изучения щелочных пород Заполярья – в докторской диссертации (1943 г). Ну, а в послевоенный период доктор геолого-минералогических наук О.А. Воробьева была награждена Президиумом Академии наук СССР Премией имени

С.М. Кирова за минералого-петрографические исследования щелочных массивов Кольского полуострова (1947). О.А. Воробьева – автор 35 работ, посвященных геологии Кольского полуострова (рис. 5). Далее ее жизненная дорога шла по восходящей линии карьерного роста – профессор, заслуженный деятель науки РСФСР, эксперт по Ленинским премиям, ВАК, Терминологической комиссии Академии наук по классификации и номенклатуре изверженных горных пород и т.д.



Рис. 5. *О.А. Воробьева. Фото из книги И.В. Пекова [15].*

Не забывала она Кольскую академическую науку и в дальнейшем – О.А. Воробьева была одним из оппонентов на защите докторской диссертации будущего директора Геологического института Кольского филиала АН СССР И.В. Белькова в 1965 г. В своем отзыве о диссертации Игоря Владимировича она написала: “Научное её значение далеко выходит за пределы Кейв. Оппонент был одним из первых петрографов, посетивших свиту Кейв, и мне сегодня приятно написать заключительную фразу о том, что И.В. Бельков за свой плодотворный труд по изучению этой замечательной свиты и связанных с нею месторождений достоин присуждения ему степени доктора геолого-минералогических наук” [7]. Таков портрет первого ученого секретаря Тиетты.

Что касается третьего портрета (рис. 6), то Антонина Михайловна Оранжиреева (1897-1960) (по другому источнику - Аранжеереева-Розен, внучка профессора-ориенталиста барона В.В. Розена) [4], наверное, одна – из самых таинственных женщин в истории освоения Хибин 1930-х гг. Не будучи геологом-первооткрывателем или химиком-аналитиком, она вписала – в буквальном смысле этого слова – свою яркую страницу в историю развития академических исследований на Кольском Севере – как *первый* историк-летописец Кольской базы, автор рукописи “Работа Академии наук СССР и социалистическое строительство на Кольском полуострове” (1936 г.), а также как учёный секретарь Кольской базы АН СССР (1934-1937) и организатор *первого* научного архива ХИГС-КБАН СССР. [2, 23].



Рис. 6. *А.М. Оранжиреева.*

Антонина Михайловна, “бывшая дворянка”, родилась в семье “чиновника” и “учительницы немецкого и французского языков”. Ленинградка с двумя дипломами – дореволюционными педагогическими курсами преподавателя иностранных языков (французского, 1915-1917) и факультета общественных наук Ленинградского госуниверситета (1918-1924) по специальности “археолог”, Антонина Михайловна была ученицей ассириолога Шилейко, известного еще и как мужа великого поэта XX века Анны Ахматовой. Анна Ахматова звала Антонину Михайловну Антой, она упоминается в воспоминаниях современников об Ахматовой, как ее близкая подруга [5].

О жизни А.М. Оранжиреевой из архивных источников известно, что она “работала в ленинградских учреждениях счётчиком, статистиком, преподавателем русского языка и литературы”. В 1920 году была принята на постоянную работу в Академию истматкультуры (1920-1931), где за 8 лет работы прошла путь от лаборанта до научного сотрудника, одновременно совмещая работу в учреждениях Академии наук СССР, в том числе, в СОПС (1926-1934). В 1932-1934 гг. от СОПС она принимала участие в экспедициях на Кольском полуострове, фактически круглогодично находясь на Хибинской горной станции Академии наук – Тиетте. Когда Станция была преобразована в Кольскую базу АН СССР в 1934 г., её с 1 октября 1934 г. утвердили в должности учёного секретаря Базы по просьбе её предшественницы на этом посту О.А. Воробьёвой “об освобождении от должности в связи с переездом в Москву”.

Следует отметить деловитость и организаторские способности Антонины Михайловны Оранжиреевой в должности учёного секретаря, – ведь именно ей принадлежит заслуга создания при Базе первого научного архива. Архивный фонд ХИГС-КБАН СССР был сформирован, упорядочен и учтен Антониной Михайловной в 1935 г. в составе “научного архива материалов по Кольскому полуострову” в соответствии с “Положением об архивохранилищах филиалов и баз АН”, утвержденным в 1933 г. Президиумом АН СССР. За проделанную работу А.М. Оранжиреева даже получила благодарность руководства и была премирована путевкой в южный санаторий в 1935 г. Первый научный архив сегодня является частью Архивного фонда Кольского научного центра РАН и представляет несомненную научную ценность – как комплекс научных и исторических источников Российской академии наук советского периода 1920-1930-х гг. Особое место в нем занимает “Работа Академии наук СССР и социалистическое строительство на Кольском полуострове” – вышеупомянутое научное исследование “на правах рукописи” А.М. Оранжиреевой. Сейчас можно только предполагать, почему в свое время эта работа не была опубликована. Да и сама А.М. Оранжиреева в ноябре 1936 г., уехав в отпуск “с последующим увольнением по окончании отпуска с 28 января 1937 “по состоянию здоровья”, больше никогда сюда не возвращалась. [2]. Ее дальнейшая жизнь пока нам неизвестна – “след” Анты (то Аранжереевой-Розен, то Оранжереевой) прослеживается в контексте исследований жизни и

творчества ее великой подруги – Анны Ахматовой в 1945 г., потом снова теряется… А потом уже горькие строки “Памяти Анты”, написанные осенью в 1960-м году самой Анной Ахматовой:

…Пусть это даже из другого цикла…
Мне видится улыбка ясных глаз,
И « умерла» – так жалостно приникло
К прозванью милому, как будто в первый раз
Я слышала его. [6]

Но, как известно, “рукописи не горят”, и первая летопись истории ХИГС-КБАН СССР, написанная А.М. Оранжиреевой в далекие 1930-е гг. увидит свет в ближайшее время – в Научном архиве подготовлена его публикация под редакцией профессора В.П. Петрова. Снабженный предисловием составителей и научно-справочным аппаратом этот ценнейший исторический источник советской эпохи по истории организации академической науки на Кольской земле даст новое рождение имени А.М. Оранжиреевой – первому историку Кольской базы 1930-х гг.

Заключение

1935-1936 гг. стали переломными в деятельности Кольской Базы АН СССР и в жизни ее сотрудников. С появлением на Базе Ивана Демьяновича Чернобаева – заместителя директора КБАН академика А.Е. Ферсмана заметно увеличился штат Базы, расширился круг исследуемых проблем, еще теснее стали контакты науки с промышленностью Кольского Севера. Мало кто знает, что уже в 1936 г. на повестку дня встал вопрос о строительстве Академгородка – правда, в Хибинах, и о готовности Кольской базы к реорганизации в Кольский филиал. Но было и другое – как-то незаметно исчезло из обихода обитателей КБАН имя Тиетта, по разным причинам уехали в столицу ее успешные в дальнейшем сотрудники (О.А. Воробьева, И.Д. Борнеман-Старынкевич), незаметно исчезли “в отпуск с последующим увольнением”, “не вернулись ввиду болезни” (Е.П. Кесслер, А.М. Оранжиреева), а то и вовсе были “уволены как невозвратившиеся” из командировки или отпуска (В.Ю. Фридолин, А.Н. Лабунцов) или совсем исчезли – будто и не было (И.Д. Чернобаев, Н.Н. Гуткова). Наступали иные времена… Но об этом – другая история.

Литература

1. ***Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.*** К 100-летию со дня рождения О.А. Воробьевой. 2003//http://hghltd.yandex.net/yandbtm?url=http%3A%2F%2Fwww.IGEM.ru%2Fpetrocomittee%2Fdates%2Foav%2Ftext.htm&text=%C8%C3%C5%CC%2C%20%CE.%C0.%20%C2%EE%F0%EE%E1%FC%E5%E2%E0
2. АРАН. Ф.188. Оп. 2. Д. 349. Л. 5-9.
3. ***Ахматова А.А.*** Собр. соч. в 6 томах. Кн. 1. Стихотворения. 1941-1959. М.: «Эллис Лак».1999. С.100
4. ***Ахматова А.А.*** Собр. соч. в 6 томах. Кн. 2. Стихотворения. 1959-1966. М.: «ЭллисЛак». 1999. С. 374.
5. ***Ахматова А.А.*** Собр. соч. в 6 томах. Кн.1. С. 357.
6. ***Ахматова А.А.*** Собр. соч. в 6 томах. Кн.2. С. 85.
7. ***Батиева И.Д.*** Игорь Владимирович Бельков. Хроника жизни. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2007. 205 с.
8. ***Воробьева О.А.*** Волчья Тундра // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Ч. III. Труды СОПС. Серия Кольская. Вып. 5. Л-д: Изд. АН СССР. 1933. С. 55-104.
9. ***Воробьева О.А.*** К вопросу об оруденении Волчьей Тундры // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Ч. III. Труды СОПС. Серия Кольская. Вып. 5. Л-д: Изд. АН СССР. 1933. С. 105-111.
10. ***Воробьева О.А.*** Геолого-петрографическое строение Волчьей Тундры // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Ч. IV. Труды СОПС. Серия Кольская. Вып. 7. Л-д: Изд. АН СССР. 1935. С. 63-94.
11. Книга памяти: Поимённый список репрессированных жителей Кольского полуострова, а также иностранных граждан, проживавших в Мурманской области. Сост.: Дащинский С.Н., Воронин В.В. и Нечушкин В.А. Мурманск: 1997. 410 с.
12. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д.№ 1а. Л. 1-3.
13. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 1.
14. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 2-9.
15. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 10.
16. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 20.
17. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 28.
18. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 31.
19. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 35.
20. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 50.
21. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 51-57.
22. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 259. Л. 58.
23. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. № 425.
24. Неизвестный Ферсман. 120-летию со дня рождения Ферсмана посвящается. М.: ЭКОСТ, 2003. 248 с.
25. ***Пеков И.В.*** Ловозерский массив. История исследования, пегматиты, минералы. М.: Экост. 2001. 464 с.
26. Письмо УФСБ России по Мурманской области № 10/6703 от 21.03.2008, индекс 298 канцелярии КНЦ РАН от 03.04.2008.
27. ***Халезова Е.Б.*** Дорога длиною в жизнь. Мемуары // http://www.memoirs.boom.ru/title.htm.

СЛОВО О Е.К. КОЗЛОВЕ

Д.Л. Мотов

ИХТРЭМС Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: motov@chemy.kolasc.net.ru

В прошлом году отмечалось 90-летие двух геологов – А.В.Сидоренко и И.В.Белькова – ровесников Октября. И вот через год достиг бы такого рубежа Евгений Константинович Козлов, с чьим именем связана целая полоса становления и развития Кольского филиала АН СССР – ныне КНЦ РАН. Половину своей жизни он отдал КолФАНу. Через год от возвращения из Армии после войны, защитив кандидатскую диссертацию, он уже в следующем году вошел в состав Президиума КолФАН (приказ от 5.07.1950) как зав. сектором геологии и петрографии. Этот сектор стал костяком Геологического института, образованного в 1951 г. в составе секторов геологии, минералогии и лаборатории геохимии. Вот в эту лабораторию я и был зачислен старшим лаборантом с 21.09.1950 г. согласно §2 приказа №147 по Кольскому филиалу им. С.М.Кирова АН СССР, причем в §1 данного приказа объявлялось о том, что кандидат геолого-минералогических наук А.В. Сидоренко утвержден Постановлением Президиума АН СССР от 22.09.1950 в качестве заместителя Председателя Президиума КолФАН. Приказ впервые подписал Сидоренко А.В. 02.10.1950 г. как полноправный заместитель Председателя Президиума КолФАН СССР (до этого он был и.о.).

Первым директором Геологического института был сам Сидоренко А.В., а когда через год ушел из жизни академик Д.С.Белянкин, Александр Васильевич возглавил КолФАН, а Евгений Константинович стал директором Геологического института и находился в этой должности до 1961 г., когда, с уходом Сидоренко А.В., сам стал Председателем Президиума КолФАН и был таковым до 1971 г.

Мне довелось так или иначе работать под его руководством почти 20 лет, вначале 6 лет, когда он был директором Геологического института и затем когда он стал в последующие годы Председателем Президиума Кольского филиала АН СССР.

Причем оба эти срока выпали на становление Геологического института, куда входила наша лаборатория Геохимии и, самое напряженное время – на годы строительства Академгородка со всей инфраструктурой Кольского филиала АН СССР.

Евгений Константинович был по натуре романтиком, увлекающимся самим процессом создания науки, а ему пришлось заниматься организационной деятельностью и вникать во все тонкости этого дела, доходя до каждого сотрудника. Он любил обходить лаборатории и интересоваться всеми вопросами, требующими, как ему думалось, непосредственного участия.

На 25-м километре мы помещались в одном здании с геологами и Евгений Константинович получал удовольствие, обходя кабинеты и лаборатории. Перед каждым своим отъездом он считал личным долгом попрощаться со всеми сотрудниками и приободрить их на трудовые подвиги.

25.01.1958 мне исполнилось XXX лет и так совпало, что в этот же день я был утвержден кандидатом химических наук. Евгений Константинович был у нас дома желанным гостем, хотя он уже не был директором Института, т.к. наша лаборатория перешла в ИХТРЭМС, но он считал своим долгом опекать нас. Я помню его выступление, хотя прошло с тех пор полвека. Он отдал должное химии, без усилий которой нельзя думать об освоении производительных сил нашего края, патриотом которого он был буквально «до мозга костей».

Такими же мыслями Евгений Константинович руководствовался в последующие годы, когда в 1963-64 гг. набирала силу «литейная эпопея», сулившая по мысли таких романтиков, как Евгений Константинович, развитие дремавшей до этого Восточной части Кольского полуострова и освоением Кейв с их богатейшими запасами кианитовых руд. Дело доходило до того, что Евгений Константинович участвовал в переписке по заявке на наше пионерское изобретение, авторское свидетельство по которому сулило его обладателям право на крупное внедрение. Соперником у нас был головной Институт литейного дела – НИИЛИТМАШ, который хотел по сути дела присвоить себе это изобретение, и Евгений Константинович проявил себя как настоящий борец, не уступая соперникам.

Евгений Константинович ратовал за продвижение нашего сырья: кианита и перовскита, сфена и эвдиалита, лопарита и вермикулита. Всё ему было дорого. Он собрал бригаду специалистов и совершил с нами марш-бросок в Москву, как он говорил, «достучаться до основных Министерств» - химической промышленности, цветной металлургии.

Помню, мы с Евгением Константиновичем отправились в Минхимпром, в лакокрасочный Главк, в ведении которого стояло производство главного белого пигмента – диоксида титана. Состоялась весьма поучительная встреча с Главным инженером Союзлакокраски Б.Р. Миренским. Евгений Константинович убедительно доказывал, что перовскит является ценнейшим сырьем для этого дела, т.к. содержит не менее 50% диоксида титана в концентрате и, кроме того, в минерале есть редкие элементы: ниобий, тантал, редкие земли. На что Б.Р.Миренский спокойно парировал: «Вы куда пришли? В лакокраску, а нам ниобий и тантал не нужны. Вот цветной металлургии, в ведении которой находится редкометалльный Главк (Главредмет),

они, безусловно, нужны, но им не нужен наш продукт – двуокись титана». Евгений Константинович подчеркивал пагубность для государства недооценки комплексного сырья, выходящего по своему составу за рамки одного Главка, но пробить тогда эту ведомственную политику оказалось невозможным.

В хрущевские времена были попытки ликвидировать как ненужную составляющую Кольский филиал АН СССР, оставив отдельные институты. Евгений Константинович в свойственной ему манере аргументированно доказывал, что Филиал – это общее древо, а Институты – это ветви, питаемые единым корнем, и если убрать этот корень, зачахнут его ветви и Кольская наука попросту исчезнет. Когда Н.С.Хрущев перестал быть Генсеком, Евгений Константинович воспринял это событие как праздник и лично снял со стены портрет Хрущева в своем кабинете.

Вообще, нужды Академгородка составляли сущность Евгения Константиновича. Ежедневно в любую погоду он обходил свои владения. С каждым встреченным сотрудником здоровался и находил тему для обсуждения. Нашу младшую дочь Асю он называл не иначе как деловой девицей, потому что она собирала разные предметы с Земли и приобщала их к делу. Отдых сотрудников был для него не менее важен. Народ Академгородка считал Козлова кровно своим, и не случайно проход между зданием Президиума (Ферсмана 14) и жилым домом (Ферсмана 12) носил название «Екаевский проезд» по инициалам Козлова. Это шуточное название сопутствовало наименованию первой дороги, проложенной в Академгородке и именуемой Кобокштрассе – в честь зам.председателя Президиума КолФАН по общим вопросам И.М.Кобока.

Он любил ездить со своей супругой Татьяной Николаевной Ивановой в г.Кисловодск, где лечился в академическом санатории им. Горького. В этом санатории был «долгострой» – главный 9-ти этажный корпус, строить который в Кисловодске было просто некому. Евгений Константинович с присущей ему харизмой убедил наш трест «Апатитстрой», чтобы он достроил этот корпус и за это тресту будет зеленая улица на путевки. Все так и произошло. Апатитстрой нагнал в Кисловодск технику, транспорт, материалы, людей и корпус быстро вошел в строй. Правда, компенсировать Апатитские затраты путевками не торопились.

Да, Евгений Константинович был неутомимым патриотом и так воспитывал своих детей. Они остались в Кольском филиале и теперь работают в КНЦ, а именем Евгения Константиновича названа улица Западная, и эта улица символично имеет общий исток и общее устье с улицей, носящей имя основателя Кольской науки А.Е.Ферсмана, причем она, т.е. улица Козлова, ровно в два раза имеет меньше номеров домов, чем улица Ферсмана (27 и 54), как бы подчеркивая соотношение масштабов этих двух деятелей. Евгений Константинович рано ушел из жизни, т.к. он отдавал себя целиком делу, которому служил, а о здоровье стал думать серьезно, когда перестал быть Председателем Президиума КолФАНА, но уже было поздно.

По жизненному пути Е.К. практически повторил линию жизни своего друга и соратника Анатолия Макаровича Иванова, с которым он вместе учился на геофаке ЛГУ, также перед войной попал на Кольский, также в войну был в Армии и также в научном плане связал себя с трудно решаемой геологией свиты Имандра-Варзуга и ушел в мир иной на 54-м году жизни. Евгений Константинович тоже взвалил на свои могучие плечи проблему никелености Мончи, а она оказалась неразрешимым орешком и не могла дать прироста запасов, а от Евгения Константиновича этого ждали. Я хорошо помню похороны Анатолия Макаровича за 7 лет до кончины Козлова. Евгений Константинович был тогда (1967 год) Председателем Президиума Филиала и воздал Анатолию Макаровичу все почести, на какие был способен. Их жизни шли как бы параллельно.

Думается, если бы Евгений Константинович взялся за изучение не Мончи, а например, Печенги, его научный вклад был бы заметен и объект исследований не давил бы на него своим тяжким грузом, как давила свита на Анатолия Макаровича и привела его к жизненному финалу.

Евгений Константинович всегда был творческой личностью, склонной к искусству. Он хорошо пел и любимой его песней была кубинская «Голубка». Он читал наизусть стихи, рассказы, особенно любил «Девушку и смерть» Горького. Патетика всегда была ему присуща. К концу жизни комплекция мешала ему быстро передвигаться, но он преодолевал эти трудности и даже стал бегать трусцой, но, повторяю, было уже поздно.

Евгений Константинович навечно вошел в летопись Кольской земли, города Апатиты и Кольского филиала АН СССР. Память о нем – в улице, опоясывающей город с западной стороны и создающей периметр Академгородка.

К сожалению, в честь Евгения Константиновича не назван минерал, в отличии от А.В.Сидоренко и И.В.Белькова, но еще не вечер и остается возможность увековечить память о Е.К.Козлове в минеральном виде.

КОЛЛЕКЦИОНЕР АЛЕКСАНДР ПОДЛЕСНЫЙ И МИНЕРАЛ ПОДЛЕСНОИТ

И.В. Пеков

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, e-mail:igorpekov@mail.ru



Александр Подлесный, Кировский рудник, 2003 г.

Вклад коллекционеров-любителей в развитие минералогической науки на сегодняшний день оценен явно недостаточно и слабо освещен, причем не только в нашей стране, но даже в Западной Европе и США, где частное коллекционирование минералов распространено несопоставимо шире и находится в целом на более высоком уровне. Между тем, роль этих людей значительна. Серьезные коллекционеры рано или поздно обязательно входят в контакт с минералогами-профессионалами, обращая их внимание на находки, нуждающиеся в изучении, и на этом материале не так уж редко делаются научные открытия. Энтузиазм зачастую приводит собирателей в такие места, куда попадает, особенно в наше время, далеко не всякий геолог, и тогда исследователь имеет шанс получить из их рук и вовсе бесценный для науки материал. Особенно важна и очевидна роль тех любителей, чье основное место работы – горное предприятие: они наряду с рудничными геологами несут функцию "минералогической неотложки", выполняя наблюдения и собирая образцы в только что пройденных выработках, на тех свежевскрытых объектах, которые во многих случаях обречены при современных темпах горных работ на безвозвратное исчезновение за считанные дни.

В этом году исполняется шестьдесят лет кольскому минералогу-любителю и коллекционеру Александру Подлесному, проработавшему три десятилетия на Кировском подземном руднике в Хибинах и имеющему почти такой же по продолжительности "стаж" коллекционирования минералов. Это известный и уважаемый российский собиратель высокой квалификации, тесно сотрудничающий с профессиональными минералогами с 1980 года. Регион, где он живет, и место работы во многом определили специфику коллекции Александра: так, из 1265 образцов, записанных в нее (данные на конец 2007 г.), 540 составляют хибинские экспонаты, в том числе 340 – с Кировского рудника. Это самая лучшая по качеству образцов и наиболее представительная по минеральному разнообразию коллекция, посвященная Кукисвумчоррскому месторождению, минералогически выдающемуся даже на фоне такого уникального объекта, как сам Хибинский массив. Она превосходным образом отражает минералогию пегматитов и гидротермалитов месторождения, вскрытых за последние три десятилетия (а именно в этот период на руднике было сделано наибольшее число замечательных минералогических находок). Александр Подлесный, целенаправленно и систематично собирающий минералы Кировского рудника, скрупулезно фиксирующий результаты своих наблюдений и подбирающий представительный каменный материал по разным пегматитовым телам и минеральным ассоциациям, уже внес и продолжает вносить не меньший, чем исследователи вещества, а главное, совершенно незаменимый вклад в познание минералогии этого замечательного, ставшего уже классическим, объекта. На счету Александра немало интересных находок и в других точках Хибин. Руководство и геологи ОАО "Апатит" оказывают ему содействие в деятельности по сбору минералов.

Одной из важнейших особенностей коллекции Александра Подлесного является то, что она подробно и грамотно задокументирована: качество, редкое для любительских собраний (да и не во всех музеях можно найти столь четко организованную сопроводительную информацию). Образцы описаны, указаны по возможности точные географические адреса (на Кировском руднике – с точностью до горной выработки), даны сведения о том, когда и кем найден тот или иной экспонат, от кого поступил в коллекцию. Очень ценна информация о точной диагностике минералов, о том, кем и когда они изучались. Необходимо также отметить, что образцы в собрании Александра отлично отпрепарированы: за долгие годы он стал мастером в этом искусстве.

Высокая квалификация, огромный интерес и очень тонкая наблюдательность, вкупе с тем, что главный объект приложения этих качеств – Кукисвумчоррское месторождение – минералогически уникален, позволили Александру стать обладателем удивительного рекорда: он занимает первое место в мире по числу новых минералов, открытых на образцах, собранных одним коллекционером-любителем. Им найдены и переданы коллегам-минералогам для исследования образцы, ставшие голотипами одиннадцати новых минеральных видов (тулиокит, кукисвумит, ситинакит, беловит-(La), лабунцовит-Fe, леммлейнит-Ba, кухаренкоит-(La), широкшинит, миддендорфит, армбрустерит и подлесноит) и котипами еще четырех (кухаренкоит-(Ce), цепинит-K, нескевараит-Fe и калиевый арфведсонит). Все они происходят с Кировского подземного рудника. По этой цифре – 15 (!) новых минералов – Александр с большим отрывом опережает как немногочисленных российских, так и всех зарубежных любителей (автор этих строк целенаправленно наводил справки, консультируясь со специалистами в области истории открытия новых минералов, непосредственно имеющих дело с такими знаменитыми объектами, как Сент-Илер в Канаде, Лонгбан и соседние рудники в Швеции, Цумеб в Намибии, Франклин и Стерлинг Хилл в Нью-Джерси, месторождения Италии, запада США, немецких и чешских Рудных гор: число новых минералов "на счету" одного любителя нигде не поднимается

выше девяти). Несколько первых для России (СССР) находок минералов также было сделано в образцах, найденных Александром на Кировском руднике: это амичит, доннейит, маккельвиит, манганокукисвумит.

Главным образом по результатам изучения собранного им материала была подготовлена монография "*Минералогия Кукисвумчоррского месторождения (щелочные пегматиты и гидротермалиты)*" [1], изданная в 2004 г при поддержке ОАО "Апатит", полноправным соавтором которой Александр является. Значительное количество данных по минералам, им собранным, содержится в вышедшей годом позже книге "*Khibiny*" [3], результаты изучения многих образцов опубликованы более чем в трех десятках научных статей, вошли как минимум в семь диссертаций. Эффектные цветные фотографии прекрасных штуфов из коллекции Александра украшают страницы многих изданий, он регулярно передает собранные им образцы редких минералов в музеи, в первую очередь в Геологический музей Геологического института Кольского научного центра РАН в Апатитах.

В отличие от многих коллекционеров "со стажем", которыми это увлечение владеет со школьных лет, Александр заинтересовался минералогией уже будучи взрослым человеком, да и путь его к минералам был не самым обычным.

Александр Семёнович Подлесный родился 25 ноября 1948 года в селе Заболотци Иванического района Волынской области Украинской ССР. Его отец был буровым мастером, специалистом по бурению нефтяных и газовых скважин. Школу-восьмилетку Александр закончил в г. Городок под Львовом, после чего, в 1963 г, поступил во Львове в железнодорожное училище на специальность слесаря-ремонтника. Не закончив обучения, он в 1964 г уехал в Архангельскую область, где работал на лесозаготовках в Вельском леспромхозе. Оттуда в 1967 г Александр был призван в армию, в строительные войска, и определен в Мурманскую область. Воинская часть, где он служил, базировалась в поселке Белореченский (ныне микрорайон г. Апатиты) и занималась главным образом строительством для комбината "Апатит". С этого времени судьба Александра связана с Кольским полуостровом.

В армии он окончил 9-й и 10-й классы вечерней школы, а после демобилизации в 1969 г решил остаться в Кировске и поступил в трест "Апатитстрой", где работал сначала формовщиком бетонных блоков на завод ЖБИ, а затем плотником и бетонщиком в СМУ "Рудстрой". В 1971 г Александр перешел на службу в милицию – в ОВД Кировского горисполкома. Поначалу он был постовым милиционером (в звании рядового), а затем был направлен в Мурманск, учиться на участкового милиционера. Закончив обучение, работал участковым в пос. Октябрьский, а потом в Кировске, последовательно получил звания старшины и младшего лейтенанта милиции.

Осенью 1977 г Александр уволился из ОВД и устроился шахтером на Кировский рудник комбината "Апатит". В течение года он работал оператором вибро-дистанционной погрузочной установки (ВДПУ), а затем полгода обучался на специальность взрывника. Начиная с 1979 г, более 27 лет, Александр отработал взрывником на 4-м участке Кировского подземного рудника (горизонт +252 м). В начале 2007 г, будучи ветераном труда, он вышел на пенсию.

Начав работать на руднике, Александр практически сразу заинтересовался красивыми камнями. Сначала, увлекшись их обработкой, стал в мастерской у знакомого сам резать и полировать декоративные образцы горных пород, ставить их дома на полку. Затем пришел более серьезный интерес – собственно к минералам, разнообразие которых на Кировском руднике комментариев не требует. Конечно же, быстро появились проблемы с их точной диагностикой, решать которые любителю, не имеющему инструментальной базы, было невозможно. В этот период во время одного из своих походов в Хибины Александр познакомился с опытным коллекционером из Ревды М.Ф. Коробицыным, и тот дал ему координаты А.П. Хомякова – одного из наиболее известных ученых, исследующих щелочные массивы Кольского полуострова. Так в 1980 г началось плодотворное сотрудничество Александра с профессиональными минералогами. Позже, начиная с 1986 г, завязались контакты со специалистами из Геологического института Кольского филиала АН СССР – В.Н. Яковенчуком, С.Н. Бритвиным, Г.Ю. Иванюком (вместе с ними Александр поначалу участвовал в деятельности ЗАО "Минералы Лапландии"), Ю.П. Меньшиковым. С 1992 г не только дружба, но и тесное научное сотрудничество связывают Александра с автором этих строк.

Уже в начале 1980-х гг. Александр стал одним из самых активных коллекционеров в Мурманской области. Он не только собирал минералы на Кировском руднике и летом в Хибинских горах, но в отпуск выезжал за этим на Урал, в Казахстан и Среднюю Азию, интенсивно обменивался образцами, напрямую и по почте, со многими ведущими собирателями Союза. В 1990 г Александра постиг тяжелый удар: большая часть коллекции была украдена из его квартиры в поселке Кукисвумчорр. Любой коллекционер может себе представить, что он пережил. Несмотря на это, Александр не бросил любимое дело и продолжил собирать минералы, то есть, по сути, практически начал заново. Однако, выдающиеся минералогические образцы, как и произведения искусства, имеют свое "лицо" и легко узнаются теми, кто их видел хоть раз и что-то понимает в предмете. Так произошло и в данном случае: через полтора года после кражи автор этой заметки увидел некоторые из образцов Александра в Москве, у одного из дилеров, который купил на Урале "безымянную" подборку минералов, не подозревая, конечно, что она ворованная. Спустя небольшое время таким же образом "всплыла" еще одна часть похищенной коллекции, обнаруженная друзьями Александра в другом месте. Попавшие впросак дилеры, узнав об обстоятельствах, пошли навстречу, и общими усилиями найденные образцы удалось вернуть владельцу, но, к сожалению, очень многое пропало безвозвратно, в том числе целый ряд "жемчужин" коллекции. За прошедшие с тех пор полтора десятилетия в собрании Александра появилось много новых образцов, в первую очередь кольских, и оно вновь заняло достойное по своей научной и культурной значимости место среди современных российских коллекций минералов.

Подчеркивая вклад Александра Подлесного в минералогию Хибинского массива, мы дали название *подлесноит* новому минералу, фторкарбонату кальция и бария. Это самый красивый из более чем шести десятков новых минералов, которые автору этих строк доводилось изучать. Полное описание подлесноита [2] в ближайшее время выйдет в *The Mineralogical Record*, ведущем международном журнале, предназначенном в первую очередь для квалифицированных коллекционеров и публикующем как популярные, так и научные материалы. Журнал хорошо иллюстрирован, чем в основном и обусловлен его выбор для публикации статьи об этом эффектном минерале, которая сильно проиграла бы без значительного числа цветных фотографий. Кроме того, представляется очень

уместным появление именно в таком журнале описания нового минерала, названного в честь коллекционера. Приведем краткую характеристику минерала.

Подлесноит найден в одной из подземных выработок Кировского рудника в небольшом гидротермальном теле линзовидной формы, которое залегает в среднезернистом уртите, обогащенном пироксеном, титанитом и апатитом. Эта пологопадающая линза имеет протяженность 3.2 м при мощности в средней части 0.7–0.9 м. Между вмещающим уртитом и этим существенно натролитовым телом наблюдается постепенный переход через зону натролитизированного уртита, имеющую мощность 5–10 см. Главный минерал линзы – грубошестоватый бесцветный натролит, чьи индивиды длиной до 5 см слагают хаотические, сноповидные и сферолитовые агрегаты. Местами много темно-коричневого биотита в виде изометричных кристаллов до 2 см, слагающих иногда гнезда до 7 х 20 см. Эти же участки обогащены зеленым мелкоигольчатым эгирином, скоплениями хорошо ограненных изометричных кристаллов (до 3 мм) ильменита с сильным блеском и мелких (до 0.5 мм) призматических кристаллов бесцветного фторапатита. В интерстициях натролита развиты гнезда (до 2 см) мягкого серовато-белого волокнистого лоренценита. Линза содержит многочисленные щелевидные и изометричные полости, особенно крупные (до 10 см) и обильные в западной части. На натролит в полостях нарастают кальцит, флюорит, баритокальцит, подлесноит, астрофиллит и, в незначительных количествах, бербанкит, леммлейнит-K и фторапофиллит. Баритокальцит представлен тремя разностями, различающимися по морфологии и окраске: прозрачные лимонно-желтые таблитчатые кристаллы до 1 х 3 х 3.2 см, образующие сростки до 5 см; серые призматические кристаллы до 0.3 х 1 х 3.5 см, слагающие единственное кавернозное гнездо, имеющее 10 см в поперечнике; снежно-белые мелкозернистые сферические обособления до 1.5 см в диаметре, обрастающие корочкой подлесноита. Наиболее ранними минералами являются биотит, эгирин, ильменит и фторапатит, позже кристаллизовались натролит и лоренценит, а еще позже – остальные. Полевые шпаты, нефелин, содалит, эгирин-диопсид, амфиболы, эвдиалит (и вообще минералы Zr) здесь не встречены. Их отсутствие вкупе с нахождением зоны натролитизированного уртита непосредственно на контакте с описываемой линзой позволяет уверенно относить последнюю к чисто гидротермальным образованиям, а не к пегматитам.

Подлесноит нарастает на натролит, ильменит, биотит и баритокальцит в полостях (Рис. 1). Он встречается в виде двух разновидностей, различающихся по морфологии, цвету и люминесценции, но идентичных по химическому составу, рентгеновским, ИК-спектроскопическим и оптическим характеристикам. Разновидность I представлена прекрасно образованными водяно-прозрачными бесцветными призматическими кристаллами до 1 х 1 х 4 мм, которые иногда встречаются поодиночке, но чаще образуют друзовые сростки и корочки до 1.5 х 2 см. Разновидность II – это плотные снежно-белые радиальные сферолиты диаметром до 5 мм, сложенные тонкоигольчатыми до волокнистых индивидами. Поверхность этих сферолитов обычно целиком покрыта корками кристаллов разновидности I, нарастающих на нее в "лежачем" положении, что придает таким "комбинированным" сферолитам (до 8 мм в диаметре) весьма необычный вид. Таким образом, разновидность I сформировалась позже разновидности II.



Рис 1. *"Комбинированные" сферолиты подлесноита (корки кристаллов разновидности I, автоэпитаксически наросших на радиально-волокнистые сферолиты разновидности II) на натролите. Диаметр самого крупного сферолита 5 мм. Кировский рудник, Хибины. Фото: Н.А. Пекова.*

Хорошо ограненные кристаллы (ромбические, класс симметрии *mmm*) разновидности I имеют призматическую форму и вытянуты вдоль [001]. Их главными простыми формами являются {100}, {110}, {210}, {001}, менее развиты {101}, {112} и {313}, а грани {111} и {021} встречаются редко. На большинстве крупных кристаллов, визуально напоминающих кристаллы томсонита, проявлены в основном грани пинакоидов {100} и {001} и ромбических призм {110} и {210}, тогда как грани призмы {101} и дипирамид {112} и {313} развиты слабо. Более мелкие кристаллы как правило оформлены сложнее, иногда с существенным развитием граней дипирамид (Рис.2).

Как установлено оптическим исследованием, тонкоигольчатые до волокнистых индивиды разновидности II, в отличие от призматических кристаллов разновидности I, вытянуты не вдоль [001], а вдоль [010]. Выходящие на поверхность радиального сферолита концы игл (волокон) разновидности II служат затравками для кристаллов разновидности I, которые нарастают на них в той же ориентировке и, соответственно, всегда располагаются осью *c* перпендикулярно к иглам (волокнам) разновидности II, т.е. по касательной к поверхности сферолитов. Такая автоэпитаксия четко объясняет показавшийся поначалу необычным факт, что корочка разновидности I на поверхности сферолитов разновидности II образована только "лежачими" кристаллами. Отметим, что автоэпитаксические сростки разновидностей II и I подлесноита аналогичны по строению хорошо известным, описанным Г.Г. Леммлейном закономерным сросткам кварца и халцедона: на поверхность радиальных сферолитов халцедона, образованных кварцевыми волокнами, вытянутыми по [11-20] или [10-10], в "лежачем" положении нарастают обычные призматически-ромбоэдрические кристаллы кварца.

Черта нового минерала белая, блеск стеклянный. Подлесноит хрупкий, спайность отсутствует, излом раковистый. Твердость по Моосу 3.5–4. Плотность, измеренная путем уравновешивания в тяжелых жидкостях, составляет 3.62(1), вычисленная на базе эмпирической формулы – 3.63, идеализированной – 3.60 г/см^3.

Обе разновидности подлесноита люминесцируют в ультрафиолетовых лучах, но по-разному. Кристаллы разновидности I обладают яркой розовато-оранжевой люминесценцией в коротковолновом УФ-свете (245 нм) и не люминесцируют в длинноволновом (330 нм). Сферолиты разновидности II проявляют слабую голубовато-сиреневую люминесценцию в коротковолновой области и очень слабую сиренево-голубую – в длинноволновой.

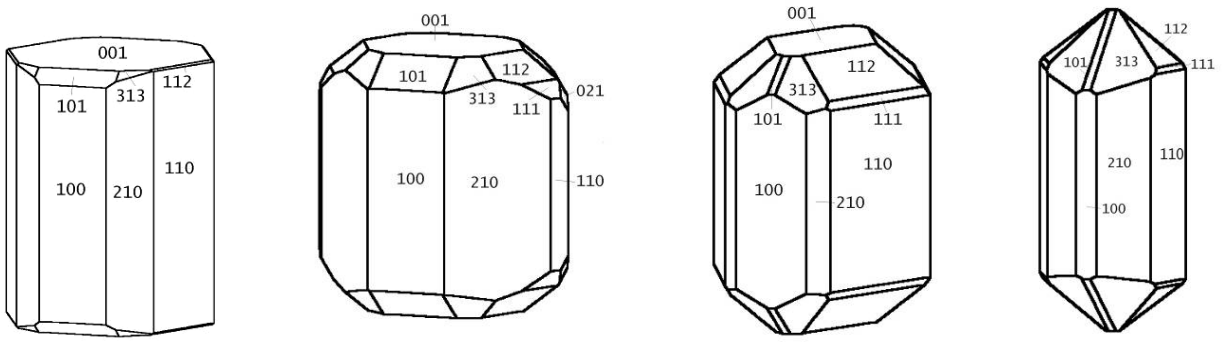


Рис. 2. *Кристаллы подлесноита.*

Подлесноит оптически двуосный, отрицательный, N_p = 1.500(2), N_m = 1.612(2), N_g = 1.614(2), $2V_{изм.}$ = 10(5)º, $2V_{выч.}$ = 14º. Ориентировка: $X = a$, $Y = b$, $Z = c$.

Химический состав подлесноита (мас.%, в скобках – пределы содержаний), по электронно-зондовым данным, следующий: Na_2O 0.11 (0.0–0.2), K_2O 0.05 (0.0–0.1), CaO 29.02 (28.3–30.1), SrO 0.13 (0.0–0.2), BaO 40.77 (40.0–41.6), MnO 0.07 (0.0–0.15), FeO 0.25 (0.1–0.4), F 9.95 (9.8–10.2), CO_2 22.9, -O=F_2 4.19, сумма 99.06. Эмпирическая формула, рассчитанная на O_6, такова: $Ba_{1.02}(Ca_{1.98}Fe_{0.01}Na_{0.01}Sr_{0.005})_{\Sigma 2.005}C_{1.99}O_6F_{2.00}$. Идеализированная формула: $BaCa_2(CO_3)_2F_2$.

По результатам рентгеновского исследования монокристалла, подлесноит ромбический, *Cmcm*, параметры элементарной ячейки: a = 12.501(8), b = 5.846(3), c = 9.443(5) Å, V = 690.1(7) Å^3, Z = 4. Порошковая рентгенограмма минерала совершенно индивидуальна, главные линии: (d,Å-I[hkl]): 5.303-21[110]; 3.527-100[112]; 3.397-71[310]; 2.609-20[402]; 2.313-43[222], 2.302-22[510], 2.211-20[204], 1.948-39[422], 1.940-40[314]. Уточненные по ней параметры элементарной ячейки: a = 12.511(5), b = 5.857(2), c = 9.446(4) Å, V = 692.2(8) Å^3, Z = 4.

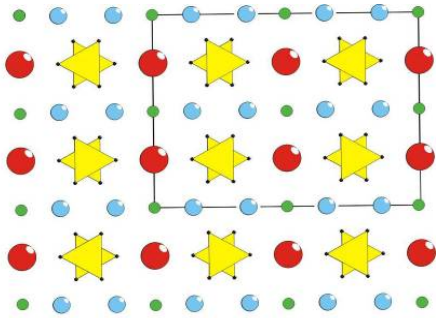


Рис. 3. *Кристаллическая структура подлесноита, проекция ac: крупные шарики – атомы Ba, средние – Ca, малые – F, треугольники – группы CO_3 [4]*

Кристаллическая структура минерала решена на монокристалле, R_F = 2.78% [4]. Подлесноит оказался представителем нового структурного типа, не имеющим аналогов и близких "родственников" среди минералов и синтетических соединений. В основе его структуры лежит квазикаркас, образованный вытянутыми вдоль c колонками центрированных атомами кальция восьмивершинников (CaO_6F_2) (Рис.3). Треугольные группы (CO_3), параллельные плоскости ac, и крупные атомы бария находятся в полостях этого квазикаркаса. Атомы бария центрируют десятивершинники (BaO_6F_4), а атомы фтора – тетраэдры (FCa_2Ba_2). Подлесноит имеет отдаленное структурное сходство с карбонатами группы арагонита: его структура может рассматриваться как производная от структурного типа арагонита. Переход от арагонита к подлесноиту можно представить как упорядоченное замещение одной трети катионов Ca на Ba и каждой третьей группы (CO_3) на пару атомов F: [3Ca] + [3(CO_3)] → [2Ca + Ba] + [2(CO_3) + 2F]. Этот переход происходит с изменением отношения числа катионов к числу анионов (от 1: 1 в арагоните до 3: 4 в подлесноите), что вызывает значительную структурную перестройку.

Новый минерал подлесноит и его название утверждены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации минералов ММА 17 октября 2006 г (IMA no. 2006-033). Голотипный образец передан в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН в Москве, регистрационный № 3460/1.

Литература

1. ***Пеков И.В., Подлесный А.С.*** Минералогия Кукисвумчоррского месторождения (щелочные пегматиты и гидротермалиты). М., ТО «Земля», 2004, 172 с. [*также издана на английском языке*: Pekov I.V., Podlesnyi A.S. Kukisvumchorr Deposit: Mineralogy of Alkaline Pegmatites and Hydrothermalites // Mineralogical Almanac, 7. Moscow: Mineralogical Almanac, 2004, 164 pp.]
2. ***Pekov I.V., Zubkova N.V., Chukanov N.V., Pushcharovsky D.Yu., Kononkova N.N., Zadov A.E.*** Podlesnoite, $BaCa_2(CO_3)_2F_2$, a new mineral species from the Kirovskii Mine, Khibiny, Kola Peninsula, Russia // Miner. Record, 2008, 39, 2 (в печати).
3. ***Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Ya., Men'shikov Yu.*** Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005, 468 pp.
4. ***Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu., Pekov I.V., Rabadanov M.Kh.*** The crystal structure of podlesnoite, $BaCa_2(CO_3)_2F_2$ // Zeit. Krist., 2007, 222, 474-476.

ЕВГЕНИЙ КОНСТАНТИНОВИЧ КОЗЛОВ

Н.И. Плетнева

г. Санкт-Петербург, e-mail: nina-pletnyova@yandex.ru



Мое первое знакомство с этим замечательным человеком состоялось в июне 1951 года. Весной этого года я окончила геологический факультет Ленинградского государственного университета по кафедре минералогии. К июню дипломы нам ещё не выдали. Но устные распоряжения Центральной распределительной комиссии – кто и куда направляется на работу – мы уже знали. Знала и я, что распределена на работу в Геологический институт КФ АН СССР. Тем более что разговоры относительно моей кандидатуры и согласования между заведующим кафедрой минералогии геологического факультета ЛГУ профессором С.М. Курбатовым и руководством Геологического института КФ АН СССР велись уже давно.

Приехала я устраиваться на работу в г. Кировск (пос. Кукисвумчорр) и обратилась к Е.К. Козлову, возглавлявшему тогда Геологический институт, не имея на руках ни направления, ни диплома… Только один паспорт… Евгений Константинович посмотрел на меня довольно строго и спросил: “Что же Вы без документов-то явились?” Я ему стала рассказывать сложившуюся ситуацию. Ещё в мае 1951 г. на кафедру минералогии университета приехал И.В. Бельков. Он тогда заведовал сектором минералогии в Геологическом институте КФ АН СССР. Профессор С.М. Курбатов познакомил меня с ним. Под руководством Игоря Владимировича мне предстояло работать. Он сказал, что я включена в тему по изучению Кейвского метаморфического комплекса, буду изучать минералогию кианитовых руд. Работы уже начинались, необходимо было срочно ехать в поле. Я предупредила Игоря Владимировича о том, что у меня ещё нет на руках документов. На это Игорь Владимирович ответил, что ждать нет времени, экспедиция уже сформирована и мне придётся лететь с последним самолётом. (Забегая вперёд, скажу, что прилетела я на Кейвы всё же с первым самолётом). Я обратилась в деканат геологического факультета с просьбой, как только поступят мои документы (диплом и направление) – переслать их в КФАН СССР.

Итак, я выехала в Кировск и явилась к Евгению Константиновичу, что называется “с пустыми руками”. И.В. Белькова, который смог бы подтвердить достоверность случившегося, на этот момент не было в институте. Евгений Константинович принял меня на работу то ли потому, что поверил мне, то ли уже знал все обстоятельства относительно моей кандидатуры. Так я была зачислена в штат Геологического института КФАН СССР. В 1951 г. я была единственным молодым специалистом. Было как-то страшновато, пусто … Это потом, начиная с 1952 г., стали приезжать молодые специалисты, да не по одному, а парами (в том числе супружескими), из Ленинграда, Москвы, Свердловска, Воронежа, Харькова, Ростова и других городов Союза. А пока я была “первой ласточкой”, прилетевшей на Север, хотя он был мне дорогим уже давно, с детства… И всё же сначала было очень одиноко… Но один случай, связанный именно с Евгением Константиновичем, помог мне обрести уверенность. Это было мое “вхождение” в коллектив сотрудников. Была встреча Нового 1952 г. Я ещё мало кого знала… Как-то подошёл ко мне Евгений Константинович, просто потряс меня за плечи и сказал: “Нина, ты же наша ленинградская девчонка!” Своим радушием, простотой он помог мне почувствовать теплоту и надёжность этого коллектива. Я обрела уверенность и спокойствие, стала полноправным членом коллектива Геологического института, в котором затем проработала почти 30 лет.

Вспоминаю случай сдачи экзамена кандидатского минимума по специальности. Экзаменаторами были: Евгений Константинович Козлов, Игорь Владимирович Бельков и Алексей Михайлович Заседателев. Строгие, требовательные, принципиальные, знающие, опытные местные корифеи геологической науки. Я, конечно, очень трусила и волновалась. Среди заданий по минералогии (основы систематики минералов, законы метаморфизма, методика люминесцентного анализа минералов) и процессам образования минералов в природе (генезис пегматитов, принципы зональности при метасоматозе) был вопрос о метаморфических фациях. Этот вопрос оказался очень коварным, т.к. во время моего рассказа вызвал оживлённую дискуссию экзаменаторов между собой. В процессе обсуждения они перешли от характеристики метаморфических

фаций к глобальным вопросам метаморфизма. Каждый высказывал свои взгляды на проблему, оспаривая точку зрения другого. Казалось, доводы каждого были доказательны и что дискуссии не будет конца. Они увлечённо, самозабвенно дискутировали, а я очень внимательно слушала, сложилось впечатление, что все забыли, ради чего собрались. Но дискуссия закончилась так же неожиданно, как и началась. Мои знания экзаменаторы оценили на “хорошо”, с тем и разошлись.



Рис. 1. *Кисловодск, 1967 г. У главного корпуса санатория им. Горького. Слева направо: Е.К Козлов, Т.Н. Иванова, друг Евгения Константиновича, М.К. Мазуров.*

Мне не посчастливилось работать под непосредственным руководством Евгения Константиновича, но я многое знала о нём по отзывам моего супруга Ю.А. Шашмурина, учёного секретаря Президиума КФАН СССР с 1961 по 1970 гг., когда Евгений Константинович был председателем Президиума. Это были непростые, напряжённые годы жизни всего Филиала. Только что переехали в «Новый город» из пос. Кукисвумчорр. Не снижая темпов научных исследований, разработок и внедрений во всех научных подразделениях Филиала, необходимо было решать бытовые вопросы размещения лабораторий, строительства подсобных и вспомогательных учреждений, детских садов и жилья для сотрудников, и ещё много других, не менее важных вопросов научного и хозяйственного характера. В эти годы создавались и укрупнялись научные подразделения Филиала. В 1961 г. на базе группы горного дела создан Горно-металлургический институт. В 1965 г. на основе группы экономики образован отдел экономики, а вместо здравпункта начала работать больница с поликлиникой. В 1967 г. статус института приобрёл Полярно-альпийский ботанический сад и введен в строй лабораторный корпус ИХТРЭМС. На эти годы выпали приезд в Кольский Филиал председателя Президиума АН СССР академика М.В. Келдыша и награждение КФАН СССР орденом Ленина в 1967 г. Надо было достойно подготовиться к торжественному заседанию – заказать макет ордена и водрузить его над входом главного здания Филиала. Для осуществления всего этого необходимо чёткое, строгое руководство, требующее такого же чёткого, неукоснительного исполнения. Учёный секретарь Президиума КФАН СССР Ю.А. Шашмурин говорил, что работать под руководством Евгения Константиновича было не просто, нелегко, но интересно, деятельно и результативно. Он доверял своим помощникам. Был требователен и строг, но справедлив. Строгость, требовательность и умный организаторский талант Евгения Константиновича помогли справиться с нелёгкой задачей в этот сложный период становления Филиала. Доказательством тому были большие успехи научных подразделений Филиала, которые не однократно отмечались Президиумом АН СССР. Кольский Филиал по праву занял видное место в ряду других научных центров Союза. Евгений Константинович был достойным преемником и продолжателем всех планов и свершений, начатых ещё академиком А.В. Сидоренко.

В повседневной жизни Евгений Константинович был весёлым, компанейским человеком. На всех праздничных мероприятиях был “душой компании”. Непременно участвовал в новогодних карнавальных вечерах в карнавальном костюме. Очень любил читать стихи. У него получалось как-то проникновенно,

трогательно. Очень драматично в его исполнении звучало произведение М. Горького “Девушка и Смерть”. Евгений Константинович любил классику и современных поэтов: Евгения Долматовского, Льва Ошанина и других. С Львом Ошаниным его связывала тёплая дружба. Лев Ошанин любил навещать места своей юности (Хибиногорск-Кировск) и с удовольствием останавливался в нашем Академгородке. В актовом зале Филиала устраивали концерты, на которых поэт читал свои стихи, а некоторые сотрудники Филиала пели его песни под аккомпанемент существовавшего в институте оркестра. У Л.И. Ошанина есть стихи, посвящённые Северу, Хибинам, Апатитам и милой, удивительно доброй и гостеприимной супружеской паре – Татьяне и Жене.

Евгений Константинович очень любил петь. Не имея особенных вокальных данных, сердечно пел любимую кубинскую песню “Голубка”. В редкие вечера, когда нам случалось быть вместе с Евгением Константиновичем и Татьяной Николаевной, обычно она просила меня спеть песню бойцов Карельского фронта: “Кружится, кружится, кружится вьюга над нами…” Евгений Константинович внимательно, глубоко задумавшись, слушал эту песню. Видимо, она навевала ему воспоминания о былых фронтовых буднях. Ведь он воевал на Карельском фронте.

Незабываемы дни, проведённые вместе с Евгением Константиновичем и Татьяной Николаевной в Кисловодске, в кардиологическом санатории им. Горького в мае 1967 г. Как-то наблюдающий Евгения Константиновича врач разрешила ему сделать “зигзаг” от размеренно строгого санаторного режима. И мы впятером: Евгений Константинович, Татьяна Николаевна, Ю.А. Шашмурин, я и друг юности Евгения Константиновича, отдыхавший в другом санатории, пошли осваивать окрестности замка “Коварство и Любовь”. Прогулялись по долине, Евгений Константинович и Ю.А. Шашмурин поплескались в обмелевшем ручье. Осмотрели мы и “духанчик”, где согласно молве когда-то пел Федор Шаляпин. Завершили свой поход в ресторане под названием “Коварство и Любовь”. Здесь мы позволили себе некоторую вольность в выборе еды. Вместо установленных в санатории диет мы решили “побаловаться” грузинской кухней. Заказали цыплёнка-табака и к нему овощи. Нам принесли на пятерых пять упитанных почти взрослых кур. А свежие овощи в огромном блюде были по-грузински представлены в естественном виде, целиком, не нарезанными и не измельчённые в виде салата. Запивали мы эту обильную, вкусную грузинскую пищу чешским пивом, которое в те годы завозилось в Кисловодск в большом количестве. Назад в санаторий нам пришлось идти пешком, поскольку время было позднее, никакого транспорта не было. Ресторан находился в ущелье, далеко от центра города. Но нас это не смущало. Все были в прекрасном настроении, довольные, весёлые: шутили, смеялись… Мы шли по пустынной тёмной дороге, но с полпути нам повезло. Нас догнал какой-то маленький, пустой, страшно дребезжащий служебный автобус, который и доставил нас в город. В те годы у Евгения Константиновича очень не просто было со здоровьем, болело сердце. Но никогда я не видела его угнетённым. Он всегда был бодрым, жизнерадостным, не унывающим, приятным в общении и добрым человеком. Таким он и остался в моей памяти.



Рис. 2. *В окрестностях Кисловодска, 1967 г. Слева направо: Е.К. Козлов, друг Евгения Константиновича, Т.Н. Иванова, Н.И. Плетнева.*

ИЯ ДМИТРИЕВНА БАТИЕВА
(13.04.1922 – 16.10.2007 гг.)

С.С. Потапов

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail: spot@ilmeny.ac.ru



В октябре 2007 г. к очередным научным чтениям памяти ильменского минералога В.О. Полякова я готовил статью об известном геологе, исследователе Кольского полуострова, почётном гражданине г. Апатиты И.Д. Батиевой. В середине ноября 2007 г. сборник чтений со статьей об И.Д. Батиевой [5] я привез в Апатиты в надежде передать его Ие Дмитриевне через сотрудников Геологического института Кольского НЦ РАН. Но увы, месяц назад, 16 октября 2007 г., как раз когда писалась статья, Ии Дмитриевны не стало. А история моего интереса к этой легендарной личности такова.

В конце июля 2007 г., вернувшись из очередной полевой командировки, я обнаружил на своём рабочем столе книгу И.Д. Батиевой «Игорь Владимирович Бельков. Хроника жизни» [1], оставленную мне председателем Ильменского отделения Российского минералогического общества (РМО) В.А. Поповым. Как потом выяснилось, книгу прислали наши кольские коллеги из Геологического института КНЦ РАН. До очередной командировки книгу только перелистал. А в августе по приглашению председателя Кольского отделения РМО в лице директора Геологического института КНЦ РАН, д.г.-м.н., профессора Ю.Л. Войтеховского я приехал в Апатиты. Посещение горной станции «Тиэтта», организованной академиком А.Е. Ферсманом; ознакомление с Геологическим институтом и минералогическим музеем, созданным стараниями И.В. Белькова; экскурсия на озеро Имандра не то, чтобы влюбили в Кольский край, но побудили узнать о нём и о людях, работавших в геологии и создававших Геологический институт КНЦ РАН, больше. И по возвращении с Кольского полуострова книгу об И.В. Белькове, возглавлявшем Геологический институт Кольского научного центра и Кольское отделение Российского минералогического общества четверть века, я прочитал залпом. Масштаб личности И.В. Белькова поражает, - 53 года в геологии, из них 50 лет отданы иследованию геологии и минералогии Кольского полуострова; памяти его заслуг проведена конференция [2]. Книга об И.В. Белькове написана соратницей и спутницей жизни И.Д. Батиевой. Вот как она описывает историю создания этой книги воспоминаний [1]: «Через два года после смерти Игоря, я, перебирая старые записи, нашла блокнот, в котором были написаны его стихи, завещание мне. Вот они:

Жена моя, товарищ мой,
Души моей отрада,
Пришла пора мне на покой,
А это значит нам с тобой
Навек расстаться надо.

И в мир иной,
Как прежде в бой,
И ты шагаешь рядом,
А подо мной весь шар земной,
А надо мной земля горой,
И неба купол голубой,
И скромная ограда.

Дружок, сбирая в дальний путь,
Прошу – меня не позабудь».

И еще Ия Дмитриевна пишет: «Я пишу эти воспоминания и выполняю свой долг перед любимым человеком, помня и нежно любя его».

Это настоящий подвиг памяти, и личность И.Д. Батиевой не может не восхищать. Рядом с крупной фигурой И.В. Белькова, можно было потеряться, остаться незаметной. Но И.Д. Батиева, являясь и соратницей, и

помощницей, вела самостоятельные научные исследования и порой остро спорила с И.В. Бельковым, а часто оказывалась и права.

Вот основные вехи жизни Ии Дмитриевны.

Батиева Ия Дмитриевна (рис. 1), родилась 13.04.1922 г. в непростой семье (рис. 2).

[1]Отец Ии Дмитриевны – *Батиев Дмитрий Александрович* – основатель Коми государственности, родился 02.11.1896 г. в с. Гам Яренского уезда (по другим данным [7], - в деревне Кебырыб Жешартской волости), сын крестьянина. Получил на родине начальное образование. Обучался в учительской семинарии в г. Хренове Костромской губернии до 1917 г. В 1917-1918 гг. работал учителем в селах Жешарта и Гама. В 1918 г. уехал в Петроград и поступил на юридический факультет университета. В 1920 г. вернулся на родину и учительствовал в Айкинской школе. Вступил в РКП(б), был избран членом уездного комитета партии. В ноябре 1920 г. был назначен заведующим Зырянотделом Наркомнаца в Москве. Д.А. Батиев стал главной движущей силой создания Коми автономии. Под влиянием своих убеждений одну из своих дочерей назвал Автономой [2]. В январе 1921 г. участвовал в I Всезырянском съезде коммунистов. С 1923 г. принимал активное участие в работе Общества изучения Коми края, в 1924 г. был избран председателем ОИКК. С 1925 г. был заведующим областным музеем. В апреле 1933 г. был арестован и 25.02.1934 г. осужден ОГПУ по ст. 58-10,11 на 5 лет. Отбыв заключение, вернулся в Сыктывкар. В 1937 г. вновь был арестован и 09.02.1940 г. приговорён по ст. 58-2,10,11 к трем годам заключения в лагере. Выйдя на свободу, вернулся в с. Гам, а весной 1941 г. последовал новый арест и приговор к ВМН. Расстрелян на рассвете 22.11.1941 г. В 1992 г. был реабилитирован.



Рис. 1. *Батиев Д.А. с женой Евстолией и дочерьми Иеей и Автономой, середина 1920-х гг. [3].*

Мать - *Тебенькова Евстолия Петровна*, родилась в 1900 г. в с. Койгородок. В 1921 г. вышла замуж, в то время училась во втором Московском институте дошкольного образования, работала секретарём в Коми представительстве. В 1948 г. переехала из Сыктывкара в Кукисвумчорр и жила вместе с И.Д. Батиевой и И.В. Бельковым. Помогала воспитывать их детей – Евгения и Валерию. Благодаря ей они могли ездить в поле, в командировки, за границу. С И.В. Бельковым у неё сложились хорошие, дружеские отношения. Когда И.В. Бельков умер, Евстолия Петровна говорила: «Почему не я?» [1]. Умерла она в 1990 г. в г. Апатиты.

Сестра – *Батиева Автонома (Тамара) Дмитриевна*, родилась в 1924 г., балерина. Жила и работала в г. Сыктывкаре. Умерла в 1997 г. в Калмыкии.

А как складывалась научная судьба И.Д. Батиевой?

Батиева Ия Дмитриевна [6] в 1946 г. окончила Карело-Финский университет и переехала на постоянное место жительства в п. Кукисвумчорр, где и познакомилась с Игорем Бельковым. В то время

[1] Сведения о Батиевых взяты из Родословной росписи И. Куратова [4].

между Кировском и Кукисвумчорром было налажено автобусное сообщение. Приехав из Петрозаводска на поезде в Кировск, Ия села на автобус, шедший в Кукисвумчорр. Выйти из автобуса на конечной остановке ей помог высокий худой молодой человек. Как потом выяснилось, это был Игорь Бельков. Брак между ними был зарегистрирован 12 декабря 1949 г. в Кукисвумчоррском поселковом Совете. В 1956 г. Ия защитила кандидатскую диссертацию, а в 1976 г. стала доктором геолого-минералогических наук, старшим научным сотрудником. С 1988 г. - пенсионер по возрасту. Впервые приехала на Кольскую базу АН СССР на полевые работы в 1944 г. С 1945 г. уже работала в штате Базы младшим научным сотрудником. Завершила научную работу главным научным сотрудником Геологического института КФАН СССР в 1988 г. В 1946 г. участвовала в исследовании Ловозерского массива, геологии и магматизма Кейвской и Канозерской зон. Обосновала первично-осадочное происхождение кристаллических сланцев Кейв и создала первую в мировой практике региональную схему формационной типизации раннедокембрийских гранитоидных комплексов. В 1970-е гг. возглавила межлабораторный коллектив, который осуществил формационную типизацию докембрийских магматических комплексов северо-восточной части Балтийского щита и создал карту магматических формаций региона масштаба 1:500000. Для докембрийских регионов впервые была создана полная и детальная систематика всего эволюционного ряда магматических образований. Сформирована и развита концепция «первичнокоровых гранитов», представленных формацией плагиогранитов-тоналитов, слагающих кристаллическую матрицу древнейших блоков континентальной коры. В результате исследования закономерностей концентрации редкометалльного оруденения в докембрийских щелочных гранитах и нефелиновых сиенитах была произведена принципиальная переоценка минерагенического потенциала Западнокейвского рудного района, на основе которой выявлен и рекомендован для постановки поисково-оценочных работ ряд перспективных рудных участков. В 1957 и 1966 гг. совместно с И.В. Бельковым были открыты Сахарйокский и Кульйокский щелочные массивы. Результаты исследований И.Д. Батиевой отражены в более чем 120 опубликованных работах, в том числе в 7 коллективных монографиях. Во многих этих работах она выступала в качестве редактора. За научные и научно-производственные заслуги награждена орденом «Знак почета», медалями «За трудовую доблесть» и «За доблестный труд». В ознаменование 100-летия В. И. Ленина - Почетной грамотой АН СССР, бронзовой медалью ВДНХ СССР.

Основные публикации И. Д. Батиевой (в соавторстве):

Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова, 1976.

Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы, 1984.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита, 1985.

Минерализация и флюидный режим контактных зон интрузий щелочных гранитов (на примере Кольского полуострова), 1988.

Литература

1. ***Батиева И.Д.*** Игорь Владимирович Бельков. Хроника жизни. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2007. 205 с.
2. Геология и минералогия Кольского региона. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И. В. Белькова. Апатиты, 4-6 июня 2007. Апатиты: Изд-во К&М, 2007. 320 с.
3. ***Жеребцов И., Сметанин А., Таскаев М., Жданов Л.*** Создатели Коми автономии. Сыктывкар, 2006.
4. ***Малыхина А.*** Родословная роспись Ивана Алексеевича Куратова (1839-1875), коми поэта // http://www.vgd.ru/K/kuratov1.htm.
5. ***Потапов С.С.*** К портрету замечательной жены (Ия Дмитриевна Батиева) // Восьмые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 104-108.
6. ***Батиева Ия Дмитриевна*** // http://www.kolasc.net.ru/russian/news/B/BatievaI9Dmitrievna.htm.
7. http://www.kominarod.ru/catalogues/biblio/papers_924.html.

РОЛЬ Е.К. КОЗЛОВА В РАЗВИТИИ ГЕОФИЗИКИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ

В.А. Тюремнов

В октябре 1964 г. на IV Межведомственном совещании по современным движениям земной коры, на котором сотрудники лаборатории геофизики Геологического института КФАН СССР выступили с рядом принципиальных докладов, было принято решение касающееся «создания полигонов по изучению движений земной коры на Кольском полуострове» [1]. Исследования на этих полигонах планировалось выполнять в рамках международного проекта «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры». Новый импульс в развитии этого направления был задан в марте 1966 г., когда в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР состоялось I Межведомственное совещание по Кольскому полигону, на котором была утверждена конкретная программа исследований по проекту (рис. 1). Целью планируемых работ являлось составление геолого-тектонических, геофизических и петрофизических карт, карт и схем мощности и литологии четвертичных отложений и др. Основными задачами исследований были: комплексное изучение строения земной коры и верхней мантии и изучение современных тектонических движений «…с применением геофизических, геологических, геохимических и других методов» [2].

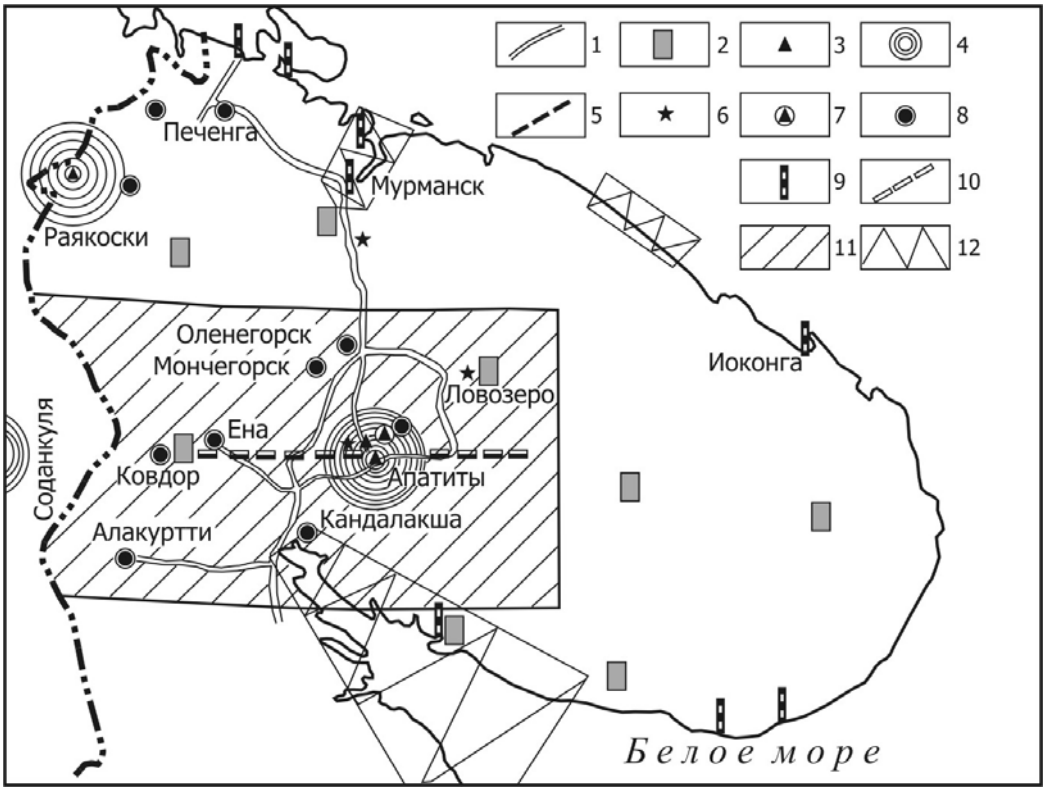


Рис. 1. *Схема геофизических, геодезических и других исследований на Кольском геофизическом полигоне. 1 – линии нивелирования I класса; 2 – гравиметрические пункты для изучения вековых вариаций силы тяжести; 3 – наклономерные станции; 4 – сейсмические станции; 5 – проектируемый профиль ГСЗ; 6 – магнитовариационные станции; 7 – пункт комплексных геофизических, наклономерных, деформографических, уровневариометрических и сейсмологических наблюдений в горной обсерватории «Кукисвумчор»; 8 – комплексные исследования строения земной коры и верхней мантии в опорных районах; 9- наблюдения над уровнем моря; 10 – комплексный наземный геофизический и аэрогеофизический профиль; 11 – комплексные площадные съемки в масштабе 1:50000; 12 – светодальномерные исследования или триангуляции.*

В 1969-70 гг. после визита академика В.И. Смирнова в КФАН СССР и доклада Е.К. Козлова на отделении Наук Земле о геолого-геофизических исследованиях по программе «Кольский полигон» Геологическому институту были выделены целевым назначением дополнительные штатные единицы и финансовая поддержка для приобретения новой техники и аппаратуры (рис 2). Евгений Константинович, как человек эрудированный и высокопрофессиональный, понимал, что для решения поставленных задач нужны новые подходы, ранее не никогда применявшиеся на кристаллических щитах, и принципиально новые технические средства геофизических исследований, которые способны изучить строение земной коры вплоть до границы Мохо. Следует заметить, что в те годы во всем мире было выполнено всего лишь не более десятка сейсмических профилей, и только несколько из них реально достигли границы раздела кора-мантия.



Рис. 2. *Геофизический отряд на Пахте (Печенга), 1972 г.*

При изучении глубинных горизонтов земной коры особое значение приобретали исследования в опорных районах – на наиболее изученных в геологическом и геофизическом отношении участках, таких как Мончегорский, Хибинский, Оленегорский, Печенгский, как место заложения будущей сверхглубокой скважины. Общими видами работ для каждого района должно было являться бурение структурных скважин (глубиной 1-2 км и более) с проведением геофизических и петрофизических исследований, организацией стационарных геотермических гидро- и газогеохимических, гидрологических и других исследований. Помимо указанных работ, при участии Института Физики Земли АН СССР, тогда же были начаты высокоточные гравиметрические наблюдения по геофизическим профилям, по которым проводилось высокоточной нивелирование, связанное с линией государственного нивелирования I класса. Комплекс этих работ активно поддерживали Е.К. Козлов и И.В. Бельков.



Рис. 3. *Геофизический отряд. Причал. Монче-тундра. 1958 г.*

Следует отметить, что в 1955 г. в Геологический институт и в аспирантуру КФАН СССР был принят А.Е. Шариков – опытнейший геофизик, к тому времени более 20 лет проводивший геофизические работы в промышленно-перспективных районах Кольского полуострова. В 1958 г. А.Е. Шариков представил Ученому совету Геологического института диссертационную работу «Геофизические методы поиска и разведки медно-никелевых месторождений Советского Союза» (научный руководитель А.А. Логачев), которую активно поддержал Е.К. Козлов. Кстати, в 2008 г. геофизическая общественность Кольского полуострова и Санкт-Петербурга отмечает 100-летие со дня его рождения. Летом 1956 г. геофизический отряд Геологического института (начальник В.И. Лемец – молодой специалист, выпускник ЛГУ) проводил магнито-электроразведочные работы по отдельным профилям структурной зоны Имандра-Варзуга, а в январе 1957 г. В.А. Тюремнов выполнял магниторазведочные работы в Мончегорском районе, как основу

для заложения разведочных скважин. В последующие годы (1958-1962 гг.), по инициативе Е.К. Козлова, комплексные геофизические работы продолжились в этом районе (рис. 3) и начинались работы в районе Панских и Федоровых тундр с задачей поисков новых массивов, изучения строения дифференцированных интрузий, взаимоотношения с вышележащими породами и их пространственного положения. Помимо использования традиционных методов разведочной геофизики внедрялись новые разработки. С этой целью были начаты опытные работы по использованию высокочастотной сейсморазведки по методике И.В. Берзона (ИФЗ АН СССР). Исполнителем этих работ был Л.П. Вержбицкий, молодой специалист, окончивший МГУ.

В составе Ловозерской группы партий МГРЭ комплексные геофизические работы (магнито-гравиметрические, электроразведочные) проводились как по отдельным профилям, так и по площадям, в результате которых были построены соответствующие карты, разрезы и модели глубинного строения. В эти же годы, по инициативе А.В, Сидоренко, были проведены геофизические работы по изучению строения рыхлых отложений Цагинской депрессии, а в 1968-77 гг. – прибрежно-морских отложениях Кандалакшского залива Белого моря. Последние работы проводились совместно с экспедицией Географического общества (начальник М.Л. Эльзенгр, научный руководитель к.г.м.н. А.В. Лоскутов – бывший сотрудник Геологического института КФАН СССР). Через 2 года эта экспедиция была преобразована в КМАГЭ (г. Мурманск, нач. Н.Н. Трубятчинский). Кстати, опыт проведения сейсмических работ по изучению мощности и строения прибрежно-морских отложений и их физико-механических свойств заинтересовали специалистов технических служб Северного Флота, для которых был выполнен специальный отчет с рекомендациями по проведению подобных работ. Одновременно составлялся проект и программа комплексных геофизических исследований в Чешской губе Печорского моря. Для реализации этого проекта планировались опытно-методические сейсмо-электроразведочные работы с поверхности замерзающих водоемов (рис 4). Опробование новых аппаратурных разработок по эхолокации проводилось на озере Имандра.



Рис. 4*. Опытно-методические сейсмические работы зимой 1971 г. На озере Пиренга.*

Кстати, многие новые модели магнито-метров, гравиметров, магнитных вариационных станций, градиентометров в 60-70 гг. испытывались на Кольском полуострове разработчиками ОКБ завода « Геологоразведка», ВИРГ, ВИТР и других организаций. Эти испытания проводились всегда в максимально благоприятной обстановке при поддержке Е.К. Козлова, и И.В. Белькова на участках хорошо геологически изученных. Большой интерес проявлял Е.К. Козлов к вопросам плотностной неоднородности пород, их магнитной анизотропии, гравитационной дифференциации массивов и оценке их никеленостности по геофизическим данным. Поэтому в тесном контакте с геофизиками всегда работали аспиранты Г.Ю Одинец, А.Ю. Одинец и другие. Неоднократно при обсуждении вопросов никеленосности нам, геофизикам, приходилось быть свидетелями принципиальных дискуссий Е.К Козлова с С.М. Чихачевым об оценке никеленосности Панского массива или острых дебатов с В.А. Масленниковым о возрасте Мончегорских пород. Особый интерес вызывал у Е.К. Козлова материал пространственных сейсмических зондирований в районе г. Лайпешнюн (Мончеплутон), который рассматривался нами как подтверждающий его идею о возможном формировании на глубине 10-12 км промежуточного магматического очага, северо-западного простирания. К этой идее немалый интерес проявил и академик В.И. Смирнов, во время визита которого в КФАН СССР он, видимо после обсуждения с Е.К.Козловым, попросил показать ему первичные сейсмические материалы, т.е. все отражающие площадки, «мутную сейсмическую среду» и мы, геофизики, были удивлены точностью его вопросов и вообще эрудицией. Следует отметить, что, как правило, визиты высоких академических гостей почти всегда отмечались посещением лаборатории геофизики с обсуждением и рассмотрением материалов исследований (академики Б.П. Константинов, В.И. Смирнов, Н.А. Шило, О.А. Богатиков, Е.П. Велихов, В.Н. Страхов и др.). Особый интерес проявлял академик М.А. Садовский к регистрации и использованию промышленных взрывов. Внимание А.В. Сидоренко к развитию геофизического направления, начиная с организации сейсмической станции, всегда поддерживалось Е.К. Козловым и И.В. Бельковым. Их внимание к новым идеям и разработкам, оптимизм и доверие позволили успешно развивать геофизическое направление, результаты которого были отмечены медалями и грамотами ВДНХ. Настали новые времена, сменились ориентиры и организаторы науки. Но опыт сотрудничества с Е.К. Козловым и И.В. Бельковым останется примером корректного и доброжелательного отношения к сотрудникам, особенно к молодым и не всегда безгрешным.

Литература

1. Современные движения земной коры. №2, Тарту. 1965. 434 с.
2. Исследование строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. Наука, М. 1972, 164 с.

ВОСПОМИНАНИЯ О ХИБИНАХ

Е.Б. Халезова

г. Москва



Я раскрыла второй номер журнала «Тиетта», который мне любезно выслал Аркадий Кузьмич Шпаченко. На обложке журнала красовалась маленькая фотография нашего дома – Тиетты, и на меня нахлынули воспоминания о счастливом детстве, проведенном в Хибинах. Я попала туда в 1932 году вместе с моей мамой Ириной Дмитриевной Борнеман-Старынкевич, которую пригласил А.Е. Ферсман, чтобы занять должность заведующей химической лабораторией на Хибинской горной станции Академии наук.

Мы выехали из Ленинграда в июне месяце в составе четырех человек: мама, мой шестилетний брат Юра, я и наша няня Николавна. От станции Апатиты ехали на лошади. Миновали Хибиногорск, застроенный двухэтажными бревенчатыми домами, проехали мимо Полярно-альпийского ботанического сада, которым заведовал Николай Александрович Аврорин, и Туристической базы ОПТЭ, расположенной у подножия морены. Дальше путь лежал в гору, с которой нам открылся вид на озеро Малый Вудъявр. Там под горой Поачвумчорр на берегу озера стоял дом совершенно необычной архитектуры. Это и была ТИЕТТА. Быстро спустились вниз, проехали по прямой, свернули налево и подкатили к крыльцу. Там нас приветливо встречала заведующая Елена Павловна Кесслер. Но она сказала, что дом еще не совсем достроен и пока нам придется поселиться в бараке, где живут рабочие. Все рабочие были славными людьми. Это ссыльные крестьяне с Украины, Белоруссии и Эстонии. Мы - дети - быстро с ними подружились. Столяр - большой рыжий, бородатый дядя Павел, мастерил для нас очень интересные игрушки. Особенно красива была ветряная мельница, вся разрисованная полевыми ярко раскрашенными цветами и покрытая лаком.

В торцевой части барака, в маленькой комнатке с отдельным входом жил похожий на гнома зоолог – энтомолог Владимир Юльевич Фридолин. Он был маленького роста, в огромных кирзовых сапогах, с длинными вьющимися волосами с проседью и всклокоченной седой бородой. Целыми днями этот ученый сидел за микроскопом и изучал комаров. Мы были с ним большими друзьями. Иногда он брал меня с собой в маршруты в горы.

Через месяц мы переехали в большой дом, где стали занимать две угловые комнаты на втором этаже. Из окна одной из них открывался прекрасный вид на озеро Малый Вудъявр и гору Тахтарвумчорр с ущельем Географов. Двери комнат выходили на балюстраду над холлом. На противоположной стороне балюстрады находилась комната Ферсмана. Каждую осень после окончания полевого сезона в холле проводились научные заседания. На огромном столе расставлялись лотки с образцами, на стенах развешивались таблицы и карты. Начальники полевых отрядов выступали с докладами. Я стояла на балюстраде и с интересом наблюдала за происходящим. Но самое интересное для меня начиналось после окончания заседания. Лотки убирались со стола и начинался бал с застольем и танцами. На «десерт» подавали меня. Я спускалась с антресолей и в сооруженном мамой невесть из чего маскарадном костюме отплясывала казачка, а потом с кавалерами кружилась в вальсе. Поскольку я была очень маленькая, а кавалеры высокие, то приходилось летать по воздуху, лишь изредка касаясь ногами пола. Я, конечно, была в восторге; кругом хлопали в ладоши и смеялись. На другой день после торжества все полевые отряды разъезжались.

Для постоянных обитателей Тиетты начинались рабочие будни. Взрослые работали в лабораториях, а я учила уроки, которые мне задавала мама. Ведь школы там не было, и я занималась дома, но только арифметикой, русским и немецким языками, да еще географией по физическим картам полушарий и Европы, висевшим над моей кроватью. Зато выходных дней мне мама не устраивала ни зимой, ни летом. Мы занимались утром каждый день. А потом можно было бежать на все четыре стороны – летом за грибами и ягодами, зимой на лыжах. С удовольствием вспоминаю эту вольную жизнь.

В заключение хочу выразить благодарность создателям журнала “Тиетта” за то, что они глубоко осветили жизнь Горной научной станции “Тиетта” и тепло вспомнили ее ушедших сотрудников.

ОНИ БЫЛИ ПЕРВЫМИ… (О СОСТАВЕ ПЕРВЫХ ХИБИНСКИХ ЭКСПЕДИЦИЙ А.Е. ФЕРСМАНА)

А.К. Шпаченко

Геологический институт Кольского научного центра РАН, e-mail: ark@geoksc.apatity.ru

История хибинской экспедиции А.Е. Ферсмана, состоявшейся 29 августа – 15 сентября 1920 г., как и многие другие вопросы истории освоения Хибин описаны в многочисленных публикациях. При ознакомлении со списками участников хибинских экспедиций Ферсмана бросается в глаза их преобладающий "женский" состав. Во многом, это было определено тем, что специалистов-мужчин под рукой у А.Е. Ферсмана в этот момент просто не было, кроме того, А.Е. Ферсман преподавал в ЛГУ и Географическом институте, где среди студентов также преобладали женщины (мужчины еще не вернулись с фронтов Гражданской войны).

Таков был состав 0-й хибинской экспедиции (иногда ее еще называли экскурсией), а 0-й номер присвоен ей автором, потому что в монографии [25] участники экспедиций так и расписаны (0, 1, 2, 3, 4). Именно так обозначено их участие в Хибинских экспедициях А.Е. Ферсмана 1920-21-22-23-24 гг.

	Ф.И.О.	**Должность**
1	Ферсман А.Е.	Академик, начальник экспедиции
2	Костылёва Е.Е.	Преподаватель Ленинградского Университета, минералог
3	Бонштедт Э.М.	Научный сотрудник Геолог. и Минерал. Музея РАН, минералог
4	Гуткова Н.Н.	Научный сотрудник Геолог. и Минерал. Музея РАН, минералог
5	Лерм*а*нтова *А*.В.	Студент Ленинградского университета
6	Лихарева С.А.	Студент Ленинградского университета
7	Россиенская Р.Б.	Студент Ленинградского университета
8	Степанова М.Л.	Студент Ленинградского университета
9	Терпугова М.В.	Студент Ленинградского университета
10	Унковская В.А.	Преподаватель Ленинградского Университета
11	Еремина Е.В.	Преподаватель Ленинградского Университета

Из всего состава этой хибинской экспедиции А.Е. Ферсмана ("ферсмановской десятки"), довольно хорошо известно лишь о жизни и судьбе очень немногих из них. Это, прежде всего, о Екатерине Евтихиевне Костылёвой и Эльзе Максимилиановне Бонштедт. О других известно поразительно мало, практически – ничего!..

В тех немногочисленных публикациях, в которых удавалось обнаружить хоть какие-то сведения о С.А. Лихаревой, М.В. Терпуговой, Е.В. Ереминой обнаруживаются некоторые детали, не позволяющие с уверенностью что-либо говорить о них. Так в статье Л.Г. Порицкой находим: "Первые годы Франц Юльевич практические занятия проводил сам, с 1905 г. ему помогала окончившая ВЖК ассистент В.Д. Еремина". И далее: "…В Ленинградском университет на кафедре геологии вместе с академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом работала Е.В. Еремина…" [21]. Та ли это Еремина, что работала вместе с А.Е. Ферсманом? Какова ее дальнейшая судьба? Там же упоминается М.В. Терпугова-Лихарева, но нет С.А. Лихаревой? Ничего нам пока что не известно о Р.Б. Россиенской. Можно лишь предположить, что ее предки были выходцами из Россиенской области, что исторически находится на границе Литвы и Польши.

В списке участниц этой хибинской экспедиции [25], возможно, с ошибкой написаны фамилия и имя Лерм***а***нтовой *А*.В. Но в первом научном отчете минералогической экспедиции на Хибинский массив (август-сентябрь 1920 г.) есть ссылка на то, что описание столбчатых ледяных кристалликов, "поднимающих камушки на высоту от 2-х до 10 см", сделано "А.В. Лермантовою" (на что обратил внимание автора Б.Е. Боруцкий) [8].

А из отчетов о деятельности Геолкома, можно узнать, что 10-13 мая 1924 г. в штатные сотрудники Петрографической и Палеонтологической секций Геолкома была выбрана Е.В. Лермонтова (в списках 1923 г. она еще не значится). В дальнейшем Е.В. Лермонтова записана, как окончившая Ленинградский университет, в списке Личного состава на 1 октября 1925 г. она значится помощником геолога. На 1 октября 1926 г. – научный сотрудник. На 1 октября 1927 г. Е.В. Лермонтова – и.о. младшего геолога в Палеонтологическом подотделе (IV отдела) [16-18]. Начиная с 1929 г. последовала серия реорганизаций Геолкома и создание на его базе нескольких НИИ и территориальных геологических управлений. Вероятно, Е.В. Лермонтова могла продолжить работу в Институте геологической карты, а затем в ЦНИГРИ. В 1933 г. она опубликовала в журнале Записки ВМО статью о древнейших отложениях Урала [12]. Та ли это *А.В. Лермантова*?.. Других данных пока что нет.

В.А. Унковская – участница трех экспедиций А.Е. Ферсмана в Хибины 1920-22 гг. Предположительно, в июле 1931 – январе 1932 гг. она была ученым секретарем ГЕОХИ АН СССР [15]. Других данных о ней обнаружить также пока что не удалось. Хотя фамилия Унковских в XIX – начале XX в. (и гораздо ранее) в России была хорошо известна. Так, адмирал И.С. Унковский (1822-1886) – командир фрегата «Паллада»,

совершил на этом судне кругосветное плавание (1852); Унковские были в родстве с Тургеневыми и другими знатными родами России. В архиве В.И. Вернадского (на сайте РАН) удалось обнаружить короткое письмо В.А. Унковской к В.И. Вернадскому, датированное 31/V-38 г. [1]. Но вот история этого письма, да и судьба В.А. Унковской пока что нам неизвестны…

З.А. Лебедева – научный сотрудник Геологического и минералогического Музея РАН, участница экспедиции 1921 г. О ее судьбе также ничего не известно.



Рис. 1. *Участники экспедиции А.Е. Ферсмана. Стоят слева направо: Е.А Елизаровский, Э.М. Бонштедт, А.Е. Ферсман, Н.Н. Гуткова, Е.Е. Костылева, Е.П. Кесслер, А.В. Терентьев, З.А. Лебедева, Сидят: В.А. Унковская, В.И. Крыжановский, Г.С. Тщасковский, Б.М. Куплетский. Хибины, 1921 г. (Неизвестный Ферсман. М. 2003 г.)*

Как известно, результаты первых ферсмановских экспедиций были высоко оценены специалистами. На заседании Минералогического общества 16 марта 1925 г. было принято решение присудить почетный отзыв имени А.И. Антипова (первый после 1917 г.), взамен учрежденной в его память золотой медали, участникам Хибинско-Ловозерской экспедиции Академии наук в лице [22]: Э.М. Бонштедт, Н.Н. Гутковой, Е.Е. Костылевой, В.И. Крыжановского, Б.М. Куплетского, А.Н. Лабунцова и Г.П. Черника (рис. 1).

Нина Николаевна Гуткова (1896-1960?). Участвовала во всех пяти (1920-1924 гг.) ферсмановских экспедициях в Хибинский и Ловозерский массивы. Казалось бы, достаточно часто Н.Н. Гуткова представлена на различных сохранившихся архивных фотографиях во время полевых работ в Хибинах… По воспоминаниям Е.Б. Халезовой, Нина Николаевна Гуткова - большая, шумная, полная энергии. Однако подробностей о ее жизни и работе пока что отыскать не удалось. Более того, по словам И.В. Пекова, когда он открыл свой очередной новый минерал, и назвал его “гутковаитом-Mn” (минерал из группы лабунцовита) [20], ему тоже ничего не удалось узнать о судьбе Н.Н. Гутковой.

По ее ранним публикациям известно, что летом 1925 г. она в течение полутора месяцев работала в Ловозерском массиве (в составе отряда – Е.П. Кесслер, В.Н. Кунин и В.А. Сермягин). Затем, летом 1926 г. Мин. Музеем АН СССР был организован отряд в составе Н.Н. Гутковой, Е.П. Кесслер и еще трех сотрудников для окончания минералогических работ в Ловозерских тундрах (рис. 2). Основная база была на ст. Имандра, где все время оставалась Е.П. Кесслер, заведовавшая базой и работавшая на контактах Маннепахка, отыскивая там лопарит. На снимке на заднем плане (справа) – Е.Е. Костылёва-Лабунцова, на других снимках вместе Н.Н. Гутковой и Е.П. Кесслер присутствует сын А.Е. Ферсмана. Хотя об их участии в экспедиции 1926 г. мы также ничего не знаем. По примечанию И.В. Пекова, Н.Н. Гуткова составила первый кадастр минералов Ловозерского массива, включавший тогда 21 минеральный вид [19]. В 1930 г. Н.Н. Гуткова опубликовала статью о новом минерале из Ловозерских тундр – мурманите [4].



Рис. 2. *Отряд экспедиции АН СССР на ж-д станции Имандра перед отъездом в Ленинград, 1926 [18] (фото из архива О.А. Воробьевой).*

Самым насыщенным и продуктивным для Нины Николаевны, был полевой сезон 1930 г., когда она занималась минералогической съемкой г. Юкспорр, в результате чего были выявлены эгирин-полевошпатовые жилы

с ловчорритом, что означало открытие месторождения ловчорритовых руд в ущелье Гакмана [5; 8]. Тем же летом она руководит работой Колвицкого отряда. “Работать пришлось в очень тяжелых условиях, не имея рабочих. Проводник оказался мало опытным и плохо знающим изучаемый район” [6]. По своей сути, это был рекогносцировочный отряд, вышедший для обследования “белого пятна”. Результаты работ, при такой их организации, конечно, оказались весьма скромными.

Тем же летом состоялась поездка с А.Е. Ферсманом в район Монче-тундры. Из воспоминаний Е.Б. Халезовой: “Отправляясь с минералогом Ниной Николаевной Гутковой в Монче-тундру, Ферсман предложил маме и доктору Баннер-Фохту, знатоку Хибинских тундр, сопровождать их через ущелье Рамзая до Имандры. К вечеру подошли к станции Имандра, откуда Ферсман и Гуткова на моторной лодке отправились в Монче-тундру, а мама, с горечью расставшись с ними, вместе с Баннер-Фохтом поехала на поезде до станции Белая (которую впоследствии переименовали в Апатиты), а оттуда на Горную станцию “ [24].

После экспедиции Г.Д. Рихтера 1929 г., впервые донесшего ультраосновные породы Монче-тундры до рук и глаз квалифицированных минералогов и петрографов, А.Е. Ферсман буквально “загорелся” идеей посетить эти места. И летом 1930 года в Монче-тундру прибыл отряд А.Е. Ферсмана, в составе которого были также Н.Н. Гуткова и И.К. Кикоин. В кратком отчете о работах сказано: "Задачей наших поисков было отыскивание магнетита, хромита и сульфидов, особенно пирротина. Главным образом обращалось внимание на первые, но магнетита и хромита, несмотря на все старания, нигде не было подмечено. Зато наблюдались сульфидные включения, которые в больших количествах были встречены лишь в одном пункте – на западном склоне Нюдуайвенча в обрыве террасы..."[23]. Для предварительной оценки перспектив обнаружения рудопроявлений ЛГРТ в 1931 г. направил в Монче-тундру небольшую геолого-поисковую партию под руководством М.Ф. Шестопалова и И.Я. Холмянского. В результате работ был намечен объект для разведки (участок Нюд-II) и найдены никеленосные породы на склонах горы Сопчуайвенч. Впервые обнаруженные А.Е. Ферсманом и Н.Н. Гутковой на склоне Нюдуайвенча мелко-вкрапленные медно-никелевые руды стали отправной точкой для открытия в Монче-тундре месторождений медно-никелевых руд.

Из архивных документов удалось узнать, что с 20/XII 1933 г. по 20/I 1934 г. Н.Н. Гуткова замещала в должности заведующей ХГС Е.П. Кесслер во время ее отпуска. Вероятно, Нина Николаевна оставалась на станции и на зиму… [14]. Полевые работы на Юкспоре продолжались Н.Н. Гутковой и в 1931 и 1932 гг. [7].

В комментариях к дневникам академика В.И. Вернадского (1936 г.) отмечено, что Н.Н. Гуткова “В начале 1930-х годов аспирантка, затем сотрудник Минералогического института АН СССР. Ученица А.Е. Ферсмана, участник многочисленных экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры, автор многих статей по минералогии щелочных пород. Последняя известная нам публикация датирована 1938. Ее дальнейшую судьбу выяснить не удалось” [3]. Из текста самой дневниковой записи (16 января 1936 г.) следует, что Н.Н. Гуткова должна была заниматься под руководством В.И. Вернадского минералогией и геохимией циркония: “Врем[енно] останавливаем (работу по) Mg (магнию) и Fe (железу). Для Zr (циркония) Гуткова ” [3]. Дальше – неизвестность…

По данным И.В. Пекова (устное сообщение): “М.А. Лабунцова вспоминала, что они с мамой навещали Гуткову в Ленинграде в 1950-х, и что она вроде бы умерла в районе 1960-го г.”

Екатерина Евтихиевна Костылёва (10.01.1894 – 6.12.1975) начала работать с А.Е. Ферсманом еще в 1916 г., в составе КЕПС. Затем, после окончания Высших Женских Бестужевских курсов, в 1919-20 гг. работала в качестве ассистента по Кафедре минералогии, геологии с кристаллографией в Петроградском Государственном Химико-фармацевтическом институте. Наверное, правильнее будет все же сказать, “подрабатывала”. Потому что еще с 1918 г. она была зачислена ассистентом по минералогии и кристаллографии на Бестужевские Высшие Женские курсы, а после их слияния с Петроградским университетом в 1921 г. она проработала в университете до 1929 г.

Необходимо отметить такой эпизод из жизни Е.Е. Костылевой. По материалам, собранным экспедициями 1921-22 гг. в Хибинских и Ловозерских тундрах (рис. 3), в 1923 и 1925 г. она (по представлению академика А.Е. Ферсмана) опубликовала две статьи о новом минерале рамзаите. Сравнивая его с уже ранее известным минералом лоренценитом, она отмечала полное отсутствие Zr в рамзаите, по сравнению с почти 12 % ZrO_2 в лоренцените (найден был Г. Флинком в пегматитах массива Нарссарссук в 1901 г.) Е.Е. Костылёва делала вывод о принадлежности этих минералов к одной группе. Так и вошел в нашу литературу минерал рамзаит, названный в честь Вильгельма Рамзая, известного на Кольском



Рис. 3. *Е.Е. Костылёва, Э.М. Бонштедт и Н.Н. Гуткова (слева направо) на ж-д станции Имандра, 1921 [18] (фото из архива М.А. Лабунцовой).*

полуострове не только среди геологов. А в 1947 г. Сахама установил отсутствие Zr в лоренцените и утвердил идентичность этих минералов.

В 1956 г. в составе ВМО была организована Комиссия по новым минералам, а через два года она вошла в состав Международной Комиссии по Новым Минералам. И согласно принятой процедуре, приоритет в названии минерала был оставлен за лоренценитом. А жаль…



Рис. 4. *На месторождении Коашва. Слева направо: Тамара Валентиновна Новохатская, Екатерина Евтихиевна Костылёва-Лабунцова, Борис Николаевич Мелентьев, Олег Борисович Дудкин, 1961-62-е гг. (фототека ГИ КНЦ РАН).*



Рис. 5. *Керносклад на месторождении Коашва. В центре Е.Е. Костылёва-Лабунцова и Б.Н. Мелентьев, 1961-62 гг. (фототека ГИ КНЦ РАН).*

Первый научный отчет (предварительный отчет) минералогической экспедиции на Хибинский массив (август-сентябрь 1920 г.) был сдан в печать в январе 1921 г. и опубликован [9] Е. Костылёвой и Э. Бонштедт.

Екатерина Евтихиевна Костылёва в хибинских экспедициях встретилась со своим будущим мужем, замечательным минералогом Александром Николаевичем Лабунцовым [11].

До 1935 г. Е.Е. Костылёва-Лабунцова работала в научных учреждениях Академии Наук (КЕПС, Геохимический институт АН, Минералогический музей АН, Ломоносовский институт АН, ХГС-КБАН), многая часть времени, в этот период была ею уделена изучению минералов Хибинского и Ловозерского массивов, Кольского полуострова. Затем она работала во многих других академических экспедициях.

Из воспоминаний Марии Александровны Лабунцовой: “Московский период в жизни отца и всей семьи после перевода в 1935 г. Академии наук из Ленинграда в Москву был сопряжен с появлением большого числа трудностей и неприятностей”... Из воспоминаний М.А. Лабунцовой, относящихся уже к весне 1948 г.: “… после вечернего чая было музицирование: мама аккомпанировала на пианино, а папа с гостями и один исполнял отдельные куплеты из классических оперетт “Сильвы” и др., романсы” [11]. Семья А.Н. Лабунцова была высококультурной и высокообразованной во всех отношениях.

С 1956 г. Е.Е. Костылёва-Лабунцова работала в ИГЕМе, профессор, доктор геолого-минералогических наук, один из крупнейших минералогов страны…

В 1958 г. сотрудниками ИГЕМа были возобновлены минералогические исследования в Хибинах. По воспоминаниям О.Б. Дудкина, и уже летом 1958 г. он, будучи на полевых работах в верховьях р. Лявойок встретился с небольшим отрядом во главе с М.Н. Соколовой. В последующие годы контакты между “хибинцами” постоянно укреплялись. Когда в начале 60-х гг. начались буровые работы по разведки месторождения Коашва, на свежий керн зачастили “академики”. Эти снимки отражают рабочие моменты: обсуждение увиденного (рис. 4-5).

По словам О.Б. Дудкина, Екатерина Евтихиевна была очень сдержанна в общении и немногословна. Считала себя минералогом, и к вопросам геологии и петрологии относилась очень осторожно. Когда Б.Н. Мелентьев, указывая на разложенный керн скважины, доказывал ликвационное происхождение апатитовых месторождений, Елена Евтихиевна заметила, что “наши гипотезы, какими бы мы не считали их обоснованными, они все равно примитивны по отношению к природным процессам…

Я здесь вижу какое-то общее течение вещества, перевернутые ксенолиты в ювитах. И, похоже, все это было в пластическом движении”. Б.Н. Мелентьев с юмором спросил: “А куда это все текло ?” Она ответила: “На

этот вопрос должны дать ответ геологи". По словам О.Б. Дудкина, она считала Хибины полиформационным образованием. Несколько раз говорила своим сотрудникам: "Хибинский массив кого-то съел…"

Результатом совместных работ стал известный 2-х томник "Минералогия Хибинского массива" (1978). "Книга является итогом двадцатипятилетних коллективных исследований минералогов Академии Наук СССР, осуществлявшихся под руководством ученика и соратника А.Е. Ферсмана доктора геолого-минералогических наук, профессора Е.Е. Костылёвой-Лабунцовой" [13]. За работу "Минералогия Хибинского массива" авторский коллектив минералогов в последствии получил Ферсмановскую премию.

Кроме рамзаита ее был установлен новый минеральный вид юкспорит [10]. В честь Е.Е. Костылевой-Лабунцовой назван новый минерал – костылевит [27].

Творческий путь Эльзы Максимилиановны Бонште́дт (10.18.1897 - 07.10.1974) в чем-то близок пути Е.Е. Костылёвой-Лабунцовой. Э.М. Бонштедт также как и Е.Е. Костылёва, в хибинских экспедициях встретила своего будущего мужа, петрографа Б.М. Куплетского. Хорошо известен небольшой водопад в среднем течение р. Поачвумйок (водопад "Куплетского"). На исторических фотографиях этого места – Б.М. Куплетский, Э.М. Бонштедт и Е.Е. Костылёва (?) (рис. 6).

В 20-30-х гг. Э.М. Бонштедт принимала участие в составлении и редактировании монографии "Минералы Хибинских и Ловозерских тундр" (1937). В 1948 г. она с успехом защитила докторскую диссертацию на тему "Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор". После опубликования эта работа была удостоена академической премии имени А.Е. Ферсмана. В ИГЕМе она занималась изучением целого ряда новых и редких минералов. С 1952 г. по 1974 г. принимала самое активное участие в работе над многотомным справочником "Минералы" - как автор более чем 300 статей и заместитель главного редактора. С 1953 г. начала публиковать обзоры по новым минералам, суммировав их в книге "Новые минералы, 1954-1972".

В честь профессора, доктора геолого-минералогических наук Э.М. Бонштедт-Куплетской назван минерал: бонштедтит, установленный в Хибинском и Ковдорском щелочных массивах Кольского полуострова [26].

Когда данный материал был уже практически подготовлен для публикации, буквально за несколько минут до открытия нашей 5-й Ферсмановской научной сессии, автору удалось переговорить с приглашенным на сессию лауреатом Ферсмановской премии д.г.-м.н. Б.Е. Боруцким. И он поделился своими воспоминаниями, проливающими свет на судьбу еще одной женщины из "ферсмановской десятки".



Рис. 6. *Б.М. Куплетский, Э.М. Бонштедт и Е.Е. Костылева (?) в Хибинах, 20-е гг.? Р. Поачвумйок ("водопад Куплетского"), (фотоархив ГАМО, ф. 179, оп. 12. № 382.)*

По его словам (это было в середине 60-х гг.): "Екатериной Евтихиевной Костылевой-Лабунцовой мне было поручено написать статью для Справочника "Минералы" об эвдиалите. Среди опубликованных статей в Трудах Французской Академии Наук (Париж) за 1950 г. мне попалась работа на французском языке, написанная некто E. Jeremine об эвдиалите с островов Лос. Поскольку французского языка я не знал совершенно, я попросил помочь мне Екатерину Евтихиевну: "Кто такой этот Жермин?" "А..., – обрадовалась Екатерина Евтихиевна, – это не Жермин, а Катька Еремина". И она рассказала, что преподаватель Петроградского Университета Екатерина Владимировна Еремина уехала в июне 1922 г. вместе с В.И. Вернадским в Париж, где работала вместе с ним в Институте Кюри-Склодовской и в Парижском Университете. После возвращения В.И. Вернадского в СССР она осталась во Франции и продолжала работы известного французского исследователя щелочных пород А. Лакруа. В период оттепели, когда стали возможны контакты с зарубежными учеными, Е.Е. Костылёва переписывалась с Е.В. Ереминой и даже послала ей в подарок какие-то часы. Ответ не замедлил себя ждать: "Ну, зачем мне часы, здесь этого барахла сколько угодно! Лучше бы прислала мне русскую матрешку…" Со слов М.А. Лабунцовой, Е.В. Еремина была известным во Франции ученым, профессором Парижского университета. Так что ее научная судьба сложилась вполне удачно". В архиве В.И. Вернадского сохранились несколько писем Е.В. Ереминой, последнее из которых, датируется 1936 г. [2].

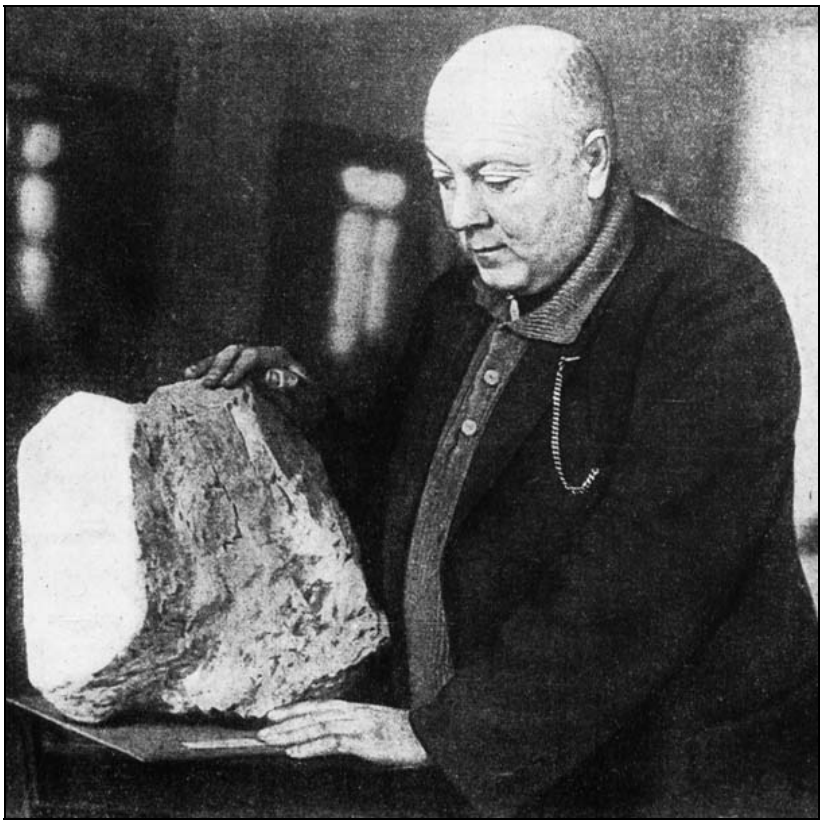
Очевидно, отыскание материалов о жизни и судьбе геологов и минералогов из первых ферсмановских экспедиций еще предстоит в архивах ВСЕГЕИ, С-ПГУ и РАН.

Автор выражает глубокую благодарность д.г.-м.н. О.Б. Дудкину, д.г.-м.н. Б.Е. Боруцкому, зав. НА КНЦ РАН к.ист.н. Е.И. Макаровой, а также директору ГАМО в г. Кировске М.Д. Петровой, зам. директора ГАМО С.М. Салимовой и всем сотрудникам ГАМО за предоставленные воспоминания, документы и фотоматериалы по истории ферсмановских экспедиций.

Литература

1. Архив В.И. Вернадского. Письмо В. Унковской Д. 01669. http://www.ras.ru/vivernadskyarchive/3.aspx?id=3&sorttype =&pi=35
2. Архив В.И. Вернадского. Письма В.Ереминой. Д.00572.http://www.ras.ru/vivernadskyarchive/3_actview.aspx?id=1239
3. ***Вернадский В.И.*** Дневники. 1935-1941.В двух книгах. Отв. ред. В.П. Волков. Кн.1. 1935-1938. М.: Наука. 2006. 414 с. http://uni-persona.srcc.msu.su/vernadsky/1936.htm
4. ***Гуткова Н.Н.*** Новый титано-силикат – мурманит из Ловозерских тундр // ДАН. 1930. С. 731-736.
5. ***Гуткова Н.Н.*** Отчет о минералогической съемке Юкспорского массива // Хибинские апатиты. Вып. II. Л.: изд. ОНТИ ВСНХ СССР ЛЕНХИМСЕКТОР. 1932. С. 417-421.
6. ***Гуткова Н.Н.*** Отчет о работах Колвицкого отряда // Хибинские апатиты. Вып. II. Л.: изд. ОНТИ ВСНХ СССР ЛЕНХИМСЕКТОР. 1932. С. 378-380.
7. ***Гуткова Н.Н.*** К минералогии горы Юкспор // Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Ч. V. Труды СОПС АН СССР. Серия Кольская. Вып. 8. С. 5-108.
8. ***Красоткин И.С., Лесков А.Л., Войтеховский Ю.Л., Шпаченко А.К.*** Бурное прошлое ущелья Гакмана // Настоящ. сборник.
9. ***Костылёва Е.Е., Боништедт Э.М.*** Предварительный отчет Минералогической экспедиции на Хибинский массив Кольского полуострова (с картой). (Август – Сентябрь 1920 г.) // Труды Северной Научно-Промысловой экспедиции НТО ВСНХ. Вып. 10. 1921. С. 3-23.
10. ***Костылёва Е.Е.*** Юкспорит из Хибинских тундр // ДАН, сер. А, 1931, №3. С. 71-78.
11. ***Лабунцова М.А.*** Александр Николаевич Лабунцов. К 115-летию со дня рождения // Среди минералов. Альманах. М.: 2001. С. 90-100.
12. ***Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К.*** О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях д. Кидрясово на Южном Урале) // ЗВМО, 1933, вып. 62, № 1. С. 186-217.
13. Минералогия Хибинского массива / Костылёва-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. М.: Изд. Наука. Т. 1. 1978. 228 с. Т. 2. 1978. 585 с.
14. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 18, ед. хр. 259, д. № 350/259, л. 19.
15. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 18, ед. хр. 259, д. № 350/259, л. 42, л. 33.
16. Отчет о состоянии и деятельности геологического комитета в 1924 году. Л.: Изд. Геолкома. 1925.
17. Отчет о состоянии и деятельности геологического комитета за 1925/26 год. Л.: Изд. Геолкома. 1927.
18. Отчет о состоянии и деятельности геологического комитета за 1926/27 год. Л.: Изд. Геолкома. 1929.
19. Пеков И.В. Ловозерский массив. История исследования, пегматиты, минералы. М.: Экост. 2001. 464 с.
20. ***Пеков И.В., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Задов А.Е., Кононкова Н.Н.*** Гутковаит-Mn, $CaK_2Mn(Ti,Nb)_4(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4 \bullet 5H_2O$, новый минерал группы лабунцовита из Хибинского массива, Кольский полуостров // ЗВМО. Ч. 131. 2002. №2. С. 51-57.
21. ***Порицкая Л.Г.*** Становление женского геологического образования в России. Ко дню геолога 4 апреля 2004 г. // Санкт-Петербургский университет. № 8-9 (3664-65), 31.03.2004 г.
22. ***Соловьев С.П., Доливо-Добровольский В.В.*** История Всесоюзного Минералогического общества и его роль в развитии геологических наук. С-Пб.: изд. Наука. 1992. 334 с.
23. ***Ферсман А.Е.*** Исследования Кольского полуострова в районе Хибинских апатитов за лето 1930 года // Хибинские апатиты. Вып. II. Л.: изд. ОНТИ ВСНХ СССР ЛЕНХИМСЕКТОР. 1932. С. 339-347.
24. ***Халезова Е.Б.*** Дорога длиною в жизнь. Мемуары // http://www.memoirs.boom.ru/title.htm
25. Хибинские и Ловозерские тундры. Т. I. Маршруты. Под ред. Академика А.Е. Ферсмана // Труды НТИ по изучению Севера. Вып. 29. М.: Н-ТО ВСНХ. 1925. 196 с.
26. ***Хомяков А.П., Александров В.Б., Краснова Н.И., Ермилов В.В., Смольянинова Н.Н.*** Боштедтит $Na_3Fe(PO_4)(CO_3)$ – новый минерал // ЗВМО. Ч. 111. 1982. Вып. 4. С. 486-490.
27. ***Хомяков А.П., Воронков А.А., Смольянинова Н.Н., Полежаева Л.И.*** Костылевит $K4Zr_2[Si_6O_{18}]$ $2H_2O$ – новый минерал // ЗВМО. Ч. 112. 1983. Вып. 4. С. 469-473.

ДОКЛАДЫ ЛАУРЕАТОВ ПРЕМИИ А.Е. ФЕРСМАНА



ПРЕДИСЛОВИЕ К СЕКЦИИ

Секция “Доклады лауреатов премии имени А.Е. Ферсмана” предусмотрена в программе V Всероссийской Ферсмановской научной сессии впервые. Идея такой секции родилась в 2007 г. в разговоре с одним из лауреатов этой премии д.г.-м.н. А.П. Хомяковым – постоянным участником наших сессий. Премия имени А.Е. Ферсмана – высшая награда Российской академии наук “за лучшие работы в области минералогии и геохимии редких элементов” и присуждается с 1946 г., что следует из объявления “О конкурсе на премию имени А.Е. Ферсмана” и “Положения о премии имени А.Е. Ферсмана”, опубликованных в “Записках ВМО” за 1946 г., вып. 2, с. 158-159 (рис.).

История поисков этого выпуска “Записок …” заслуживает внимания. Как-то по другому поводу к.г.-м.н. А.К. Шпаченко взял в библиотеке Геологического института КНЦ РАН подшивку “Записок …” за 1946 г., из которой вып. 2 был аккуратно вырезан бритвой, а № 2 тщательно зачеркнут на обложке (рис.). За помощью и возможными пояснениями он обратился к проф. А.И. Глазову, который с помощью Т.А. Григорьевой установил, что во вверенной ей библиотеке Российского минералогического общества в Санкт-Петербурге этот номер журнала тоже отсутствует, но есть указание, что он сохранился вдали от столиц в Институте минералогии УрО РАН, куда была передана личная бибилиотека проф. Д.П. Григорьева, в 1946 г. – заместителя ответственного редактора “Записок…”. Благодаря секретарю Ильменского отделения РМО к.г.-м.н. С.С. Потапову оргкомитет получил копии интересующих страниц, оглавления журнала и обложки с надписями “Для служебного пользования” (рис.), много говорящими геологам.

Мы пока не установили причину ограничения. То ли это статья “Фаялит некоторых месторождений Колымы” Е.К. Устиева, арестованного в 1937 г. “за участие в контрреволюционной группе”, в 1942 г. освобожденного без права выезда с Колымы, но реабилитированного лишь в 1956 г., то ли статья “Генетические типы железорудных месторождений Кольского полуострова и Карело-Финской ССР” Д.Ф. Мурашова, арестованного в 1930 г. по ст. 58, п. 7, вскоре освобожденного за недоказанностью обвинения, но далее снова арестованного. Это тема будущего исторического исследования. Здесь хочется лишь заметить, что грустные страницы истории нас не отпускают. Но это наша история, создаваемая нами ежедневно. И от нас во многом зависит ее лейтмотив. В контексте сказанного благодарю лауреатов премии имени А.Е. Ферсмана, принявших участие в V Всероссийской Ферсмановской научной сессии, за высокопрофессиональные доклады; названных выше коллег – за помощь, оказанную оргкомитету; ученого секретаря ОНЗ РАН к.г.-м.н. А.В. Галанина – за подробную справку о лауреатах премии имени А.Е. Ферсмана.

Председатель оргкомитета ***д.г.-м.н., проф. Ю.Л. Войтеховский***

О КОНКУРСЕ НА ПРЕМИЮ имени А. Е. ФЕРСМАНА

Отделение геолого-географических наук Академии Наук СССР извещает об открытии конкурса на соискание премии имени А. Е. Ферсмана.

Премия имени А. Е. Ферсмана в размере 10 тыс. рублей присуждается один раз в три года, начиная с 1946 г., за лучшие работы в области минералогии и геохимии редких элементов.

Премии могут быть удостоены научные работы советских граждан, авторских коллективов и научных учреждений. Работы могут представляться научными обществами, научно-исследовательскими институтами, высшими учебными заведениями, ведомствами, общественными организациями и отдельными гражданами СССР.

Работы представляются на русском языке, отпечатанными на машинке или типографским способом, с приложением кратких автобиографических сведений о кандидате и перечня его основных научных работ и изобретений.

Работы на соискание премий имени А. Е. Ферсмана представляются в Отделение геолого-географических наук с надписью: «На соискание премии имени А. Е. Ферсмана», не позднее 1 сентября года присуждения премий.

Академик-секретарь
Отделения геолого-географических наук
академик *А. Н. Заварицкий*
Ученый секретарь *И. И. Катушенок*

ПОЛОЖЕНИЕ О ПРЕМИИ имени А. Е. ФЕРСМАНА

1. Премия имени А. Е. Ферсмана присуждается Президиумом Академии Наук СССР один раз в три года, начиная с 1946 г., за лучшие работы в области минералогии и геохимии редких элементов. Размер премии 10 000 рублей.

2. Для рассмотрения и оценки работ, представляемых на соискание премии имени А. Е. Ферсмана, при Отделении геолого-географических наук организуется Комиссия по премиям имени А. Е. Ферсмана в составе академиков, членов-корреспондентов АН СССР и докторов наук, избираемых Бюро Отделения геолого-географических наук. Состав Комиссии утверждается Президиумом Академии Наук СССР.

3. Премии имени А. Е. Ферсмана присуждаются за лучшие научные работы, законченные в период между конкурсами и имеющие крупное научное значение.

4. Работы на соискание премии имени А. Е. Ферсмана представляются в Отделение геолого-географических наук с надписью: «На соискание премии имени А. Е. Ферсмана», не позднее 1 сентября года присуждения премии. Комиссия обязана рассмотреть работы и представить на утверждение Президиума АН СССР кандидатов на премию не позднее 15 октября года присуждения премии.

Президиум АН СССР присуждает премию имени А. Е. Ферсмана ко дню его рождения — 8 ноября.

5. Премии имени А. Е. Ферсмана могут быть удостоены исключительно ученые труды советских граждан, их авторских коллективов и советских научных учреждений.

Работы могут представляться научными обществами, научно-исследовательскими институтами, высшими учебными заведениями, ведомствами, общественными организациями и отдельными гражданами СССР.

6. Работы представляются на русском языке отпечатанными на пишущей машинке или типографским способом. При этом обязательно представление кратких автобиографических сведений о кандидате с перечнем основных научных работ и изобретений.

7. Заседания Комиссии по премии имени А. Е. Ферсмана созываются председателем Комиссии и считаются действительными при наличии не менее двух третей состава Комиссии.

8. Решения в Комиссии по вопросам выдвижения кандидатов на премии принимаются простым большинством голосов при закрытой баллотировке.

Протоколы Комиссии подписываются председателем и всеми присутствующими членами Комиссии.

Решения Комиссии по премиям имени А. Е. Ферсмана вместе с заключением Бюро ОГГН утверждаются Президиумом АН СССР, после чего делается публикация о присуждении премии.

9. Архив и дела Комиссии по премиям имени А. Е. Ферсмана хранятся в Отделении геолого-географических наук.

10. Средства, необходимые для выплаты премии, а также на проведение экспертиз, на объявление в газетах и журналах и другие расходы, включаются в смету Отделения геолого-географических наук.

11. О предстоящем конкурсе и присуждении премии имени А. Е. Ферсмана делаются сообщения в «Вестнике Академии Наук СССР», в центральных газетах и в «Известиях» Отделения геолого-географических наук.

12. Если премированные работы не были изданы до присуждения за них премии, Академия Наук опубликовывает их в своих печатных органах; в случае же затруднительности издания работ по техническим причинам Академия Наук принимает меры к опубликованию премированных работ через соответствующие издательства.

На заглавном листе работы, удостоенной премии, делается надпись о присуждении премии.

13. Рецензии по работам, удостоенным присуждения премии имени А. Е. Ферсмана, опубликовываются в «Известиях» ОГГН.

14. Если Комиссия по премиям признает, что ни одна из представленных на премию работ не заслуживает полной премии, то она входит с представлением в Президиум АН СССР о присуждении премии в половинном размере. Равным образом Комиссия вправе внести предложение о разделении премии между двумя соискателями.

Во избежание чрезмерного дробления премии, разделение ее между тремя и более соискателями не допускается.

Примечание. Порядок и условия распределения премии, присужденной авторским коллективам и научным учреждениям, определяются этими коллективами и учреждениями.

15. При отсутствии работ, достойных премирования, конкурс считается не состоявшимся и переносится на следующий год с разрешения Президиума АН СССР.

Президент
Академии Наук СССР
академик *С. И. Вавилов*

Академик-секретарь
Академии Наук СССР
академик *Н. Г. Бруевич*

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ RUSSE DE MINÉRALOGIE
DEUXIÈME SÉRIE — VOLUME SOIXANTE QUINZIÈME — LIVR. 3
RÉDACTEUR EN CHEF S. S. SMIRNOV, VICE-RÉDACTEUR D. P. GRIGORIEV

ЗАПИСКИ ВСЕРОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВТОРАЯ СЕРИЯ
ЧАСТЬ СЕМЬДЕСЯТ ПЯТАЯ
ВЫПУСК 1, 2-3-4.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Акад. С. С. СМИРНОВ

ЗАМ. ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА
Проф. д-р Д. П. ГРИГОРЬЕВ

20128

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1946 ЛЕНИНГРАД

Для служебного пользования.

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ RUSSE DE MINÉRALOGIE
DEUXIÈME SÉRIE — VOLUME SOIXANTE QUINZIÈME — LIVR. 2
RÉDACTEUR EN CHEF S. S. SMIRNOV, VICE-RÉDACTEUR D. P. GRIGORIEV

№ 85.

ЗАПИСКИ ВСЕРОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВТОРАЯ СЕРИЯ
ЧАСТЬ СЕМЬДЕСЯТ ПЯТАЯ
ВЫПУСК 2

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Акад. С. С. СМИРНОВ

ЗАМ. ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА
ПРОФ. Д-Р Д. П. ГРИГОРЬЕВ

Для служебного пользования.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1946 ЛЕНИНГРАД

РОЛЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ НА РЕГИОНАЛЬНЫХ ОБЪЕКТАХ (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПОРОДАМ «ЦЕНТРАЛЬНОЙ ДУГИ» И ДРУГИМ ОБРАЗОВАНИЯМ В ХИБИНСКОМ ЩЕЛОЧНОМ МАССИВЕ)

Б.Е. Боруцкий

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: borutzky@ igem.ru

А.Е. Ферсман, 125-летие со дня рождения которого мы отмечаем в этом году, подчеркивал необходимость всестороннего комплексного изучения объектов при проведении региональных исследований. В составе его легендарных экспедиций на Кольский п-ов (1920-1941 гг.) минералоги бок о бок работали с петрографами и геологами-съемщиками, химиками и технологами. Минералогические данные во многом определили представления того времени о строении Хибинского массива. В частности, выявление концентрической зональности в распределении минерализации в Хибинах – знаменитые «геохимические дуги» - предопределили использование Н.А. Елисеевым модели «массива центрального типа» Е.М. Андерсона (1935-37) с последовательным внедрением от периферии к центру кольцевых и конических интрузий.

В дальнейшем пути исследователей разошлись, и современные петрологи в своей работе редко используют минералогические данные или ссылаются на выводы минералогов, исследующих те же объекты. Химический состав или структуры породообразующих минералов ими если и приводятся, то обсуждаются, в основном, в пределах примитивных петрологических моделей, из которых, тем не менее, часто делаются далеко идущие, «глобальные» выводы об эволюции и дифференциации расплавов. Таков, например, анализ *когерентности-некогерентности* микроэлементов в расплавах. При этом почему-то не учитывается, что анализу подвергается агрегат слагающих породу минералов, вхождение микроэлементов в которые определяется их кристаллохимическими возможностями и химическими свойствами минералообразующей среды, например, её щелочностью. Стоит ли удивляться, например, тому, что REE и Sr в пироксенитах являются некогерентными компонентами, так как в этих породах отсутствуют кальциевые породообразующие минералы, в которые они могут входить, изоморфно замещая Ca. Но они когерентны для габброидов, сложенных плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Если «некогерентные» элементы всё же появляются, например, в пироксенитах повышенной щелочности, то это хорошо объясняется минералогами, так как связывается с присутствием в них специфических акцессорных минералов – перовскита или лопарита, в структуру которых они входят.

Как правило, история формирования горных пород для петрологов «заканчивается» их магматической кристаллизацией. Но для минералога этот рубеж – только начало «жизни» породы, поскольку при падении температуры и изменении агрегатного состояния среды, сосуществующие породообразующие и акцессорные минералы продолжают обмениваться компонентами через растворы, существенно меняется их химический состав и особенности структуры. Происходит смена парагенезисов, и могут возникнуть обособления или скопления минералов с ценными свойствами, представляющие практический интерес. Нередко петрологи не осознают, что отбираемые ими для исследования образцы пород - по химическому составу и составу минералов - уже существенно отличаются от первоначальных продуктов магматической кристаллизации. Например, некоторые полагают, что микроклиновые нефелиновые сиениты могли кристаллизоваться при 1000-1100 °C. Но это невозможно, так как поле стабильности микроклина ни при каких условиях не поднимается выше 500-550°C, рано или поздно придется принять во внимание наличие посткристаллизационного периода формирования таких пород. Крайне редко петрологи изучают зональное строение минералов (особенно с изменением химического состава по зонам), вариации в структурной упорядоченности компонентов, реакционные взаимоотношения между сосуществующими минералами, то есть не пользуются минералогическими критериями, напрямую связанными с эволюцией породообразования во времени, изменениями физико-химической обстановки на поздних стадиях формирования пород. Особенно информативным для генетического анализа мы считаем данные о *типоморфизме минералов*. Конечно, типоморфизм изучают по-разному, и некоторые делают это весьма формально. Мы ратуем за изучение типоморфизма минералов с выяснением причин изменения типоморфных свойств, их связи с изменением физико-химической обстановки и других факторов минералообразования.

И еще одно замечание. Считается, что геология – это сфера равновесных процессов: за «геологическое время» всё должно прийти к равновесию. Но это далеко не так. В реальности развитие складывается из ряда процессов, идущих с разными скоростями. Например, в щелочных полевых шпатах процессы фазового распада далеко обгоняют Si/Al-упорядочение в возникающих фазах распада – Na-фаза всегда более стерильна и упорядочена, чем K- (точнее, K, Na-) фаза. С одной стороны, это затрудняет физико-химический анализ, с другой, позволяет исследовать «реликтовые» состояния систем, прослеживать геологический процесс в развитии. Применительно к теме доклада, широкое распространение в породах «центральной дуги» реакционных взаимоотношений между минералами указывает на неравновесность, незавершенность метасоматических процессов, что обусловливает замену региональной зональности местной, локально проявленной.

В целом, поскольку породы состоят из минералов, то минералогические методы их изучения, по нашему мнению, должны быть ведущими для решения конкретных геолого-петрологических проблем. Автор утверждает, что они являются мощным подспорьем петрологам, стремящимся понять реальные условия и

механизмы образования пород и реставрировать их геологическую историю. Продемонстрируем это на примере пород «центральной дуги» и других образований в Хибинском щелочном массиве.

Подчеркивая верность традициям А.Е. Ферсмана о необходимости комплексного подхода к изучению Хибин, прежде всего, выразим сожаление, что современные исследователи редко сопоставляют и анализируют имеющиеся геологические, петрологические и особенно минералогические данные, полученные в «соседних» отраслях науки, «отделываясь» только формальными ссылками на «официально-признанные» работы наиболее авторитетных ученых. Читая такие работы, порой не узнаешь Хибин, в которых проработал несколько десятков лет. Так, практически «незыблемой» уже почти 80 лет остается концепция Н.А. Елисеева [10], рассматривавшего все породы Хибинского массива только как *интрузивные*, представляющие собой мощные *кольцевые* дайки и *конические* пластовые интрузии, сформировавшиеся в несколько последовательных фаз. Используя методы структурного петрологического анализа, то есть ориентировки трахитоидности пород и других элементов течения расплава, а также трещинной тектоники, Н.А. Елисеев выделил две кольцевые интрузии (с крутыми контактами), две конические пластовые интрузии (с пологими контактами) и две условно-конические интрузии с полого ориентированной трахитоидностью пород. По-видимому, метод этот не был однозначным, так как проводившие съемку 1:50000 геологи Хибинской партии Севзапгеолуправления в 1957-60 гг. [19] выделили уже три кольцевые и три конические интрузии, последовательно сменявшие друг друга с запада на восток, а детально исследовавший массив А.В. Галахов [7] рассматривал их все как конические. Сопоставление Хибинского массива с шотландскими интрузиями центрального типа, послужившими Е.М. Андерсону прототипом для его концепции, вообще не дают повода для их отождествления. Например, массив на о-ве Мав приурочен к глубокой (700-900 м) депрессии (кальдере проседания) диаметром 25 км, выполненной лавами платобазальтов, пронизанной кольцевыми интрузиями гранофиров и некками липаритов, а затем маломощными коническими дайками основного и кислого состава, которые затем прорываются интрузиями габбро и авгитовых диоритов. То есть, этот массив в значительной степени сложен вулканическими, а не интрузивными породами. Данные о массивах других агпаитовых нефелиновых сиенитов: Ловозера, Илимаусак, Пилансберга, Сент-Илера – показывают, что в их кровле присутствуют мощные покровы вулканитов, то есть все они являются *вулкано-плутоническими комплексами* [5].

Что касается Хибин, то сначала геологами Севзапгеолуправления было установлено, что считавшиеся ранее жильной фацией трахитоидных хибинитов ромбен-порфиры представляют собой реликты пород девонской *ловозерской свиты* [19]. А нами было показано, что они являются палеовулканитами, меняющимися по составу от авгит-порфиритов через фонолитовые туфобрекчии и лавобрекчии до трахитов (ромбен-порфиров), и установлено их распространение не только в пределах «западной дуги», но и в других районах Хибинского массива. Минералогическое изучение этих пород показало наличие реликтовых состояний, безусловно указывающих на их эффузивное образование [5]. Затем А.В. Галаховым в хибинских нефелиновых сиенитах были обнаружены реликты щелочно-ультраосновных пород (пикрит-порфиритов, монтичеллитовых и нефелиновых пироксенитов), которые были отнесены к находящейся в палеоконтуре Хибин древней каледонской щелочно-ультраосновной интрузии [7], пока не был установлен более древний (365-390 млн. лет) возраст самих Хибин. Бурением на Путеличорре была вскрыта так называемая «Путеличоррская интрузия» - продолжение «западной дуги» на север, в составе которой кроме пикрит-порфиритов установлены мелилититы и мельтейгит-ийолиты [16]. Геологами Севзапгеологии в районе залива Тулийлухт обнаружен шток карбонатитов, а также несколько трубок взрыва. Всё это указывает на более сложное строение Хибинского массива и возможность интерпретации его как *вулкано-плутонического комплекса* [5]. С другой стороны, на глубине вскрыты многочисленные ксенолиты измененных роговиков, которые можно отнести к захваченным вмещающим породам протерозойской свиты *Имандра-Варзуга*, выявлены процессы их метаморфизма и фенитизации с возникновением специфической для Хибин «гибридной» минерализации [13, 20]. Это позволяет применить к интерпретации Хибинского комплекса концепции Х. Вильямса (1941), В.И. Влодавца (1944), Д. Рейнольдса (1956) и др. об условиях образования вулканических кальдер и ассимиляции и метаморфизме погруженных в них вмещающих пород. Наконец, в ходе поисково-разведочного бурения в пределах «центральной дуги» геологами Севзапгеологии установлено повсеместное пологое подстилание мельтейгит-уртитов трахитоидными хибинитами и крутое срезание их с востока лявочорритами, то есть мельтейгит-уртиты «центральной дуги» оказались *не интрузией*, а также реликтом или ксенолитом каких-то более древних (относительно нефелиновых сиенитов) пород. С этого момента детальное изучение природы специфических пород «центральной дуги» и процессов их эволюции получило «новое дыхание» и фактически новую геологическую основу.

Согласно современным представлениям, породы «центральной дуги» представлены образованиями двух типов: четко расслоенными гнейсовидно-трахитоидными мелкозернистыми мельтейгит-уртитами и массивными гигантозернистыми полевошпатсодержащими породами ряда: уртит - полевошпатовый уртит – ювит – рисчоррит [4]. Столь существенные различия в минеральном составе и структуре пород, естественно, отражают принципиальные различия в природе и условиях образования этих пород. Попытка решить проблему в рамках магматической кристаллизации специфических дифференцированных расплавов в виде самостоятельных интрузий [4, 7-8, 10, 12, 19] была безуспешной, формально-догматической и не смогла объяснить типоморфных особенностей данных образований. Идеи о самостоятельном «промежуточном» магматическом очаге, последовательном внедрении интрузий в несколько (3-5) фаз, дифференциации расплавов “in situ” и т.п. оказались «мертворожденными». Проблема была решена только с помощью минералогических методов в рамках «метасоматической» гипотезы. Первый ее вариант был предложен Л.Л. Солодовниковой [17], показавшей, что пироксеновые рисчорриты образовались в результате калишпатизации грубозернистых уртитов, а сами они,

согласно гипотезе С.А. Руденко [15], сформировались при перекристаллизации мелкозернистых ийолит-уртитов. Затем И.П. Тихоненков [18] убедительно показал, что рисчорриты могли образоваться и при калишпатизации нефелинового сиенита. Нами эти гипотезы были объединены [5, 13] – данные породы сформировались в основном в результате K,Si-метасоматоза при замещении расслоенных мельтейгит-уртитов в последовательности: грубозернистые уртиты → полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты и, одновременно, меланократовые мельтейгит-уртиты преобразованы в малиньиты.

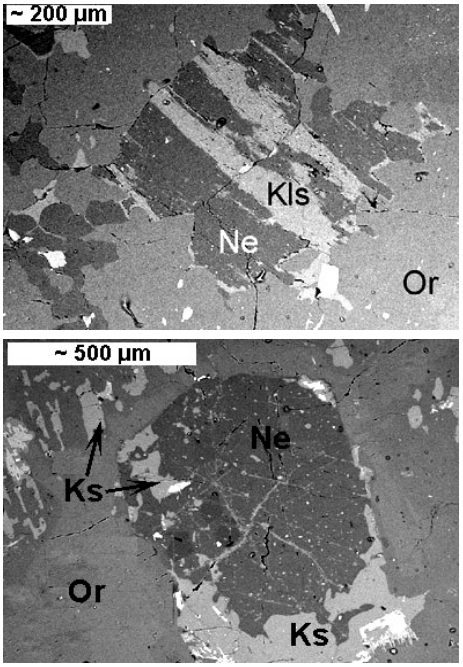


Рис. 1. *Замещение вкрапленников нефелина (Ne) в одуляровидном ортоклазе (Or) новообразованиями кальсилита (Ks). Рисчоррит. JSM-5300, Link ISIS.*

Уяснение того факта, что мельтейгит-уртиты являются реликтовыми породами, привело к выводу, что они первоначально могли представлять собой ксенолит щелочных ультрабазитов с характерным для карбонатитов апатитовым оруденением, и были преобразованы затем в существующие ныне агпаитовые породы под воздействием нефелин-сиенитовой магмы с образованием уникальных апатито-нефелиновых месторождений [9]. Минералогические данные указывают на признаки таких преобразований. С другой стороны, исходными могли быть и существующие ныне древние расслоенные мельтейгит-уртиты, подвергшиеся фенитизации под воздействием флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы [14]. Согласно И.А. Зотову [11], такой процесс трактуется как магматическое замещение под влиянием трансмагматических флюидов. Как фенитизацию реликтовых пород это явление рассматриваем и мы [5], но минералогические данные показывают, что процесс был длительным, многостадийным, с существенным изменением минералообразующей среды. Какие это данные?

Прежде всего, все эти *метасоматиты* – гигантозернистые образования, характеризующиеся наличием *метакристаллов* адуляровидного ортоклаза, развивающихся в твердой среде как скелетные образования в интерстициях зерен, а затем разрастающихся до сплошного выполнения ими всего пространства (рис. 1). Эта калишпатизация является ведущим процессом – К.п.ш. замещает практически все минералы в породе. По степени Si/Al-упорядоченности он соответствует *низкому санидину – высокому ортоклазу*, то есть существенно неупорядоченному, но одновременно чисто калиевому полевому шпату, образование которого возможно только как метастабильной фазы при температуре ниже 500-550 °С, то есть практически в поле стабильности микроклина. Образование только чисто калиевого полевого шпата (без альбита) под влиянием флюидов нефелин-сиенитовой магмы – скорее всего, калиево-натриевых, необъяснимо без привлечения концепции Д.С. Коржинского о кислотно-основном взаимодействии компонентов. Поскольку метасоматиты развивались в основном по расслоенным ийолит-уртитам, то есть породам наиболее высокой щелочности-основности, в этих условиях активность калия преобладала над активностью натрия, что и сказалось на существенно калиевом составе полевого шпата и других новообразований. В тех случаях, когда рисчорритизация накладывалась на приконтактовые нефелиновые сиениты, процесс шел аналогично – K,Na-щелочной полевой шпат замещался K-полевым шпатом, а Na-фаза «выбрасывалась» в микротрещины, интерстиции зерен или обособлялась в породе в виде альбитовых жил со специфической Ca,Na-минерализацией [5, 13].

В 1973 г. нами впервые в Хибинском массиве был обнаружен калиевый аналог нефелина – *кальсилит* [6], и возникло наиболее естественное предположение о присутствии среди пород «центральной дуги» вулканитов калиевого ряда с эпилейцитом [5, 13]. Веским основанием в поддержку этого были округлая форма и расчет кальсилит-калишпатовых симплектитовых срастаний, приводящий к идеальной химической формуле лейцита. Но последующие минералогические исследования с привлечением электронной микроскопии практически во всех разностях ювитов, рисчорритов и даже апатито-нефелиновых пород выявили замещение нефелина кальсилитом в исходных породах и его «вкрапленников», захваченных адуляр-ортоклазом [1]. В результате был сделан вывод о наличии ранней стадии фенитизации, когда калиевый метасоматоз не сопровождался еще метасоматозом кремниевым, что согласуется с представлениями об эволюции кислотно-основного взаимодействия в ходе формирования метасоматитов. В них выявлено несколько групп, различающихся интенсивностью кальситизации нефелина, характеризующиеся различиями в парагенетических ассоциациях акцессориев [1].

Дальнейшие успехи получены при детальном микрозондовом изучении акцессорных цирконо- и титаносиликатов. Рассмотрим их на примере типоморфизма *эвдиалита,* химический состав которого в рисчорритах закономерно меняется следующим образом [2]:

$(Na_{13.4}K_{1.1}Sr_{0.1})_{14.7}(Ca_{5.7}Mn_{0.2}Na_{0.1})_6Fe_{1.4}(Zr_{2.6}Ti_{0.4})_3(Si_{25.8}Zr_{0.1})_{26}O_{72}Cl_{1.6}$ - *натриевый эвдиалит* →

$(Na_{12.6}K_{3.8}Sr_{0.6})_{16.9}(Ca_{5.7}Mn_{0.2}REE_{0.1})_6(Fe_{0.8}Mn_{0.4})_{1.2}(Zr_{2.8}Ti_{0.2})_3(Si_{26})O_{73.3}Cl_{1.5}$ – *калиево-натриевый эвдиалит*

$(Na_{3.3}K_{1.9}Sr_{0.1})_{5.4}(Ca_{5.4}Mn_{0.2})_{5.7}(Fe_{1.1})(Zr_{2.7}Ti_{0.3})_3(Si_{25.6}Zr_{0.3})_{26}O_{72.8}Cl_{1.7}(8H_3O^+)$ – *калиево-оксониевый эвдиалит*.

Из сопоставления видно, что Na и Fe первоначально замещаются K и Mn, а в следующую стадию (гидротермальную) Na продолжает интенсивно выщелачиваться, замещаясь оксониевой группой. Это основной

тренд эволюции, но на фронте рисчорритизации уртитов и в них самих – в так называемых «содовых» горизонтах, она приводит к образованию специфических титановых эвдиалитов [2]:

$(Na_{12.7}K_{3.0}Sr_{0.2})_{16}(Ca_{5.7}Mn_{0.2})_{5.9}Fe_{1.1}(Zr_{2.8}Ti_{0.2})_3(Si_{25.8}Zr_{0.1})_{26}O_{72.1}Cl_{1.8}$ - *калиево-натриевый эвдиалит* →

$(Na_{13.8}K_{1.9}Sr_{0.1})_{15.7}(Ca_{5/0}Mn_{0.4})_{5.5}Fe_{0.9}(Zr_{2.1}Ti_{0.9})_3(Si_{25.3}Al_{0.3}Zr_{0.4})_{26}O_{72.4}Cl_{0.9}S_{0.1}$ – *титановый эвдиалит* →

$(Na_{18.4}K_{0.0}Ba_{0.1})_{18.6}(Ca_{5.2}Mn_{0.6}REE_{0.1})_{5.9}Fe_{0.1}(Ti_{2.4}Nb_{0.6})_3(Si_{25.8}Nb_{0.2})_{26}O_{73}Cl_{0.4}S_{0.6}$ – а*ллуайвит*.

В этом случае процесс обратно направленный: K, Ca, Zr и Cl замещаются компонентами меньшей основности: Na, Mn, Ti и S – что указывает на подкисление минералообразующей среды, то есть возникновение образований, аналогичных альбитовым жилам в приконтактовых с рисчорритами нефелиновых сиенитах. Аналогичным образом процесс идет и при замещении ийолитов малиньитами [3]:

$(Na_{15.0}K_{0.3}Sr_{0.4}REE_{0.2}Ba_{0.1})_{16.0}(Ca)_{6.0}(Fe_{1.9}Mn_{0.3})_{2.2}(Zr_{3.8}Ti_{0.2})_{3.0}(Si_{25.8}Ti_{0.2})_{26.0}O_{73}Cl_{1.6}$ – *натриевый эвдиалит* →

$(Na_{14.7}K_{1.5}Sr_{0.4}REE_{0.1}Ba_{0.1})_{16.8}(Ca_{5.9}Mn_{0.1})_{6.0}(Fe_{1.9}Mn_{0.1})_{2.0}Zr_{3.0}(Si_{25.7}Ti_{0.2})_{25.9}O_{73}Cl_{1.6}$ - *калиево-натриевый эвдиалит.*

Как и во всех породах, в случае сильного подкисления среды эвдиалит замещается эвколитом, существенно обогащенным компонентами пониженной основности: Ca, Sr, Mn, а также Fe и Nb [3]:

$(Na_{11.5}K_{0.2}Sr_{1.5}Ca_{0.9}REE_{0.1})_{14.2}Ca_{6.0}(Fe_{2.2}Mn_{0.8})_{3.0}(Zr_{2.8}Ti_{0.2})_{3.0}(Si_{24.9}Al_{0.2}Nb_{0.9})_{26.0}O_{73}Cl_{0.2}$ – *Sr,Ca,Mn,Nb-эвколит*

Таким образом, широкое использование минералогических методов позволяет существенно конкретизировать исследования условий образования пород в реальной геологической обстановке, перейти от предложения гипотетических петрологических моделей к конкретному изучению природных явлений и через выяснение условий образования минералов в породах понять природу самих пород.

Литература

1. ***Агеева О.А., Боруцкий Б.Е.*** Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. Вып. 39. 2004. С. 40-50.
2. ***Агеева О.А., Боруцкий Б.Е., Хангулов В.В.*** Эвдиалит как минералого-геохимический индикатор метасоматических процессов при формировании пород комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Геохимия. 2002. № 10. С. 1098-1105.
3. ***Азарова Ю.В.*** Минералы группы эвдиалита и продукты их изменения как минералого-геохимический индикатор постмагматических процессов при формировании пород комплекса луяврит-малиньитов Хибинского массива. // Геохимия, 2005.
4. ***Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н.*** Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 110 с.
5. ***Боруцкий Б.Е.*** Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
6. ***Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М.*** Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Известия АН СССР, сер. геол. 1973. № 5. С. 132-136.
7. ***Галахов А.В.*** Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
8. ***Галахов А.В.*** Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 169 с.
9. ***Дудкин О.Б., Балаганская Е.Г., Арзамасцева Л.В.*** К проблеме формирования Хибинских месторождений апатита.// Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1986. С. 4-10.
10. ***Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н.*** Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Ленингр. геол. упр. 1939. Вып. 19. 68 с.
11. ***Зотов И.А.*** Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М: Наука, 1989. 214 с.
12. ***Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А.*** Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 13-21.
13. ***Костылёва-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др.*** Минералогия Хибинского массива. Т. I. Магматизм и постмагматические преобразования. М.: Наука, 1978. 228 с. Т. II. Минералы. М.: Наука, 1978. 586 с.
14. ***Перекрест И.И., Смирнов В.В.*** Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк // Структурный контроль оруденения и магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 13-22.
15. ***Руденко С.А.*** К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап ЛГИ. 1964. Т. 47. Вып. 2. С. 49-70.
16. ***Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М. и др.*** Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР. 1986. С. 11-17.
17. ***Солодовникова Л.Л.*** Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 7-72.
18. ***Тихоненков И.П.*** Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 246 с.
19. Хибинский щелочной массив / ***Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др.*** Л.: Недра, 1972. 170 с.
20. ***Шлюкова З.В.*** Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.

КЛАСТЕРНАЯ САМОСБОРКА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ЕЕ РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.В. Дистлер, М.А. Юдовская

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, e-mail: distler@igem.ru

Авторами использованы новые подходы к разработке теоретических основ рудогенеза благородных металлов в магматических и близких к ним условиях. Сущность этих подходов заключается в открытии ранее не известного явления наноблоковой тонкой структуры природных кристаллов изоферроплатины и металлических твердых растворов системы Os-Ir-Ru, образующих платиноидную минерализацию расслоенного дунит-гарцбургит-габбрового массива Северо-Востока России. Идентичные по сути явления установлены также в твердофазовых продуктах сублимации газовых флюидов действующих фумарол вулкана Кудрявый, Курильские острова.

Для идентификации подобных состояний использованы методы атомной силовой микроскопии (АСМ), Оже- и РФС-спектроскопии. Методом АСМ впервые обнаружена наноблоковая тонкая структура паркетного типа кристаллов изоферроплатины. Обработка АСМ-топограмм методами Фурье и вейвлет-анализа позволила оценить характерные масштабы и самоподобный характер взаимосвязи элементов наноблоковой структуры, отражающей квазикристаллическое строение изоферроплатины [6]. Исследовались относительно крупные, размером 2-3 мм, кристаллы изоферроплатины и рутениридосмина. Состав изоферроплатины (мас. %): Pt 80-89, Fe 8.5-11, Ir 1.3-7.3, Cu 0.4-0.6, Os 0.0-0.5, Ni 0.1-0.2. Состав рутениридосмина колебался в пределах (мас. %): Os 79.3-34.5, Ir 17.5-48.7, Ru 22.4-5.5.

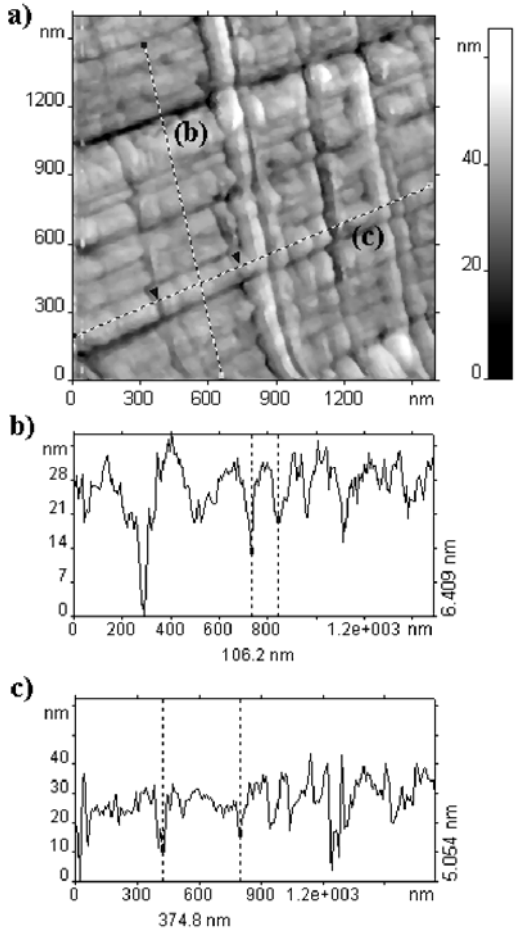


Рис. 1. *Наноструктурированная поверхность изоферроплатины: а – АСМ топограмма, б, с – характерные рельефы поверхности.*

Исследование топографии поверх-ности кристаллов на сканирующем атомно-силовом микроскопе Femtoscan 001 позволяет строить двухмерные и трехмерные изображения поверхности и их сечения с определением нанометровых масштабов по горизонтали и вертикали. Отдельные сечения анализировались при помощи спектра мощности Фурье. Дополнительные спектральные исследования топограмм проводились с использованием вейвлет-анализа. Образцы для исследования на АСМ представляли собой специально полированные зерна изоферроплатины, запрессованные в акрилоксидную матрицу.

Для всех исследованных образцов наблюдается особый тип структурированной поверхности – наноблоки или «паркеты» (рис. 1). Визуально хорошо фиксируются наиболее мелкие элементы структуры размером первые десятки нанометра, которые кратно трем объединяются в более крупные блоки. Этот тип структуры сохраняется на всех исследованных масштабах. При деформации тип структуры не меняется, что свидетельствует о ее высоких прочностных свойствах. Неизменность морфологии на всех масштабах указывает на самоподобие поверхности изучаемых кристаллов. Такой тип структур описывается с помощью геометрии замощения пространства [2].

Количественная оценка самоподобия производилась с помощью одномерного и двумерного вейвлет-анализа АСМ-топограмм. Вейвлет-анализ является одним из видов спектрального анализа самоподобных сигналов, который используется в АСМ-микроскопии для обработки цифровых изображений. В отличие от классических статистических методов анализа вайвлет-анализ позволяет определить параметры подобия анализируемой структуры и выявить иерархию масштабов ее проявления. Он эффективен при идентификации структур фрактального типа.

Процедура получения количественных размерных характеристик (масштабов) отдельных элементов тонкой структуры включала анализ АСМ-топограмм отдельных сечений поверхности, построение на их основе вейвлетных спектров мощности (скалограмм), фиксирующих существование характерных масштабов и самоподобный характер их взаимосвязи. Линейные скалограммы двумерного вейвлет-преобразования и гистограммы распределения для АСМ-топограмм с различной площадью сканирования свидетельствуют о самоподобном характере анализируемых поверхностей различных сечений изоферроплатины. Анализ характерных масштабов для всей базы данных методами Фурье и вейвлет-анализа показывает, что формообразующими элементами паркета в основном являются 3 типа полигональных наноблоков с линейными размерами ~30, 50, 100 нм.

Полученные данные позволяют заключить, что тонкая структура кристаллов изоферроплатины построена на основе правильных закономерных комбинаций наноразмерных блоков. Она может

рассматриваться как непериодическое образование, организованное по принципу самоподобия. Обнаруженная паркетная наноструктура и самоподобие в широком диапазоне масштабов позволяют рассматривать изучаемые объекты как квазикристаллы.

Близкая наноблоковая структура характеризует кристаллы рутениридосмина. Но в ее основе лежат ромбовидные наноблоки, также организованные по принципу самоподобия (рис. 2). Кроме того, при изучении платиновой минерализации хромититов Кемпир-сайского рудного района [1] методами просвечивающей электронной микро-скопии в качестве элементарных блоков, слагающих кристалл осмистого иридия, установлены наноблоки состава $Os_{1-x}Ir_x$ размером десятки – первые сотни нм, образующие агрегатированные сраста-ния в виде цепей. Судя по соотношениям размерных параметров внешне самоподобных индивидов тонкой структуры, можно предположить, что данные кристаллы осмистого иридия относятся к классу квазикристаллов. Характерно, что такие кристаллы осмистого иридия находятся в срастании с экзотическими фазами Cu_3Os, PbNi и иными фазами переменного состава вида (Os, Ir, Ni, Fe, Cu) с широким диапазоном смесимости компонентов, сосуществующих в составе одного минерального агрегата, что свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации.

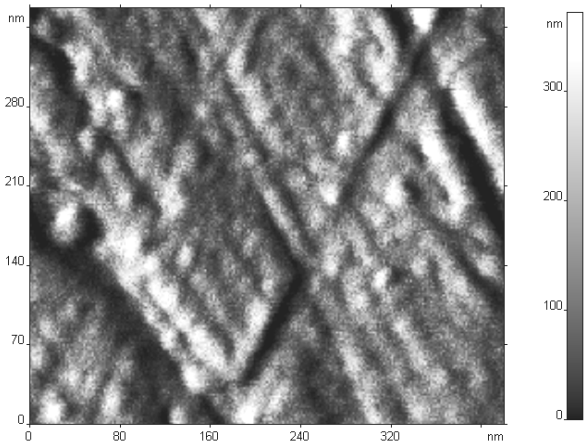


Рис. 2. *Топология поверхности рутениридосмина, АСМ-топограмма.*

Возможность агрегирования наноразмерных индивидов фаз благородных металлов зафиксирована в продуктах сублимации газовых флюидов современной вулканической системы вулкана Кудрявый. Здесь в составе природных минеральных ассоциаций впервые установлено присутствие комплексного соединения $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$, сосуществующего с гидроксидом Pt, самородной Pt и другими редкими фазами переходных и благородных металлов. Убежденность авторов в реальности синтеза Pt-углеводородных комплексов в высокотемпературных условиях укрепилась после того, как в тех же образцах было установлено присутствие Se- и Re-углеводородных комплексов близких по составу лигандов.

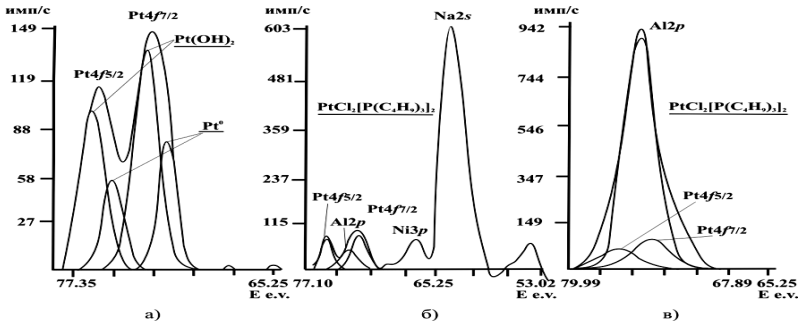


Рис. 3. *Рентгеновские фотоэлектронные спектры сосуществующих соединений Pt в сублиматах вулканических флюидов: а – характеристические состояния Pt4f в сосуществующих Pt^0 и $Pt(OH)_2$; б, в – характеристические состояния Pt4f в соединении $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ в пробах с низким (б) и высоким (в) содержанием Al (аналитическая линия Al2p).*

Основным методом идентификации состояний металлических компонентов в сублиматах была фотоэлектронная спектроскопия (РФС), основанная на определении энергетических параметров остовных электронных уровней отдельных химических элементов, вошедших в химическую связь определенных соединений, т.е. их структурно-химического состояния [8]. Основным объектом исследований были вулканические сублиматы, полученные при осаждении фаз из флюида на внутренней части кварцевых трубок, установленных на выходе фумарол. Условия и механизмы формирования сублиматов и фазовой зональности в кварцевых трубках детально описаны в [3, 8, 9]. Отметим лишь главные особенности фазообразования в трубках. Формирование фазового состава сублиматов происходит непосредственно из газового флюида и, таким образом, может рассматриваться как газотранспортный процесс. Сублимация твердых фаз осуществляется благодаря достижению резкого температурного градиента от 850-720 ºС на входе флюида в трубку до 500-600 ºС на выходе при общей длине пробега флюида по трубке 1 м и скорости ламинарного течения флюида 5-20 м/сек. Пластинки самородной платины диагностированы в сублиматах трубок и ранее при электронно-микроскопическом изучении [3]. По данным РФС, ноль-валентная Pt, гидроксид Pt и соединение $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ установлены в самых высокотемпературных зонах с повышенными содержаниями суммы платиновых металлов.

Поскольку соединение $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ не выделено нами в отдельный продукт, обратим особое внимание на технологию его идентификации. При РФС исследовании обнаружена устойчивая группа спин-дублетных линий с низкоэнергетической стороны линии Al2p в интервале 70-75 eV. По энергетическому положению и величине спин-дублетного расщепления с устойчивым междублетным расстоянием 3.3 eV этот интервал соответствует линии Pt4f (рис. 3). Энергетическое положение высокоинтенсивной линии менялось от 71.1 до 72.6 eV, которые соответствуют (табл. 1) эталонным энергетическим характеристикам самородной Pt, гидроксида $Pt(OH)_2$ и соединению $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ [7]. Вторым характеристическим элементом этого соединения является фосфор. Важно, что одновременно измеренная величина энергетического состояния фосфора в том же образце точно отвечает соединению $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ (табл. 1). Существенно, что концентрация платины в образцах не превышала 0.015 ат. %. При последовательном травлении образца ионами Ar на спектрах появляется Pt в металлическом состоянии, её концентрация в максимуме достигает 0.028 ат. %.

При суммарном травлении на глубину 400-600 Å сигнал Pt исчезает. Скорее всего, это обусловлено наноразмерным состоянием ее фаз.

Реальность формирования хлоридных форм Pt подтверждается высокими содержаниями Cl в конденсатах вулканического газа. При абсолютном преобладании в его составе водной (92-98 об. %) составляющей, следующими по распространенности компонентами являются SO_2, H_2S, CO_2, HCl, HF, H_2. Мы не можем определенно утверждать, является соединение $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ фиксируемой формой переноса и прямой сублимации Pt газовым флюидом или представляет собой продукт газотранспортных реакций.

Таблица 1.

Энергетические параметры элементов в фазах Pt в сублиматах вулканического флюида.

Фаза	Электронные уровни	Энергетические параметры в образце			Энергетические параметры эталона	
		Энергия связи, eV	Спин-дублетное расщепление, eV	Концентрация в образце, ат. %	Энергия связи, eV	Спин-дублетное расщепление, eV
Pt^0	$Pt4f_{7/2}$ $Pt4f_{5/2}$	71.1 74.4	3.3	0.04	71.1 74.4	3.3
$Pt(OH)_2$	$Pt4f_{7/2}$ $Pt4f_{5/2}$	72.6 75.9	3.3		72.6 75.9	3.3
$PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$	$Pt4f_{7/2}$ $Pt4f_{5/2}$ $P2p$	72.1 75.4 131.8	3.3 -	0.07 0.6	72.1 75.4 131.7	3.3

Выполненные нами исследования позволили выявить ряд особенностей фазообразования в газотранспортных процессах. Они заключаются, прежде всего, в постоянном сосуществовании разновалентных форм одного химического элемента. Так, в наших экспериментах помимо Pt-органического комплекса установлен Se-органический Cl-комплекс $SeCl_2(C_6H_5)_2$, надежно диагностированный по энергетическому состоянию Se по линии, а также Re-органический комплекс $ReCl[P(CH_3)_2(C_6H_5)]_4(N_2)$. Последний установлен в одном образце с Pt-комплексом. Для Pt, Se и Re в серии измерений методом РФС установлено сосуществование их разновалентных состояний. Формирование фазы $PtCl_2[P(C_4H_9)_3]_2$ и ассоциированных с ней минералов происходит в высоконеравновесных условиях, определяющих состояние среды реализации газотранспортных процессов и реакций, в том числе диспропорционирования. Применительно к пониманию особенностей и условий формирования металлорганических комплексов следует иметь в виду, что основными формами их выделения являются наноразмерные фазы. Возможно, размерные параметры являются ведущим фактором, обеспечившим стабильность металлорганических соединений.

Таким образом, можно констатировать существование в природных условиях таких апериодичных структур как квазикристаллы. Апериодичность обусловлена отсутствием механизма трансляции при образовании твердого тела. Но такие кристаллы могут обладать вращательной симметрией и фрактальной упорядоченностью. Важно подчеркнуть, что экспериментально получена и изучена большая группа металлических твердых растворов, двойных и тройных сплавов, по структуре представляющих собой квазикристаллы с участием Pd, Ru, Os в комбинации с Ni, Cu,Al. Образование подобных фаз связывается с высокоградиентными, прежде всего по температуре, процессами, определяющими формирование в конечное время множества различных структур. Такие процессы протекают по гетерогенным реакциям газ – твердое, газ – жидкое – твердое, к их числу относятся газотранспортные реакции и процессы [5]. Их общий смысл заключается в том, что любой нелетучий компонент, соединяясь в высокотемпературных условиях с летучим, может быть перенесен в обстановку с более низкой температурой и отложен по гетерогенным реакциям, отмеченным выше. Частным случаем являются реакции диспропорционирования. Одна из их важнейших характеристик – формирование самородных металлов и интерметаллидов вне высоковосстановительных условий минералообразования, но с определенными температурными градиентами. Подобные реакции с участием благородных металлов реально наблюдаются при конденсации фумаролл действующих вулканов. По-видимому, эти механизмы являются определяющими при формировании платиноидной минерализации, по крайней мере той, в которой участвовали изученные кристаллы изоферроплатины, рутениридосмина, а также платиноидной минерализации хромититов. Возможно, это же свойственно более широкому кругу эндогенных месторождений благородных металлов, для которых иные модели образования представляются маловероятными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00191.

Литература

1. ***Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А.*** Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44-74.

2. ***Заславский Г.Б, Сагдеев Р.З., Усиков Д.А. и др***. Слабый хаос и квазирегулярные структуры. М.: Наука, 1991.

3. ***Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф. и др.*** // Геохимия. 1996. № 12. С. 1175-1182.

4. ***Ткаченко С.И., Портер Р.П., Коржинский М.А. и др.*** Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп // Геохимия. 1999. Т. 37. С. 355-366.

5. ***Шефер А.А.*** Химические транспортные реакции. М.: Мир, 1964.

6. Introduction to mathematic of quasicrystals / Ed. M. Jaric. Boston: Academic Press, 1987.

7. NIST X-ray photoelectron spectroscopy database 20, version 3.4. 2003.

8. Practical surface analysis by Auger and X-ray spectroscopy / Eds. D. Briggs, M.P. Seach. New-York-Brisban-Toronto-Singapore: J. Wiley & Sons. 1983.

9. ***Yudovskaya M.A., Distler V.V., Chaplygin I.V. et al.*** Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Isllands // Miner. Deposita. 2006. V 40. P 828-848.

АПАТИТ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ХИБИНСКИХ МЕСТОРЖДЕНИЙ

О.Б. Дудкин

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: dudkin@geoksc.apatity.ru

За последние 20 лет горными работами в пределах ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива вскрыты малоизученные апатитовые месторождения, а так же новые участки давно разрабатываемых месторождений. В результате наметилась последовательность формирования богатых апатитом пород, которые рассматривались в качестве разных генетических типов концентрации апатита [4, 8, 10 и др.]. В то же время, за последние 20 лет появились новые анализы как хибинского апатита, так и апатита других щелочных массивов Кольского региона. Они с одной стороны дополнили уже известные данные [1, 4, 5, 13], а с другой позволили отказаться от ряда не подтвердившихся определений. Возникла возможность с учетом новых геологических материалов еще раз проследить вариации состава апатита в ряду Хибинских месторождений разного строения.

В основу моделей образования апатитовых месторождений Хибин легли фактические данные по Кукисвумчорр-Юкспорскому рудному телу, детально изучавшемуся с конца 30^{x} годов [18, 19, 14, 8 и др.]. Большинством исследователей возникновение концентраций апатита объяснялось дифференциацией обогащенной фосфором фойдолитовой магмы [18, 14, 16, 8, 7, 12]. Вместе с тем наметился и ряд генетически различных типов месторождений [8, 10, 1, 13, 11 и др.]. В настоящее время можно выделить следующий ряд месторождений в порядке возрастающей роли все более молодых процессов, завершавших их формирование.

1. Портамчоррское месторождение: согласные с общим залеганием пород слои обогащенного апатитом гнейсовидного ийолита, включающие характерные «линзочки» мелкозернистого ийолита.

2. Месторождения Кукисвумчоррское, Юкспорское, Расвумчоррское, г. Куэльпор. Апатит-нефелиновые тела на контактах пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов) и ювитов с массивными ийолитами и уртитами. Кроме крупных блоков апатит-нефелиновых руд слоистого строения, эти месторождения включают брекчии апатитовых руд и на контакте с ювитами и рисчорритами (пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами) испытывают наложенную титанитовую (сфеновую) минерализацию (рис. 1).

3. Коашвинское месторождение и отдельные участки месторождения Снежный Цирк. Брекчирование апатит-нефелиновых руд кукисвумчоррского типа ювитом и рисчорритом, апатит-нефелиновые руды представлены как крупными фрагментами апатит-нефелиновых руд, так и их ксенолитами сечением 0.2 – 10 м.

4. Поачвумчоррское месторождение. Субсогласное с залеганием рисчорритов и ювитов жилообразное тело, мощностью 0.5 – 10м, представленное насыщенным апатитом ювитом. Такие же мелкие апатитовые выделения в рисчорритах и ювитах (0.5 – 7м.) известны в месторождениях Коашва, Снежный Цирк и в висячем боку месторождений Юкспор и Кукисвумчорр.

5. Ньорпахское месторождение: брекчирование апатит-нефелиновых руд кукисвучоррского типа трахитоидным полевошпатовым ийолитом, наиболее молодым по геологическим взаимоотношениям пород.

Обращает на себя внимание присутствие практически во всех перечисленных типах месторождений ювитов и рисчорритов, пород с крупными пойкилитовыми кристаллами калиевого полевого шпата, сечением 5 – 15 см, часто с симпликтитовыми агрегатами кальсилита и нефелина. Наиболее ранние концентрации апатита в гнейсовидных ийолитах Портамчоррского месторождения находятся недалеко от контакта ийолитов с рисчорритами. Пойкилитовые нефелиновые сиениты и ювиты долгое время рассматривались в качестве отдельной интрузии. Включение их в общий интрузивный комплекс с массивными уртитами и апатит-нефелиновыми рудами было обосновано А.А. Арзамасцевым и др. [1]. Но при этом, как и в сводке по геологии месторождений [11], не были учтены все особенности взаимоотношений разных пород месторождений. Это наиболее детально изучалось рудничными геологами [19, 17 и др.], а так же при детальной документации обнажений и горных выработок минералогами [4, 10]. По этим материалам очевидно активное воздействие существенно калиевых рисчорритов и ювитов на апатитовые руды. Проявилось это не только в развитии крупных пойкилокристаллов микроклина в массивном уртите и в апатитовом полевошпатовом ийолите, – цементах внутрирудных брекчий Юкспорского, Куэльпоррского, Расвумчоррского месторождений. Многочисленные признаки вязкого течения вещества апатит-нефелиновых руд усиливаются к контакту с рисчорритами вплоть до проявления плойчатости [17].

На рис 1 и 2 отражено строение нижнего контакта рудного тела Юкспорского месторождения, во многом определившее доминирующее среди исследователей представление о формировании Хибинских месторождений в ходе дифференциации насыщенной фосфором ийолитовой магмы. Однако, строение рудного тела в целом намного сложнее (рис. 1). Его нижний контакт уже в центральной части Юкспорской апатитовой залежи нарушается брекчированием линзовидно-полосчатых руд полевошпатовым уртитом. Верхний контакт рудного тела брекчирован апатитовым ийолитом (рис 1). Богатые пятнистые апатитовые руды представлены по существу блоками и ксенолитами, приуроченными к тектонизированному верхнему контакту. Если Юкспорское апатитовое тело рассматривать в целом, то приходится признать его общую

тектоническую блокировку. Это касается и блоков с постепенным переходом от ийолита-уртита к линозовидно-полосчатым рудам (рис. 1, 2). Подобного строения блоки пород (рис. 1, 2) прослеживаются только на отдельных участках Юкспорского, Куэльпорского и Расвумчоррского месторождений.

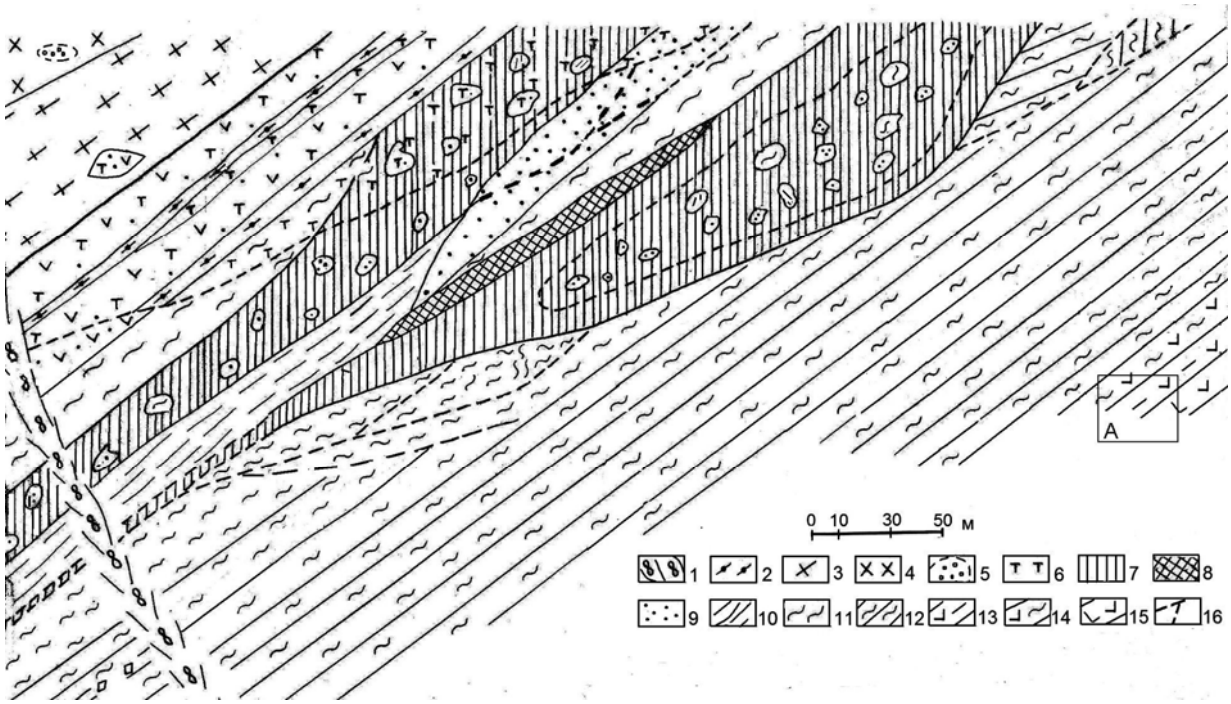


Рис. 1. *Разрез Юкспорского рудного тела по борту Саамского карьера. Условные обозначения: 1 – трещинная кора выветривания; 2 – жильный нефелиновый сиенит (луяврит) с высоким содержанием редких элементов; 3 – трахитоидный полевошпатовый среднезернистый ийолит поздней интрузивной фазы; 4 – ювит; 5 – участок ювита, насыщенный включениями апатита; 6 – наложенное развитие призматического титанита по породам рудного тела; 7 – обогащенный апатитом ийолит с пойкилитовым полевым шпатом, – цемент внутрирудной брекчии; 8 – сетчатые руды, «линзы» мелкозернистого ийолита с маломощными прослоями апатита между ними; 9 – богатые пятнистые апатитовые руды; 10 – полосчатые руды, состоящие из чередования прослоев почти мономинерального апатита с уртитом; 11 – сплошные линзовидно-полосчатые руды; 12 – линзовидно-полосчатая руда с прослоями массивного уртита; 13 – чередование линзовидно-полосчатого ийолит-уртита с массивным ийолитом; 14 – чередование массивных уртита и ийолита.*

Имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют рассмотреть состав хибинского апатита как в ряду апатитоносных пород разных щелочных массивов региона, так и в пределах Хибинского массива. Апатит разных массивов отличается по общему характеру изоморфных замещений. В перидотитах и габбро массива Гремяха-Вырмес он имеет повышенные содержания Cl (до 0.5%), апатит Хибин и Ловозера отличается интенсивностью центров $F^- - O^- - F^-$ (EPR), апатит карбонатитов ультраосновных-щелочных массивов присутствием иона $CO_3^{-\cdot}$ (URS). По содержаниям же изоморфных примесей TR_{La} и Sr состав

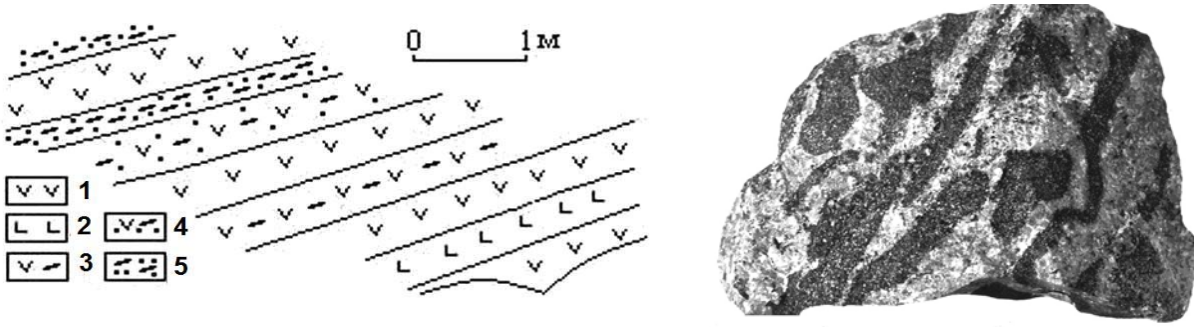


Рис. 2*. Слева: результат детальной документации нижнего контакта рудного тела Юкспорского месторождения (А на рис. 1). Чередование массивного уртита (1), массивного ийолита (2), линзовидно-полосчатого ийолита-уртита (3), нефелин-апатитового агрегата с «линзами» мелкозернистого ийолита (4) и линзовидно-полосчатой руды (5). Справа: линзовидно-полосчатый ийолит-уртит, темное – «линзочки» ийолита, масштаб 1: 4.2.*

апатита закономерно меняется от титаномагнетитовых руд перидотитов и щелочных габброидов массива Гремяха-Вырмес (6 – 10% апатита) к концентрациям апатита в ийолитах ультраосновных-щелочных массивов (рис. 3). Замыкает этот ряд акцессорный апатит ийолитовых «линзочек» хибинских руд, что

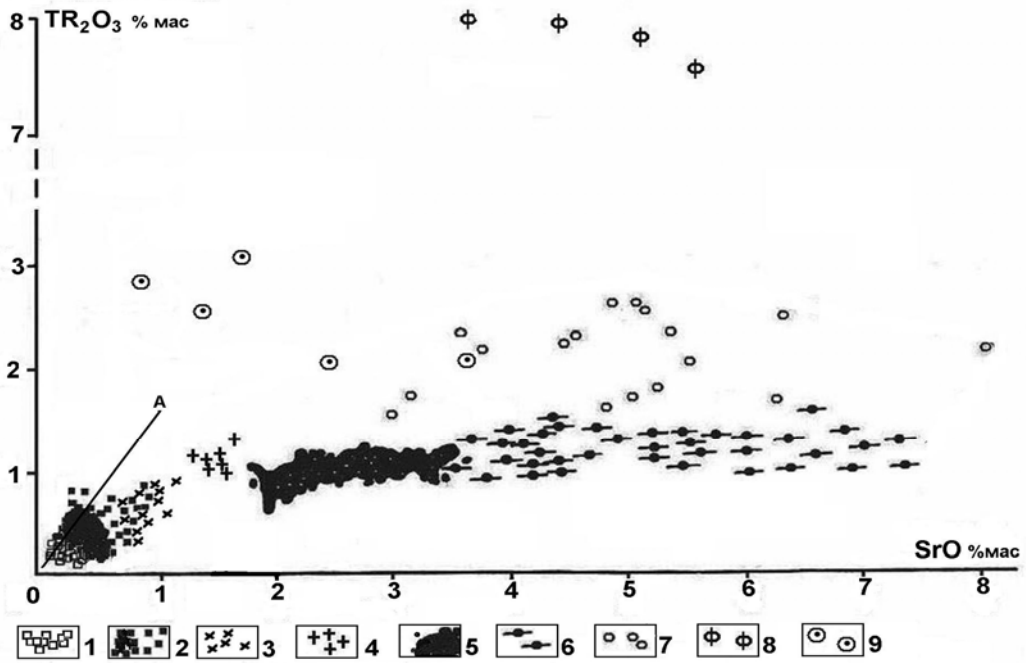


Рис. 3. *Содержания TR_2O_3 и SrO в апатите богатых фосфором породах щелочных массивов: 1 – в апатите титаномагнетитовых руд перидотитов и габбро массива Гремяха-Вырмес; 2 – в апатит-магнетитовых фоскоритах Ковдора, включая их редкометальный тип (повышенные содержания TR_2O_3 и SrO); 3 – апатитовые концентрации в ийолитах щелочно-ультраосновных массивов, – Озерной Вараки, Салланлатвы, Ковдора, Вуориярви; 4 – акцессорный апатит мелкозернистого ийолита линзовидно-полосчатых руд Хибинских месторождений; 5 – апатит линзовидно-полосчатых руд апатит-нефелиновых месторождений кукисвумчоррского типа; 6 – апатит апатит-титанитовых руд Хибин; 7 – апатитовых концентраций в рисчорритах и ювитах Хибин; 8 – апатитового уртита Ловозера; 9 - апатитовых концентраций в породах Сыннырского щелочного массива (Северное Прибайкалье). Линия А – линия равных содержаний в апатите атомных количеств TR и Sr.*

подтверждает предположение ряда исследователей о возможности первичной принадлежности такого ийолита наиболее ранней интрузии ультраосновной-щелочной формации [8, 10, 2, 5,]. Но в других породах Хибинских месторождений направленность вариаций содержаний TR_2O_3 и SrO в апатите иная (рис. 3).

От нижнего контакта к верхнему в разрезе Юкспорского месторождения растут содержания в апатите стронция. Одновременно с этим наблюдается увеличение колебаний содержаний этого элемента даже в рядом расположенных пробах апатита [4]. Максимальные значения содержаний SrO имеют место в обогащенных призматичесим титанитом породах рудного тела на контакте с рисчорритами. Апатит-титанитовая минерализация характерна для контактов алюмосиликатных интрузивных пород с породами основного состава и всеми исследователями рассматривается в Хибинах в качестве реакционной [8, 3, 10, 17]. В апатите рисчорритов и ювитов наряду с высокими содержаниями стронция существенно повышены и содержания редких земель (рис.3). Разброс содержаний SrO в апатите рисчорритов и ювитов наиболее значителен и направленность этих вариаций возможно и определяет особенность тренда составов апатита Хибинских месторождений в сравнении с направленностью изменений состава этого минерала в других щелочных массивах Кольского региона (рис. 3).

Возникает вопрос, насколько представленные содержания и отношения TR_2O/SrO независимы в апатите руд месторождений щелочных массивов от других признаков, кроме принадлежности минерала к определенной породе. Во всех породах щелочных комплексов исследователями выделялись генерации апатита по морфологии его кристаллических индивидов. Однако, представительных данных в отношении четких различий в их составе мало. В основном состав апатита увязывается с составом пород. Содержания TR_2O_3 и SrO заметно повышены в апатите редкометальных фоскоритов Ковдора, но отношения TR_2O_3/SrO в целом при этом остаются близкими (рис. 3). Разнообразие форм кристаллических индивидов апатита особенно велико в месторождениях Хибин. Различия в составе рядом расположенных крупных и мелких зерен этого минерала, изометричных и игольчатых, многократно проверялись микрозондовыми исследованиями и не показали однозначных результатов. Достоверной можно считать только разницу в составе апатита титанитовых руд: мелких округлых зерен (1% TR_2O_3 и 2 –3.5% SrO) и крупных зерен,

расположенных в интерстициях кристаллов породообразующих силикатов (1.1%. TR_2O_3 и до 5.7% SrO). Это лишний раз подтверждает наложенный характер развития апатит-титанитовой минерализации.

По данным А.В. Галахова [3] часть составов пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибин на диаграмме Шерера и Фудали попадают в область кристаллизации лейцита, то же касается и некоторых ювитов [8]. Щелочных интрузивных массивов с породами лейцитового состава в мире немного [15]. Крупнейшим массивом (около 600 км^2) представленным псевдолейцititами и псевдолейцитовыми сиенитами в ассоциации с нефелиновыми сиенитами является Сыннырский щелочной массив в Северном Прибайкалье [9]. В 1963 – 64 гг. Геологический институт Кольского фил. АН участвовал в геологической съемке Сыннырского массива с заданием исследовать его возможную апатитоносность. Массив сложен псевдолейцитовыми сиенитами с подчиненным присутствием псевдолейцititов, нефелиновых сиенитов и сиенитов. Между псевдолейцititами, расположенными в области ядра массива, состав которых почти на 100% соответствует составу лейцита, и типичными нефелиновыми сиенитами края массива последовательно сменяются псевдолейцитовые сиениты с уменьшающимся отношением K/Na. Четких границ при этом в ходе геологической съемки масштаба 1:100000 практически не наблюдалось. Концентрации апатита установлены в псевдолейцитовых сиенитах преимущественно пойкилитовой структуры. Прожилково-вкрапленная апатитовая минерализация установлена непосредственно в псевдолейцитовых сиенитах. Пироксен-биотит-апатитовая минерализация определена как результат замещения ксенолитов шонкинитов в псевдолейцитовых сиенитах. В поле состава апатита рисчорритов Хибин (рис. 3) попал апатит как замещенных шонкинитов, так и апатит чисто апатитовых выделений в псевдолейцитовых сиенитах (участок Высотный, рис. 3).

По Б.Е. Боруцкому [2, с. 95], пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин имеют «…с одной стороны, постмагматическую вторичную природу», а с другой они могли возникнуть в процессе ассимиляции захваченных нефелин-сиенитовой магмой лейцитофиров. Геология Сыннырского массива и геология Хибинских месторождений свидетельствуют об активном воздействии на нефелинсодержащие породы со стороны калиевых магм в условиях интрузивных плутонов, о развитии сложных переходных рядов в составах расплав – твердая фаза. Вариации содержаний TR_2O_3 и SrO в апатите апатитовых руд и рудопроявлений согласуются с представлением о не равновесности калиевых магм по отношению к породам с преобладанием натрия.

Литература

1. ***Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н.*** Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л. Наука. 1987. 110 с.
2. ***Боруцкий Б.Е.*** Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М. Наука. 1988. 215 с.
3. ***Галахов А.В.*** Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975, 256 с.
4. ***Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г***. минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М-Л. Наука. 1964. 236 с.
5. ***Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Балаганская Е.Г., Кирнарский Ю.М., Курбатова Г.С., Осокин А.С., Павлов В.П., Поляков К.И., Припачкин В.А., Скиба В.И., Шпаченко А.К.*** Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты, изд. КНЦ АН СССР, 1991. 91 с.
6. ***Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н.*** Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Лен. геол.управ.. Л., 1939, вып.19, 68 с.
7. ***.Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др.*** Хибинский щелочной массив. Л., Недра, 1972.
8. ***Иванова Т.Н.*** Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М. Госгеолтехиздат. 1963. 288 с.
9. ***Иванова Т.Н.*** (Отв. Ред.). Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л. Наука.1968.
10. ***Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И.*** Ийолит-уртиты Хибиского массива. Л. Наука. 1970. 179 с.
11. ***Каменев Е.А., Минеев Д.А.*** (ред.). Новые Хибинские апатитовые месторождения. М. Недра. 1982. 182 с.
12. ***Когарко Л.Н.*** Проблемы генезиса агпаитовых магм. М., Наука, 1977, 294 с
13. ***Костылёва-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В.*** Минералогия Хибинского массива. М., Наука, 1978. Т.1. Магматизм и постмагматические преобразования. Т.2. Минералы.
14. ***Куплетский Б.М.*** Петрографический очерк Хибинских и Ловозерских тундр. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М. – Л. 1937. С. 13 – 40.
15. ***Кононова В.А*** (Отв. ред.). Магматические горные порды. Щелочные породы. М. «Наука». 1984. 415 с.
16. ***Мелентьев Б.Н., Ольшанский Я.И.*** Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе Na_2O – Al_2O_3 – $Ca_3(PO_4)_2$. Докл. АН СССР. Т. 86. № 6. !952. С. 1034 – 137.
17. ***Онохин Ф.М.*** Особенности структуры Хибинского массива. Л., Наука, 1975, 106 с.
18. ***Ферсмвн А.Е.*** Геохимические дуги Хибинских тундр. ДАН СССР, сер. А. 1931. № 14. С. 21 – 43.
19. ***Фивег М.П.*** Очерк Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения. Сб. «Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисувумчорр-Юкспор» Тр. Научно-иссл. Инст по удобр., вып. 89. М. 1932. с. 57 – 69.

ОГРАНИЧЕНО ЛИ ЧИСЛО МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ В ПРИРОДЕ?

А.П. Хомяков

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва, e-mail: imgre@imgre.ru

"Вероятно, недалеко то время, когда открытие нового минерала Земли сделается очень редким событием"
В.С. Урусов. Почему их только две тысячи? [9]

"Число не открытых минералов многократно превосходит
число минералов, установленных в природе к настоящему времени"
А.П. Хомяков. Почему их больше, чем две тысячи?" [15]

Отталкиваясь от отголосков дискуссии на страницах журнала "Природа", запечатленных в эпиграфах, отметим, что в минералогии конца XIX и большей части XX вв. безраздельно господствовало казавшееся бесспорным представление, что в кристаллическом состоянии на Земле существует около двух-трех тысяч минералов, основная часть которых уже найдена, и перспективы открытия новых минеральных видов крайне ограничены. Автору настоящей статьи удалось во многом разрушить указанный стереотип и обосновать представления о существовании в природе практически неограниченного числа еще не открытых минералов.

Последняя треть минувшего века ознаменовалась в минералогии поражающим воображение ростом темпов открытий изучаемых ею объектов. Только за период 1970-2000 гг. во всем мире было открыто примерно столько же минералов, что и за всю предшествующую историю минералогических открытий, в результате чего к концу указанного периода общая система природных кристаллических соединений увеличилась с двух до четырех тысяч видов, расширившись к настоящему времени до 4300 официально зарегистрированных минеральных видов. Более чем двукратное увеличение фонда природных минералов коренным образом изменило представления о химическом и структурном разнообразии минерального мира, особенностях распределения различных элементов в породах и рудах, позволило выявить принципиально новые виды минерального сырья, привело к полной переоценке многих типов месторождений полезных ископаемых, явилось мощным стимулом развития как самой минералогии, так и сопредельных наук. Это же положило начало кардинальному пересмотру сложившихся представлений об объеме общей системы минеральных видов и перспективах ее дальнейшего расширения.

Господствовавшая на протяжении почти столетия ***концепция ограниченности числа минеральных видов*** [5, 8-10, 26, 33] сохраняет свое значение, но лишь применительно к наиболее стабильной части минерального мира, охватывающей распространенные типы пород и руд с их минералами относительно простого состава и структуры, образующими кристаллы и зерна сравнительно крупных размеров. На смену ей постепенно приходит более универсальная ***концепция неограниченности числа минеральных видов***, охватывающая, наряду с рядовыми, уникальные типы пород и руд с минералами сложного состава и структуры, размером до нанометров включительно [11-20, 27-31].

Согласно нашим представлениям [14-16, 28, 29], разделяемым другими исследователями [4, 25], основным источником открытий новых минералов на современном этапе развития науки и техники являются уникальные месторождения, сформировавшиеся в аномальных геотектонических и геохимических обстановках. Условия образования подобных месторождений суммарно, в планетарном масштабе охватывают практически весь доступный экспериментальной технике диапазон вариаций главных физико-химических параметров T, P, X, pH, Eh, а также включают геологическое время и другие не реализуемые в эксперименте факторы. Это снимает многие барьеры, ограничивающие разнообразие природных кристаллических соединений, и служит базисом развиваемых автором представлений об отсутствии естественного предела числа минеральных видов (в рамках понятия вида, принятого КНМНМ ММА [34]).

Среди минералогически уникальных объектов природы особое место занимают массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов, которые, составляя ничтожную долю изверженных пород, превосходят по разнообразию минералов (свыше 1000 видов) породы любой другой формации. Их уникальность определяется сочетанием нескольких факторов, среди которых первостепенное значение имеют экстремально высокая щелочность агпаитовых магм, обусловливающая совместную концентрацию в них около половины элементов периодической системы, и чрезвычайное разнообразие кристаллических структур щелочных минералов.

В качестве наиболее яркого примера таких объектов в настоящей работе рассматриваются щелочные массивы Хибинских и Ловозерских тундр, значительно превосходящие другие массивы или месторождения мира как по общему числу (свыше 600), так и по числу впервые описанных в них (около 200) минеральных видов. Расположенные в центральной части Кольского полуострова в непосредственной близости друг от друга, они образуют гигантский, площадью около 2000 км^2, Хибино-Ловозерский комплекс агпаитовых нефелиновых сиенитов, с которым связаны крупнейшие в мире месторождения редкометально-фосфатного сырья. Хорошо изученные еще довоенными экспедициями Академии наук, возглавлявшимися А.Е. Ферсманом [3], они продолжают удивлять научный мир необыкновенными открытиями, о чем свиде-

тельствует следующая статистика: если за первый 80-летний период с начала детальных исследований (1890-1970 гг.) в них описано 33 неизвестных науке минерала, то за значительно более короткий период 1971-2005 гг. – около 150 таких минералов [21], причем их большая часть (свыше 80) установлена автором или при участии автора настоящей статьи.

Столь существенный вклад Хибин и Ловозера в общую систему минеральных видов за последний 35-летний период в значительной мере объясняется результативностью многолетних минералогических работ автора на глубоких горизонтах массивов, не затронутых процессами выветривания, где удалось выявить широкое распространение пересыщенных щелочными, летучими и редкими элементами силикатно-солевых пород ультраагпаитового типа [11-13, 28]. Специфической особенностью этих пород, приуроченных к ореолам редкометально-фосфатных месторождений, является присутствие целого ряда весьма необычных минералов, таких как натросилит $Na_2Si_2O_5$ и натрит Na_2CO_3, представляющих собой самые щелочные из установленных в природе силикат и карбонат натрия. Существование подобных водорастворимых солей в виде кристаллических фаз горных пород было невозможно предсказать на основе традиционных представлений, в связи с чем обнаружение их обильных скоплений в глубоких зонах массивов по существу означало открытие неизвестного ранее явления — ***ультращелочного состояния природного вещества***. В таком состоянии все электроположительные элементы периодической системы, менее основные, чем Na, проявляют амфотерные свойства, стимулирующие их переход из катионной в значительно более емкую анионную часть структуры магматических расплавов, а последние приобретают свойства универсальных растворителей, что обеспечивает возможность накопления в агпаитовых магмах громадных масс разнообразных полезных компонентов. Это определяет супергигантские размеры месторождений, связанных с агпаитовым магматизмом, их ярко выраженный комплексный характер и чрезвычайное минералогическое разнообразие.

В щелочных массивах агпаитовой формации, наряду с петрогенными O, Si, Al, Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti, собственные минералы образуют еще около 30 элементов: Li, Cs, Be, Sr, Ba, B, La, Ce, Y, Zr, Nb, P, Th, U, Ag, Au, Tl, Cu, Zn, Sn, Pb, As, Sb, Mo, W, Co, Ni, а также F, S, Cl, C, H, причем значительная часть минералов имеет весьма сложный состав, многие из них содержат до 10 элементов, занимающих самостоятельные позиции в кристаллической структуре. Автором [12, 14, 28, 30] выполнены подсчеты числа сочетаний из условно задаваемого числа химических элементов в системе (n) и числа видообразующих элементов в каждом отдельном минерале (m). При этом использованы два варианта выбора аргументов, в одном учитывалась примерно 1/3 элементов таблицы Менделеева ($n = 30$), образующих сравнительно простые соединения ($m \leq 5$), в другом – узкий круг типоморфных элементов щелочных пород ($n = 17$), образующих более сложные соединения ($m \leq 8$). Результаты подсчетов показали, что при $n = 30$ и значениях m от 2 до 5 число сочетаний равно 174406; при $n = 17$ и значениях m от 2 до 8 число сочетаний составляет 65518. При всей условности использованного подхода это позволило оценить число возможных минералов щелочных пород на уровне $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ видов.

Согласно развиваемым автором представлениям [12-20, 27-31], разнообразие природных минералов определяется не столько огромным числом возможных сочетаний химических элементов, сколько бесчисленным множеством структурных форм этих сочетаний, и связано не столько с макро-, сколько с микромиром минералов, к систематическому изучению которого наука еще только приступает.

Значение структурных особенностей минералов как фактора видового разнообразия минерального мира может быть раскрыто на примере типоморфных для агпаитовых пород цеолитоподобных титаносиликатов и их аналогов, для обозначения которых был введен термин **"**амфотеросиликаты**"** [12, 28, 32]. В структурах подобных минерлов с общей формулой $A_xM_ySi_pO_q$ (A – Na и другие высокощелочные катионы, M – Ti, Nb, Zr, Be и другие амфотерные элементы), Ti и его аналоги формируют вместе с Si каркасные, слоистые, ленточные и иные радикалы смешанного типа, отрицательный заряд которых компенсируется A-катионами. Присутствие Na среди последних имеет особо важное видообразующее значение в связи характерностью для его атомов уникального набора координационных чисел – от 4 до 12 – и форм соответствующих полиэдров, способных объединяться между собой вершинами, ребрами и гранями с формированием разнообразных структурных мотивов, в том числе одномерных и двумерных. Кроме того, в согласии с положениями "Второй главы" кристаллохимии силикатов [1], он как крупный катион выполняет в этих структурах роль темплата или "жесткого фрагмента", определяющего архитектуру более гибких MSiO-радикалов.

Еще более разнообразен в рассматриваемых структурах инвентарь M-O и Si-O фрагментов. Так, для Ti-полиэдров, наряду с одиночными и объединенными в пары октаэдрами, характерно образование различных по геометрии колец, цепей, лент, одноэтажных и n-этажных слоев, ажурных каркасов. Широкий полиморфизм Si-O фрагментов в структурах силикатов общеизвестен: например, одной и той же метасиликатной формуле $[SiO_3]_n$ могут соответствовать пироксеновая цепочка Si_2O_6, либо одна из более чем десяти различных по топологии лент; диметасиликатной формуле $[Si_2O_5]_n$ соответствуют кольцевые группировки, различные ленты, слои и каркасы. Наряду с однородными кремнекислородными мотивами, некоторым структурам свойственны сочетания разнородных Si–O фрагментов, таких как девятерные и тройные кольца в минералах группы эвдиалита, ленты и цепочки в виноградовите.

Обращаясь к взаимным комбинациям A-, M- и Si-O мотивов в структурах минералов состава $A_xM_ySi_pO_q$, отметим, что эти комбинации не менее разнообразны, чем сами мотивы, причем разнообразие MSiO-комбинаций резко возрастает с увеличением степени их конденсации. Так, среди смешанных анионных радикалов ленточных известно чуть более десятка, слоистых – около полусотни, а число каркасных радикалов исчисляется сотнями [7]. Многообразие катионных и анионных мотивов и их комбинаций объясняет обилие независимых структурных типов щелочных амфотеросиликатов и существование обширных семейств их Ti-, Nb-, Zr- и Be-представителей, многие из которых имеют близкий или идентичный элементный состав, но различаются стехиометрией и/или

структурными особенностями. Широкий спектр структурных типов установлен в алюмосиликатах, щелочных титанониобатах, фосфатах, карбонатах, галогенидах и сульфидах.

Число выявленных к настоящему времени индивидуальных структурных типов в природных соединениях различных химических классов более чем на порядок превосходит число элементов таблицы Менделеева [20], причем оно продолжает неуклонно увеличиваться с ростом фонда вновь открываемых минералов [6, 23]. С учетом вклада, вносимого в минеральное разнообразие множеством геохимических обстановок и физико-химических условий природных процессов в геологическом пространственно-временном масштабе, это вплотную подводит нас к выдвижению центрального в минералогии ***принципа неограниченности числа минеральных видов*** [22]. Его содержание впервые сформулировано автором в докладе на 14 съезде Международной минералогической ассоциации [27] и монографии [12]. Встреченные вначале с недоверием и скептицизмом, эти идеи затем довольно быстро получили широкое признание. В настоящее время *"большинство исследователей, исходя из различных эмпирических и теоретических предпосылок, склоняется к мнению, что число минералов практически не ограничено"* [24].

Разумеется, представление об отсутствии естественного предела числа минеральных видов, вытекающее из выдвигаемого принципа, нельзя рассматривать как буквальное или абсолютное по крайней мере по двум причинам. Во-первых, потому, что само понятие минерального вида обладает значительной неопределенностью, в связи с чем время от времени пересматривается международным сообществом минералогов. Так, хотя действующее в настоящее время определение минерального вида, принятое КНМНМ ММА [34], ограничивает рамки данного понятия природными веществами, обладающими трехмерной периодичностью кристаллической решетки, не исключено, что со временем оно распространится и на ультратонкие пленки с двумерной периодичностью атомных сеток, покрывающих грани кристаллов обычных минералов. Но столь радикальное изменение понятия минерального вида, рекомендуемое некоторыми исследователями [35], вряд ли изменит суть развиваемых нами представлений, хотя и существенно расширит перспективы открытий новых минералов в будущем. Во-вторых, число реально существующих, но еще не выявленных минералов не может быть больше любого наперед заданного предела, скажем, больше числа минеральных индивидов в составе земной коры, оцениваемого как $0.n - n \cdot 10^{31}$ [24].

Вместе с тем, по образному выражению Б.С. Горобца [2], известного специалиста в области кристаллофизики, с которым автор неоднократно обсуждал проблему неограниченности числа минеральных видов, *"физическая, геологическая, антропогенная, в том числе историко-культурная эволюция все время отодвигает вдаль воображаемый "предел". И в пространстве тысячелетий естественным нематематическим, культурологическим пределом открываемых минералов может явиться лишь уничтожение ноосферы"*. Другими словами, с большой вероятностью можно утверждать, что в культурологическом пространстве грядущих тысячелетий за открытием каждого n-го минерала неизбежно будет следовать открытие $(n+1)$-го. Если же ограничиться ближайшей перспективой, то по более или менее реалистическим прогнозам ожидается, что общее числоо установленных во всем мире природных минералов увеличится к 2020 г. от современных 4300 до 5000 [4] и к 2050 г. до 10-11 тысяч видов [17].

Обсуждая представления о практической неограниченности числа потенциально возможных минеральных видов, мы подчеркивали выше преимущественную принадлежность последних не столько к макро-, сколько к микромиру минералов, так как очевидно, что минералы, образующие кристаллы и зерна крупных размеров (1-10 см и более), в значительной степени уже открыты. В связи с этим отметим, что по своим размерам основная масса еще не выявленных минералов может быть условно разделена на четыре класса, соответствующих объектам визуального (1-10 мм), бинокулярного (0.1-1 мм), микро- (0.001-0.1) и наноуровней (<0.001 мм), причем, по нашей оценке [17], число минералов одного только "бинокулярного" уровня по крайней мере на порядок превосходит число минералов, установленных в природе к настоящему времени. Можно предположить, следовательно, что в ближайшие десятилетия пополнение общей системы минеральных видов будет все еще в значительной доле осуществляться за счет минералов первого и второго классов крупности. И хотя в подавляющем большинстве случаев они будут отнесены к минералогическим редкостям, изучение новых минералов будет по-прежнему представлять огромный интерес с научной и практической точек зрения. Среди них безусловно окажутся носители различных типов промышленного оруденения, а также объекты с уникальной структурой и технически важными свойствами. Познание еще не выявленной части минерального разнообразия Земли и других космических тел приведет к значительному изменению современной системы минералов и, как показывает опыт, существенно обогатит новыми минералогическими данными различные отрасли теоретических и прикладных наук.

В заключение автор выражает благодарность Б.С. Горобцу за полезные советы при обсуждении материалов статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00084).

Литература

1. ***Белов Н.В***. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 68 с.

2. ***Горобец Б.С.*** Конечны ли множества элементов научного и художественного поиска? // Общественные науки и современность. 2005. № 1. С. 138-147.

3. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Ред. А.Е. Ферсман и др. М.; Л: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.

4. ***Пеков И.В.*** Новые минералы: где их открывают // Соросовский образовательный журнал. 2001. Т. 7. № 5. С. 65-74.

5. ***Поваренных А.С***. О распространенности химических элементов в земной коре и числе минеральных видов // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1966. Вып. 2. № 20. С. 178-185.

6. ***Пущаровский Д.Ю., Урусов В.С.*** Структурные типы минералов: учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1990. 136 с.

7. ***Сандомирский П.А., Белов Н.В.*** Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. М.: Наука, 1984. 206 с.

8. ***Сауков А.А.*** О причинах ограниченности числа минералов // Вопросы минералогии, геохимии, петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 209-218.

9. ***Урусов В.С.*** Почему их только две тысячи? // Природа. 1983. № 10. С. 82-88.

10. ***Ферсман А.Е.*** О числе минеральных видов // Докл. АН СССР. 1938. Т.19. № 4. С. 271-274.

11. ***Хомяков А.П.*** Минеральные соли ультраагпаитовых пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геология рудных месторождений. 1988. № 1. С. 77-87.

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

13. ***Хомяков А.П.*** Ультраагпаиты – существенно новый тип пегматоидных образований в массивах агпаитовых нефелиновых сиенитов // Геохимия. 1993. № 8. С. 1183-1198.

14. ***Хомяков А.П.*** Системы природных и искусственных соединений как персекающиеся множества // Зап. ВМО. 1994. № 4. С. 40-43.

15. ***Хомяков А.П.*** Почему их больше чем две тысячи? // Природа. 1996. № 5. С. 62-74.

16. ***Хомяков А.П.*** Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов // Структура и эволюция минерального мира. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 98-99.

17. ***Хомяков А.П.*** Размер индивидов и эволюция представлений об общей системе минеральных видов // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. СПб: Всерос. минерал. об-во, 1999. С. 29-30.

18. ***Хомяков А.П.*** Концепция неограниченности числа минеральных видов и вклад структурного фактора в разнообразие природных кристаллических соединений // Юбилейная Фёдоровская сессия 2003. СПб: Всерос. минерал. об-во, 2003. С. 83-85.

19. ***Хомяков А.П.*** Об “основной минералогической задаче” – неограниченности числа минеральных видов // 120 лет со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Московское отд. Всерос. минерал. об-ва, 2003. С. 124-126.

20. ***Хомяков А.П.*** Ограниченность/неограниченность числа минеральных видов как фундаментальная проблема минералогии // Минералогия во всем пространстве сего слова. СПб: Рос. минерал. об-во, 2004. С. 43-44.

21. ***Хомяков А.П.*** Рекордный вклад Кольского региона в общую систему минеральных видов // Тр. III Ферсмановской науч. сессии Кольского отделения РМО, посвященной 50-летию КО РМО. Апатиты: Изд-во K & M, 2006. С. 96-98.

22. ***Хомяков А.П.*** Принцип неограниченности числа минеральных видов в структурном и культурологическом аспектах // III Межд. симп. "Минеральное разнообразие. Исследование и сохранение". София: Изд-во “Земята и хората”, 2007. С. 265-271.

23. ***Юшкин Н.П.*** История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. 52 с.

24. ***Юшкин Н.П.*** Современная минералогия и тенденции ее развития // Новые идеи и концепции в минералогии. Матер. III Межд. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 8-9.

25. ***Ярошевский А.А.*** Число минералов различных химических элементов: статистика и некоторые закономерности // Зап. РМО. 2003. № 1. С. 3-16.

26. ***Fleischer M.*** How many minerals? // Amer. Miner. 1969. V 54. P 960-961.

27. ***Khomyakov A.P.*** Diversity of alkaline rock minerals and the problem of quantity of mineral species // 14th IMA Gen. Meet. Stanford, 1986. P 140.

28. ***Khomyakov A.P.*** Mineralogy of hyperagpaitic alkaline rocks. Oxford: Clarendon Press, 1995. 224 p.

29. ***Khomyakov A.P.*** Recent mineral discoveries and the number of mineral species: a reconsideration // 17th IMA Gen. Meet. Toronto, 1998. P A156.

30. ***Khomyakov A.P.*** The distribution of minerals in hyper-agpaitic rocks in terms of symmetry: evolution of views on the number and symmetry of minerals // Geol. Greenland Surv. Bull. 2001. V 190. P 73-82.

31. ***Khomyakov A.*** Concerning the “Basic mineralogical problem” – unlimited number of mineral species // 32nd Int. Geol. Congr. Abst. vol. 1. Florence, 2004. P 309.

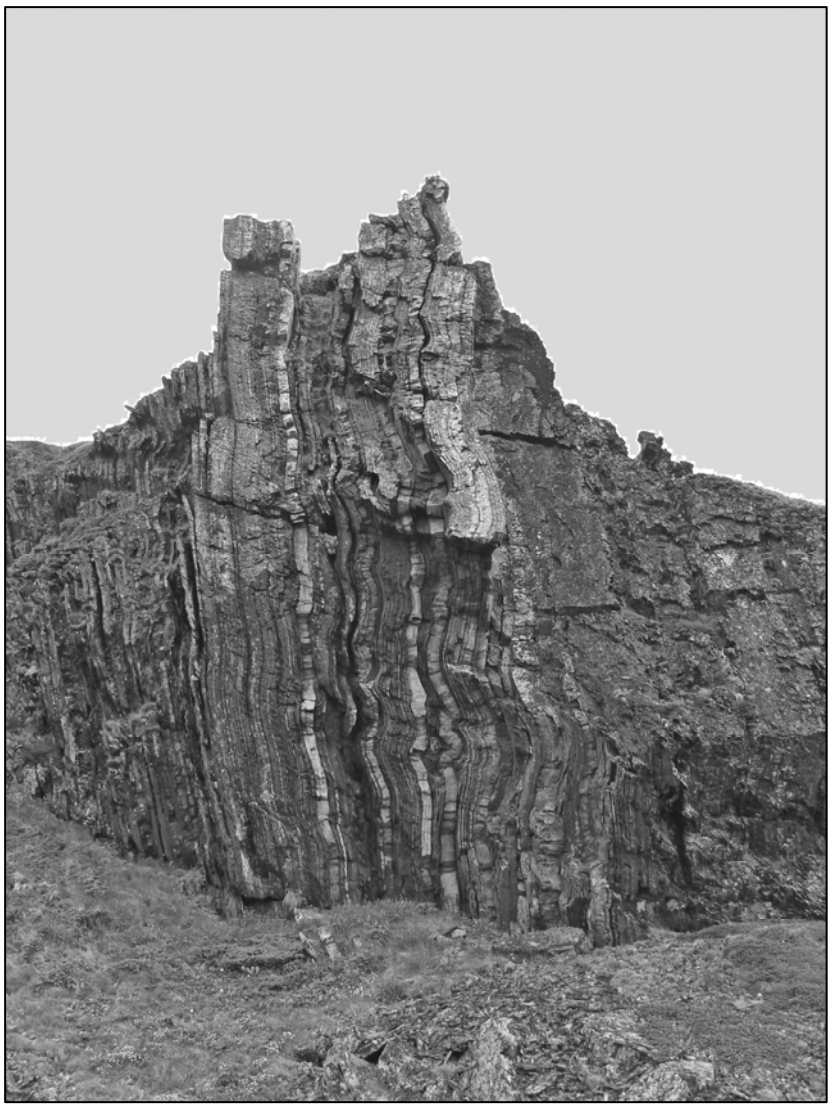
32. ***Khomyakov A.P.*** Zeolite-like amphoterosilicates of hyperagpaitic rocks and their unique properties // Micro- and mesoporous mineral phases. Rome: Acad. Lincei, 2004. P. 231-234.

33. ***Kostov I.*** Mineralogy. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1968.

34. ***Nickel E.H., Grice J.D.*** The IMA Commission on new minerals and mineral names: procedures and guidelines on mineral nomenclature, 1998 // Canad. Miner. 1998. V 36. P 913-927.

35. ***Skinner B.J., Skinner H.C.W.*** Is there a limit to the number of minerals? // Mineral. Rec. 1980. V 5. P 333-335.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА



ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Ф.П. Митрофанов

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: felix@geoksc.apatity.ru

Как следует из известной опубликованной в 1996 году Геологической карты Кольского региона масштаба 1 : 500000 (гл. редактор Ф.П.Митрофанов), важнейшее металлогеническое и горнорудное промышленное значение в Кольском регионе имеют позднеархейская, раннепротерозойская и палеозойская металлогенические эпохи.

Геодинамика Кольского полуострова понимается как длительная история формирования палеопротерозойского Кольско-Карельско-Лапландского (ККЛ) глубинного коллизиона, расположенного между Фенно-Карельским и Мурманским кратонами (архейскими гранит-зеленокаменными областями).

Значительная часть Кольского полуострова сложена мезо- и неоархейскими тоналит-трондьемит-гнейсо-(или гранулито)-мигматитовыми комплексами основания. Эти породы с возрастом 3.2 – 2.7 млрд. лет слагают архейские домены: Мурманский, Кольско-Норвежский, Инари, Беломорско-Терский. Домены иногда разделены, а чаще они включают, соответственно, межкратонные (энсиматические) и внутрикратонные (энсиалические) зеленокаменные пояса неоархея (лопия) (2.94 – 2.60 млрд. лет). Особенности Кольских зеленокаменных поясов заключаются в их очень интенсивном метаморфизме (до гранулитовой фации) и глубокой эрозии. Более древние породы архея в Кольском регионе пока не известны, хотя южнее, в Феннокарелии палеоархейские образования (до 3.6 млрд. лет) в виде нуклеусов небольших размеров установлены.

Особое место в архитектуре Кольского коллизиона занимает Кейвский террейн-аллохтонная мощная пластина ("террейн" в собственном смысле этого термина). Он сложен неоархейскими (2.9 – 2.6 млрд. лет) субсеквентными метавулканитами, анортозитами, щелочными гранитами и сиенитами, а также экстра высокоглиноземистыми гнейсами, кварцитами и карбонатными сланцами -метаморфизованными окончательно в палеопротерозойский орогенный этап (1.9- 1.7 млрд. лет) продуктами кор выветривания и зрелых осадков. Такие породные ассоциации и связанные с ними полезные ископаемые не известны нигде на Балтийском щите.

По геодинамике архея предложено много противоречивых гипотез. Представляется, что тектоника литосферных плит в полном современном ее содержании применима ко второй половине истории Земли (< 2.2 млрд. лет). Для архея предпочтительнее моделировать особую геодинамику пермобильных условий всех земных оболочек, обязанных как космическим (интенсивная метеоритная бомбардировка), так и эндогенным (наличие коровых астеносфер) факторам ранней Земли. Для этапов развития архейских зеленокаменных поясов особое значение имеют попытки разделения их на энсиматические и энсиалические, металлогения которых должна быть различной.

Из архейских месторождений в Кольском регионе сейчас интенсивно разрабатываются только железорудные месторождения BIF формации около г. Оленегорск. Компания ОЛКОН - составная часть холдинга "Северосталь" - может добывать в год до 15-20 млн. тонн руды. Имеется еще ряд неразрабатываемых месторождений такого типа в энсиалическом Оленегорском и в других зеленокаменных поясах региона, однако вторым железорудным месторождением в области является сейчас Ковдорское месторождение, приуроченное к щелочно-ультраосновным породам палеозоя.

Важной, еще не освоенной металлогенической зоной является архейский энсиматический зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья. Здесь в узкой, но очень протяженной полосе (> 100 км), сосредоточены крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta, Nb и REE (Колмозерское, Полмос, Васин-Мыльк), связанные с обширными полями гранитных пегматитов, столь характерных для некоторых зеленокаменных поясов Мира. Здесь же продолжается сейчас исследование Mo-Cu (с Au) месторождения Пеллапахк и ряда Au-месторождений (Оленинское, Няльм и др.). Пока здесь не обнаружены Ni-содержащие коматиитовые тела.

Крупнейшие в Мире запасы (до 3.5 млрд. т) сырья для производства силумина и алюминия заключены в 23 месторождениях кианита в Кейвском районе. Их разработка планировалась, но не началась, еще в советское время. В этом же районе известно крупное месторождение Сахарйок с Zr и REE рудами, связанными с архейскими (~ 2.6 млрд. лет) щелочными гранитами и сиенитами. В целом нужно подчеркнуть, что область Кейв является очень перспективной для будущего горнорудного производства. В этой области, кроме перечисленных месторождений, имеются еще перспективные рудопроявления на Ti и V. При этом Ловозерский район, как Саамский национальный округ, по договоренности может предоставить промышленности некоторые налоговые льготы.

Освоению горнорудной индустрией Кейвского региона будет способствовать также начало добычи с 2012 года Pt-Pd (+ Ni, Cu, Au) руд Федоровского месторождения.

Первая половина раннего протерозоя (2.53 – 1.98 млрд. лет) - это в регионе эпоха пульсационных плюм-рифтовых процессов разной глубины заложения. В это время были сформированы рифтогенный аккреционный Печенга-Имандра-Варзугский прогиб (пояс) и сопряженный с ним обдукционный Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс - меланж тектонических пластин и линз выдвинутого снизу нижнее-среднекорового вещества, в том числе эклогитоподобных пород, магматических ультрабазит-базитов, анортозитов и чарнокитов, и вероятных глубокометаморфизованных погруженных осадков и вулканитов.

Из этих образований наиболее изучены геология и металлогения осадочно-вулканогенных толщ сумия (2.55 – 2.40 млрд. лет) и рудоносные базитовые и ультрабазитовые интрузивные породы сумия (2.53 – 2.40 млрд. лет) и людиковия (2.00 -1.98 млрд. лет). Сумийские породы и руды характеризуют ювенильное мантийное вещество инициального интраплитного рифтинга, а людиковийские - конечного рифтинга красноморского типа.

Сумийские расслоенные массивы гипербазит-базит-анортозитового (местами диоритового) состава являются сейчас главными объектами геологических, металлогенических и разведочных работ в Кольском регионе. Уже разведаны и оценены запасы в сотни и десятки тонн Pt+Pd+Rh+Au с сопутствующими Ni и Cu трех месторождений - Федоровского, Малопанского и Восточнопанского. Эти месторождения, также как около 10 перспективных Pt-Pd рудопроявлений, находятся в расслоенных массивах Кольского пояса (рис. 1), сходных по геологии, малосульфидной металлогении и крупным рудным запасам с Фенно-Карельским поясом расслоенных интрузивов, называемым в Финляндии "Торнио-Нярянкавaара поясом". Все известные на Кольском полуострове месторождения и значительные рудопроявления Pt-Pd руд уже имеют российские государственные лицензии разного вида, выданные российским и международным горным компаниям.

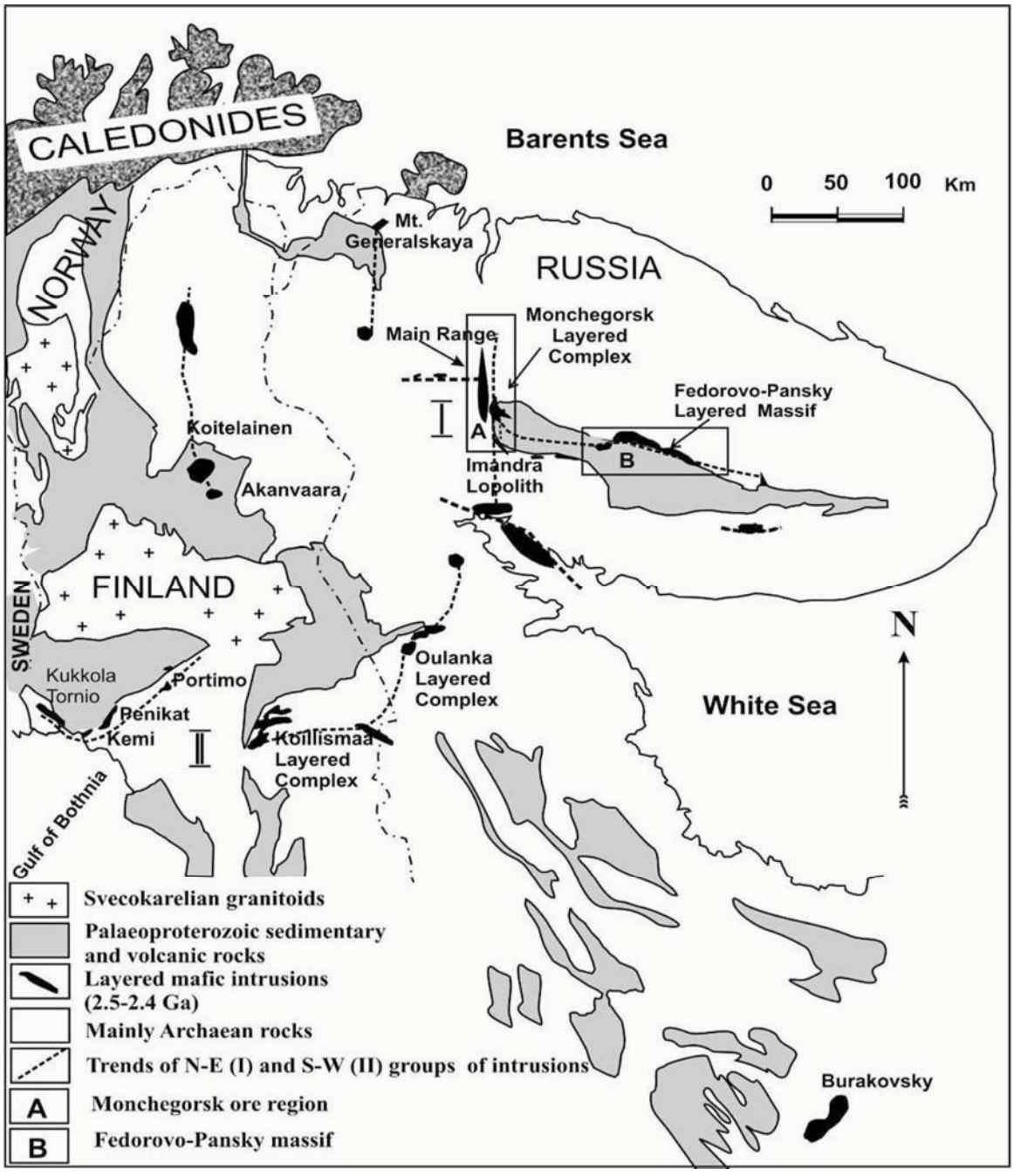


Рис. 1. *Положение раннепротерозойских (2.5 – 2.4 млрд. лет) базит-ультрабазитовых расслоенных интрузивов, известных своим Pt-Pd оруденением, в восточной части Балтийского щита.*

Кроме месторождений Федорово-Панского массива особенно интересным представляется Мончегорский район (рис. 1), где с 50х годов прошлого столетия уже добыто огромное количество Ni, Си, Со и где сейчас КГМК Норильскникеля проводит разведочные работы на Сг и Pd. По геологическим данным, это место сочленения нескольких крупных разломов и сдвигов, контролирующих размещение многочисленных ультрабазит-базитовых (включая анортозитовые) расслоенных интрузивов возраста от более 2500 до 2450 млн. лет (структура типа triple junction лучей плюма). Интрузивы имели разную глубину магматической кристаллизации

нескольких пульсов (фаз) расплавов, различную метаморфическую историю и разный уровень эрозионного среза. Наиболее ранние и глубинные породы вмещают Cr-залежи (Сопчеозерское месторождение). В основной массе расслоенных тел Мончегорского плутона хорошо известны разные генетические виды богатых и рассеянных Cu-Ni руд с существенными добавками МПГ. В верхних габбро-анортозитовых частях массивов разведуются Pt-Pd залежи ("риф" горы Выручуайвенч). Обогащенные МПГ породы (> 1 г/т) встречены в пробах из разных участков огромного массива габбро-анортозитов Главного хребта (рис. 1).

Известно, что второй по важности для России Ni-провинцией является Печенгский пояс малых тел габбро-верлитов. Здесь активно разрабатываются КГМК несколько месторождений Cu-Ni руд на небольшой площади северной части Печенгской структуры. Однако, геологи и геофизики полагают, что гораздо большая по площади Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура также содержит на глубине потенциально рудоносные гипербазит-базитовые тела печенгского типа.

Рис. 2 показывает, что в Кольском регионе имеются сотни архейских и раннепротерозойских базитовых и гипербазитовых тел. Из них в разной степени изучены и опоискованы на Cr, Cu-Ni, Pt-Pd и Ti-V руды только часть таких тел, картируемых на поверхности. Некоторые сейчас известны как содержащие месторождения. В последнее время нами установлено, что современные изотопные геохронологические и петрологические методы (U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr и др.) позволят достаточно надежно и экспрессно (по ограниченному числу анализов) различать базиты панского типа (в основном Pt-Pd) и печенгского типа (в основном Cu-Ni). В кратком и схематизированном виде это выглядит так: первые имеют изотопный возраст 2.5 – 2.4 млрд. лет $\mathcal{E}_{Nd}(T)$= отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ (в породе) к $^{143}Nd/^{144}Nd$ (в хондрите) = ─ 1-3, а вторые - изотопный возраст ~ 2.2-2.0 млрд. лет и $\mathcal{E}_{Nd}(T) \approx +1+5$. Эти важнейшие и некоторые другие изотопные характеристики сейчас апробируются Кольским научным центром РАН и Геологической службой Финляндии в рамках специальной совместной программы Jnterreg/TASIS. Использование таких методов позволит сократить и удешевить поисковое бурение, сделать поисковые и разведочные работы более экологически чистыми.

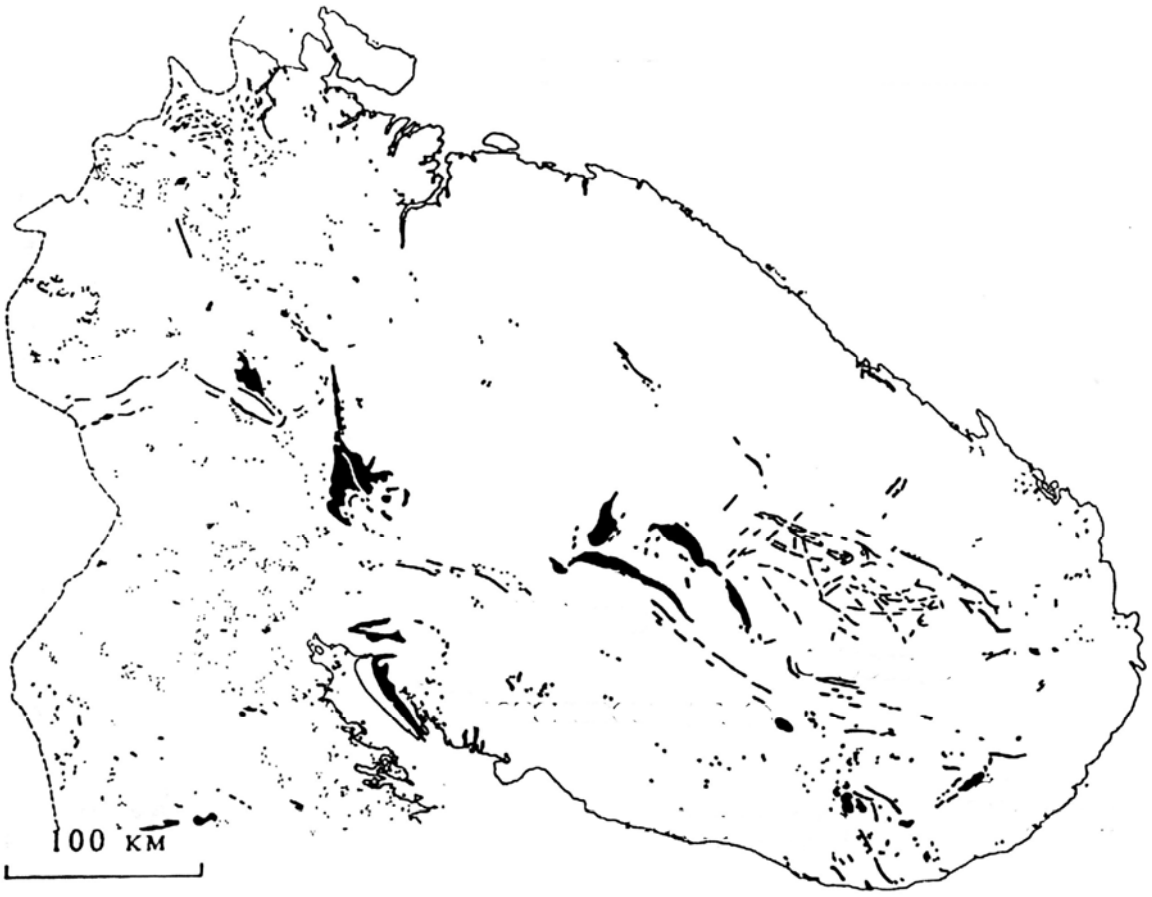


Рис. 2. *Схема размещения раннедокембрийских базит-гипербазитовых тел Кольского региона, возможных на опоискование Cr, Cu-Ni, Pt-Pd, Ti-V руд. (составлена по геолого-геофизическим данным Ю.Н. Нерадовским и Ф.П. Митрофановым).*

Во второй половине раннего протерозоя, в свекофеннское время (2.0 – 1.7 млрд. лет) коллизионные процессы с региональным метаморфизмом и кислым (местами щелочным) магматизмом сформировали мощную и стабильную континентальную кору Кольско-Карельско-Лапландского коллизиона. Гранитные и щелочно-мафитовые комплексы в регионе немногочисленные, но они имеют определенное металлогеническое значение.

До последнего времени в регионе активно разрабатывались керамические и слюдоносные пегматиты Енской группы месторождений, связанные со свекофеннским ультраметаморфизмом и анатексисом. Сейчас Норильскникель интенсивно и плодотворно разведует Ti-руды в сложном щелочно-мафитовом комплексе Гремяха-Вырмес с ильменит-апатитовым оруденением. Известны Mo-Sn рудопроявления среди многофазных гранитоидных массивов Лицко-Арагубской группы, в массивах Юовоайв, Стрельнинском, Умбинском, однако, несомненно, что свекофеннские гранитоиды Кольского региона по своему гранитофильному рудному потенциалу гораздо беднее гигантских массивов свекофеннид Финляндии и особенно Швеции. Зато для Кольских лопийско-карельских структур в свекофеннское время характерна реактивизация, мобилизация и переотложение Zr, Ta-Nb, REE рудного вещества, связанного со щелочными породами. Примером этого являются рудные концентрации этих элементов в Плоскогорском амазонитовом месторождении, а также в силекситах и в минерализованных щелочных гранитах структуры Кейв. Имеются изотопно-петрологические данные, что в этой структуре и гигантские скопления метаморфогенных минералов - кианита, ставролита, граната - связаны с коллизионным региональным метаморфизмом свекофеннского времени.

Позднепротерозойские - рифейские и вендские - в основном, терригенные, но и карбонатные (на севере), континентальные и реже шельфовые, неметаморфизованные породы развиты локально по периферии Кольского полуострова.

На юге, в Терском районе, в красноцветных песчаниках среднего (?) рифея давно известно, а сейчас официально законсервировано аметистовое месторождение "Мыс Корабль". Восточнее, в Кандалакшском районе, давно выработаны богатые Ag-содержащие полиметаллические (Pb, Zn) кальцитовые жилы. Такие же жилы, но с меньшим содержанием Ag, имеются на севере региона. Здесь же в верхнерифейских (?) - вендских морских отложениях находятся линзовидные скопления фосфоритов, которые могут быть перспективными на добычу. На полуострове Рыбачий ГИ КНЦ РАН предлагает опоисковать скважинами рифейские осадочные толщи на предмет их нефтегазоносности.

Конец докембрия и особенно ранний - средний палеозой в Кольском регионе рассматривается сейчас как время нового крупного плюмового щелочного магматизма. В отличие от раннепротерозойского ультрабазит-базитового плюма, который по своим особенностям (размерам, составу магм, длительности развития и пр.) может моделироваться как "горячее обширное поле (пятно)", палеозойский щелочной плюм проявлен цепочками крупных вулкано-интрузивных тел и отдельными мелкими телами ("горячими точками"). Таких тел насчитывается в регионе более 20, а даек и жил много больше. Щелочные породы этого этапа - лампрофиры, щелочные ультрамафиты, кимберлиты, карбонатиты, нефелиновые сиениты и пр. - известны во многих местах Кольского полуострова, но наиболее замечательными из них являются, конечно, гигантские массивы Хибинских и Ловозерских тундр, а также Ковдорский массив.

Почти все палеозойские щелочные тела региона обогащены в разной степени теми или иными полезными минералами и элементами. Некоторые из них интенсивно разрабатываются комбинатами Апатит и Ковдор на апатит, нефелин, сфен, магнетит, бадделеит, эвдиалит, флогопит, вермикулит. Другие месторождения только разведаны и полностью (или частично) законсервированы - редкометально-редкоземельные руды Ловозерского массива, перовскит-титаномагнетитовые руды Африканды и др.

Некоторый бум в регионе сейчас связан с поисками иностранными и российскими компаниями алмазоносных кимберлитовых трубок и россыпей. По многим известным геологическим признакам, Кольский полуостров может быть перспективным на коренные кимберлитовые тела, а обрамляющие его шельфовые осадки морей - на россыпные алмазоносные проявления. Сомнения вызывают два фактора: первый - большинство известных щелочных пород региона формировались из магм не алмазной фации глубинности, а менее глубинной мелилитовой фации; и второй - слишком глубоким был послепалеозойский эрозионный срез всех коренных пород Полуострова, в результате которого основная часть возможных трубок могла быть уничтожена. Но как бы там не было, слабо алмазоносные непромышленные кимберлитовые трубки сейчас известны в Ермаковском поле Терского берега, отдельные кимберлитоподобные дайки найдены в разных частях региона, мелкие единичные зерна алмазов и скопления минералов-спутников установлены на суше в шлихах подпочвенных пород и в морских осадках Баренцева моря и особенно Белого моря. К тому же надо отметить, что вся юго-восточная часть Кольского полуострова, наиболее перспективная на кимберлитовые трубки, интенсивно заболочена и, соответственно, геологически пока плохо изучена.

Много надежд когда-то было связано с поисками в регионе мезо-кайнозойских кор выветривания и сопутствующих им полезных ископаемых. Установлено, что на Кольском полуострове коры выветривания сохраняются очень редко под мощным (до сотен метров) моренными отложениями. С такой корой выветривания генетически связано крупное вермикулит-гидрофлогопитовое месторождение в Ковдоре. К сожалению, важных для промышленности каолиновых кор не установлено.

Наконец, в кайнозое промышленные полезные ископаемые в регионе связаны с межледниковыми эпохами, когда в озерных условиях формировались залежи строительных глин, песков, гравия.

Статья не касается нефтегазовых месторождений Баренцевоморской плиты. Она посвящена только полезным ископаемым Кольской континентальной части Балтийского щита.

Работа выполнена при организационной и финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН, Государственных контрактов Федерального агенства по науке и инновациям 02.445.11.7403 и 02.515.1 1.5058 и Гранта РФФИ 07-05-00956а.

КРУПНАЯ КОЛЧАНОВИДНАЯ СКЛАДКА И РАЗЛОМЫ В КЕЙВСКОМ ТЕРРЕЙНЕ, СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.В. Балаганский[1], А.Б. Раевский[1], В.А. Тюремнов[1], С.В. Мудрук[1,2]

[1]Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты
[2]Мурманский государственный технический университет, г. Мурманск

Кейвский блок на северо-востоке Балтийского щита радикально отличается от смежных блоков. Некоторые типы пород, очень широко развитые в его пределах, почти не встречаются ни в одной другой структуре Балтийского щита. Наибольшую известность среди них получили высокоглиноземистые, часто гигантозернистые кианитовые, гранатовые и ставролитовые парасланцы архейского возраста [3] и щелочные граниты [1], являющие собой уникальный пример неоархейского анорогенного щелочногранитного магматизма [9]. Главные деформации и метаморфизм архейских парасланцев происходили ~1.9 млрд. лет тому назад [4]. В потенциальных полях Кейвский блок отличается интенсивной положительной магнитной аномалией, размеры которой в целом соответствуют размерам блока, и аномалией силы тяжести с контурами, близкими контурам блока, а также выделяется и по геоэлектрическим данным [11]. Все это позволяет классифицировать Кейвский блок как классический экзотический террейн [8].

В Кейвской структуре обнажаются не только архейские, но и палеопротерозойские супракрустальные толщи, и она считалась эталоном для изучения стратиграфии раннего докембрия, включая границу архей-протерозой [2, 10, 13]. Представления о ней как примере неоархейских и палеопротерозойских пород, сохранивших первичные стратиграфические соотношения, являются общепризнанными и в настоящее время (например, [12]). Вместе с тем появились идеи о том, что соотношения между указанными породами являются тектоническими. А.Е. Милановский [5] одним из первых предположил, что структура палеопротерозойских толщ и обрамляющих его неоархейских сланцев в районе хр. Серповидного является коллажем тектонических чешуй и линз. К выводу о тектонических границах между многими толщами в Кейвском террейне пришли М.В. Минц с коллегами [7], а также некоторые другие исследователи. Характер залегания палеопротерозойских пород в районе хр. Серповидного имеет важное значение для стратиграфии и тектоники, причем не только Кейвского террейна, но и всего северо-востока Балтийского щита. Если идеи о линзовидно-чешуйчатом типе строения этого района верны, то необходимы существенные изменения общепринятых стратиграфических и тектонических схем. В рамках комплексных исследований Кейвского террейна, начатых в 2006 г. по инициативе Ф.П. Митрофанова, авторами данного сообщения была поставлена и решалась следующая задача: является ли Кейвский террейн коллажем тектонических пластин или же ненарушенным стратиграфическим разрезом раннего докембрия. В 2006–2007 гг. в районе хр. Серповидного авторы провели магнитную съемку в сочетании с геологическим картированием и структурными наблюдениями и получили следующие результаты.

1. Палеопротерозойская структура хр. Серповидного сложена тремя толщами, смятыми в изоклинальную складку длиной 8 км, шириной 2 км, с пережатым ядром и осевой поверхностью, падающей к ССВ (рис. 1, А). Южное ее крыло почти полностью срезано падающим к ССВ разломом, что ранее уже было показано в [2]. Эта складка выявляется как по геологическим наблюдениям, так и по магнитными данным. Средняя, метабазальтовая толща почти везде обнажена в виде коренных глыб и развалов и является идеальным маркирующим горизонтом. В ее составе преобладают сильно магнитные породы (κ до 130×10^{-3}), тогда как северная толща сложена парагнейсами, парасланцами, амфиболитами и мраморами, которые, как и окружающие кейвские парасланцы, практически немагнитны ($\kappa \leq 1\times10^{-3}$). В результате на карте магнитных аномалий граница между северной и средней толщами устанавливается однозначно. В отличие от северной, южная толща парагнейсов, парасланцев и амфиболитов является сильно магнитной (κ до 250×10^{-3}), но отделена от магнитных метабазальтов горизонтом немагнитных сланцев, и этот горизонт надежно маркирует границу между средней и южной толщами. Карта структуры, составленная под руководством В.Г. и Л.А. Гаскельбергов с использованием съемочных материалов геологов 1950-х годов [2], верно отражает границы всех трех толщ.

2. При метаморфизме в породах средней и южной толщ местами образовались рассеянные зерна и тонкие жилки магнетита, что ранее было отмечено в [2]. Предварительные палеомагнитные исследования показали, что ориентировка в этих породах главного NRM компонента отвечает времени Лапландско-Кольской орогении (1.9–2.0 млрд. лет). Следовательно, метаморфизм и деформации, включая складчатые, имеют этот же возраст.

3. Породы в западном замыкании складки круто падают к СЗ (см. рис. 1, А), что исключает пологое погружение шарнира к ВЮВ, обязательное при обычной морфологии складки. В восточном замыкании на обоих крыльях породы (суб)вертикальны, и шарнир должен быть также (суб)вертикальным. Таким образом, мы имеем дело с колчановидной складкой (*sheath fold* в англоязычной литературе). Такие складки образуются при больших величинах деформации простого сдвига ($\gamma \geq 10$ [16]). Наклонные колчановидные складки километрового масштаба отражают мощные горизонтальные движения, при которых линейность располагается параллельно осям этих специфических, заметно вытянутых структур, что было показано на примере Альп [17].

4. Залегание сильно магнитных средней и южной толщ среди почти немагнитных пород и небольшая мощность рыхлых отложений (обычно <1 м) позволили оценить морфологию складки по магнитным данным.

По специальной методике [14] интерпретировались наблюдения с шагом 20 м по профилям, перпендикулярным простиранию складки, и в первом приближении оценивались углы наклона южной и

северной границ ансамбля магнитных пород и глубины их распространения. Были подтверждены колчановидная морфология складки и синформный ее характер, а также были выявлены осложняющие ее структуры (рис. 2). Длина ядра складки, сложенного магнитными толщами, должна составлять вдоль оси "колчана" не менее 4 км. Так как в складку смята и немагнитная северная толща, длина всего "колчана" оценивается не менее чем в 5 км (рис. 1, Б).

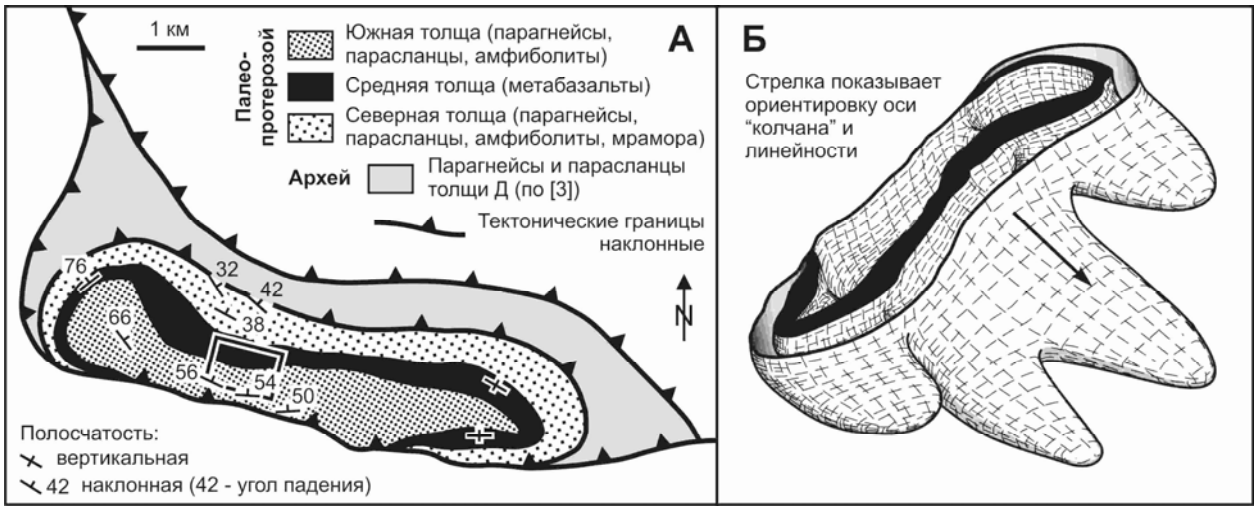


Рис. 1. *(А) Схема геологического строения района хр. Серповидного (границы толщи Д даны по [2]); прямоугольник – участок, показанный на рис. 3. (Б) Примерная морфология складки, приведенной на (А), реконструированная по структурным наблюдениям и магнитным данным (рис. 2).*

5. Разлом, который срезает южное крыло складки, одновременно является и южной границей палеопротерозойских пород. Северная граница палеопротерозойской структуры также имеет тектонический характер, так как она срезает пласты мраморов северной толщи под углами не менее 15–20º. Эта тектоническая граница смята в складку, и ее образование следует связывать с более ранними деформациями. Таким образом, колчановидная складка и смятые в нее породы находятся внутри линзы с тектоническими границами разного возраста: северная является более ранней (до складки), а южная – более поздней (после).

6. Для уточнения строения южной и средней толщ была проведена магнитная съемка по профилям через 25 м с шагом 5 м и построена карта магнитных аномалий (рис. 3, А). Эти аномалии коррелируются с пластами конкретных пород, что позволило сначала построить карту структурных линий (прил. 3, Б), а затем по срезанию одних линий другими установить разломы (рис. 3, В). Выделены древние разломы, параллельные границам между породами или срезающие их под острым углом, и молодые, срезающие под большим углом как границы между породами, так и древние разломы. Таким образом, в колчановидную складку сминались тектонические пластины и линзы палеопротерозойских пород.

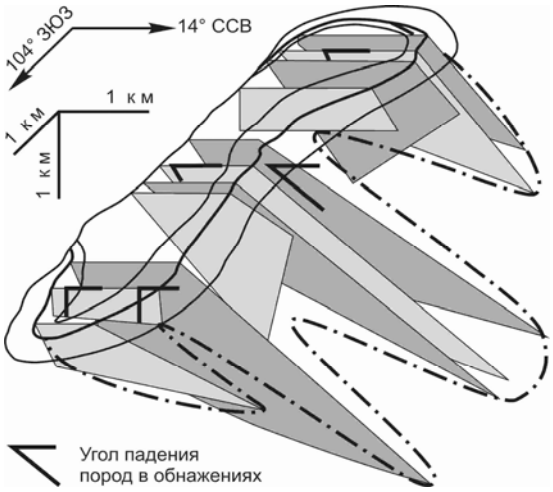


Рис. 2. *Примерная морфология ядра складки, сложенного магнитными толщами, залегающими среди немагнитных (реконструкция по результатам интерпретации магнитных данных; штрих-пунктир – шарнир для контакта между средней магнитной толщей и северной немагнитной).*

7. Тектоническая линза палеопротерозойских пород, в свою очередь, залегает внутри архейских гнейсов и сланцев пачки Д (по [3]), контуры выходов которой отвечают линзе с острыми западным и восточным окончаниями (см. рис. 1, А). Южная граница и восточное окончание линзы являются тектоническими, что ранее уже было показано в литературе [2]. Резко заостренный характер западного окончания также предполагает его разломный, а не складчатый характер. Следовательно, не только палеопротерозойские породы, но и архейские кейвские сланцы и гнейсы залегают в виде тектонических пластин и линз, образование которых, скорее всего, следует связывать с надвиганием Мурманского блока на Кейвский к юго-западу, отмеченным в [7].

Таким образом, в западной части Кейвского террейна выявлено не обычное стратиграфическое залегание пород, а тектоностратиграфия, когда внутри толщ и пачек залегание пород отражает их стратиграфические

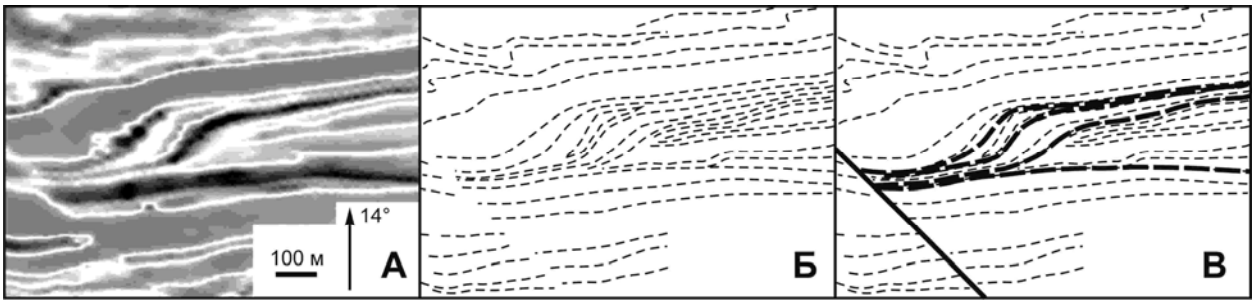


Рис. 3. *(А) Карта магнитных аномалий модуля поля |T| (вариации до 5500 нТ) центральной части палеопротерозойской структуры хр. Серповидного. (Б) Структурные линии, построенные по магнитным аномалиям. (В) Разломы, выявленные по структурным линиям. Размеры участка – 1000×600 м.*

взаимоотношения, но границы между толщами и пачками являются тектоническими. Считавшийся тектонически спокойным Кейвский блок несет следы серьезных проявлений горизонтальной тектоники, принципиально сходной с установленной в такой глубоко метаморфизованной и сложно дислоцированной структуре как Беломорский подвижный пояс [6, 15]. Установление тектоностратиграфии в структуре, являвшейся эталоном для стратиграфии раннего докембрия северо-востока Балтийского щита, наряду со свидетельствами существенных горизонтальных перемещений подтверждает выводы многих геологов о необходимости перекартирования раннедокембрийских комплексов (прежде всего, архейских; например, [18]).

Исследования были проведены при финансовой поддержке программы ОНЗ–6 РАН "Геодинамика и механизмы деформации литосферы".

Литература

1. ***Батиева И.Д.*** Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука. 1976. 224 с.
2. ***Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И.*** Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 238 с.
3. ***Бельков И.В.*** Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР. 1963. 322 с.
4. ***Загородный В.Г., Радченко А.Т.*** Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1983. 93 с.
5. ***Милановский А.Е.*** Структурное положение и история формирования карельских образований хребта Серповидного // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кольский филиал АН СССР. 1984. С. 102–112.
6. ***Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.*** Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
7. ***Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.*** Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).
8. ***Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б.*** Геохронология пород и процессов в архейских доменах Кольской провинции Балтийского щита // Мінералогічний журнал. 2004. Т. 26. № 3. С. 33–39.
9. ***Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.*** Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
10. ***Негруца Т.Ф.*** Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты: КНЦ РАН. 1988. 79 с.
11. Прогнозная модель глубинного строения района заложения геофизического профиля "2" на востоке Кольского полуострова / Под ред. *Ф.П. Митрофанова*. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2000. 49 с.
12. ***Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.*** Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Кольский научный центр РАН. 2002. 359 с.
13. ***Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К.*** Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Апатиты: Кольский научный центр РАН. 1994. 96 с.
14. ***Раевский А.Б.*** Итерационное решение обратной задачи для модуля магнитной индукции // Физика Земли. 2008. № 6 (в печати).
15. ***Эз В.В.*** Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра. 1978. 191 с.
16. ***Cobbold P.R., Quinquis H.*** Development of sheath folds in shear regimes // Journal of Structural Geology. 1980. V. 2. Nos. 1/2. P. 119–126.
17. ***Lacassin R., Mattauer M.*** Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps // Nature. 1985. V. 315. P. 739–742.
18. ***Myers J.S.*** Protoliths of the 3.8–3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland // Precambrian Research. 2002. V. 105. Nos. 2–4. P. 129–141.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И СОСТАВЫ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫХ МАССИВОВ КОЛЬСКО-КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

П.А. Балыкин, Т.Е. Петрова

Институт геологии и минералогии Сибирского отделения РАН,
г. Новосибирск, e-mail: balykin@uiggm.nsc.ru

В пределах Балтийского щита широко проявился протерозойский рифтогенез с формированием шести разновозрастных рифтогенных систем [6]. Наиболее крупными по размерам являются Кольская или Печенгско-Варзугская и Карельско-Лапландская рифтогенные системы. В этих структурах и в их обрамлении широко развиты субсинхронные по возрасту (2365–2507 млн. лет) и близкие по составу раннепротерозойские расслоенные перидотит-габбровые массивы (ПГМ). Кольская (Печенгско-Варзугская) рифтогенная система подразделяется на Печенгскую и Имандра-Варзугскую шовные грабенообразные структуры и разделяющее их Кольское центральное поднятие. ПГМ развиты в северном и южном бортах Имандра-Варзугской структуры (Федоровы и Панские тундры, Имандровский), на западном ее замыкании (Мончегорский, Мончетундровский и другие), на Кольском центральном поднятии (Островной, Улитоозерский) и на западном его замыкании (горы Генеральской, Карикъявр, Верхнетуломский). В Карельско-Лапландской рифтогенной системе ПГМ развиты не только на территории Кольско-Карельского региона, но и в Северной Финляндии, формируя здесь пояс Нярянкваара – Торнио [9]. В средней и северо-западной частях структуры размещаются Ципринга, Киваккский, Луккулайсваара и другие массивы. В юго-восточной части структуры расположены Бураковско-Аганоозерский, Волошевский, Монастырский и другие массивы.

На основе литературных и оригинальных петрохимических данных (приведённых в приложении к диссертации П.А. Балыкина) [1] проведена формационная типизация этих массивов по вещественному составу, оценка составов исходных расплавов и их численное моделирование с использованием программы «Comagmat-3.3» [11]. ПГМ Кольско-Карельского региона подразделяются по вещественному составу на дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые (Мончегорский, Киваккский и др.), дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые (Фёдоровы и Панские Тундры, массивы Главного хребта и др.) и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовые (Бураковско-Аганоозёрский, Волошевский и др.) [1, 2]. Такое их подразделение можно, в частности, продемонстрировать различиями в содержаниях нормативного ортопироксена в петрографических группах в ПГМ Кольского полуострова, Карелии и ряда других регионов (рис. 1). По вариациям этого параметра установлено отчётливое обособление этих массивов как минимум в две группы: с высокими содержаниями нормативного ортопироксена в субультрамафитах (Мончегорский, Киваккский, Бушвельдский и Стиллуотерский) и относительно низкими их содержаниями (Мончетундровский, Волчьи, Фёдоровы и Панские Тундры, Бураковско-Аганоозёрский, Нижнемамоновский, Подколодновский, Чайский).

На примере ряда наиболее изученных ПГМ региона ниже приведено краткое описание выделенных их формационных типов, приведены оценки составов исходных расплавов и РТ-условия их формирования. В ряду дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовых массивов Кольско-Карельского региона наиболее детально изученным является Мончегорский, расположенный в центральной части Кольского полуострова. Возраст рудного норита плутона, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 2507±9 млн. лет; пегматоидного габбронорита – 2497±21 млн. лет [3]. В Мончегорском интрузиве выделяют маломощную норитовую и габброноритовую краевую и донную зону, базальный лерцолит-гарцбургитовый горизонт, бронзититовую и габбронорит-норитовую зоны общей мощностью 1–1.5 км [5, 7]. Жильная серия плутона представлена дайками мелкозернистых перидотитов, пироксенитов и габброидов, обогащенных сульфидами, пегматоидных габброноритов и диоритоидов и жилами сплошных сульфидных руд [5]. Породообразующими минералами пород массива являются хризолит-форстерит (Fo_{79-94}) лабрадор-битовнит (An_{60-88}), диопсид-авгит ($En_{45-55}Fs_{6-9}Wo_{34-48}$), бронзит ($En_{77-89}Fs_{10-20}Wo_{1-6}$). Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, магнетитами, ильменитами, сульфидами и минералами ЭПГ. Массиву свойственна следующая последовательность формирования минеральных парагенезисов: Ол + Шп $\rightarrow$ Ол + РП ± МП, Шп $\rightarrow$ МП + РП ± Ол, Шп, Пл $\rightarrow$ Пл + РП ± Ол, Шп $\rightarrow$ Пл + МП + РП ± Ол, Мт, Ил. Петрохимическая структура Мончегорского плутона представлена ультрамафитовой, субультрамафитовой и мафитовой группами. Состав мафитовой группы оценивается как умеренно меланократовый, магниевый, низкощелочной, весьма высоконатриевый, крайне низкотитанистый и низкоглиноземистый. Ультрамафитовая и субультрамафитовая группы пород – высокомагнезиальные, весьма низкощелочные, характеризуются низкими содержаниями титана и алюминия. Таким образом, по набору групп пород, их объемному соотношению и преобладанию того или иного типа пород в петрографических группах Мончегорский массив следует типизировать как габбронорит-бронзитит-гарцбургит-дунитовый и, соответственно, он представляет собой глубокоэродированный срез массивов дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритового формационного типа [1].

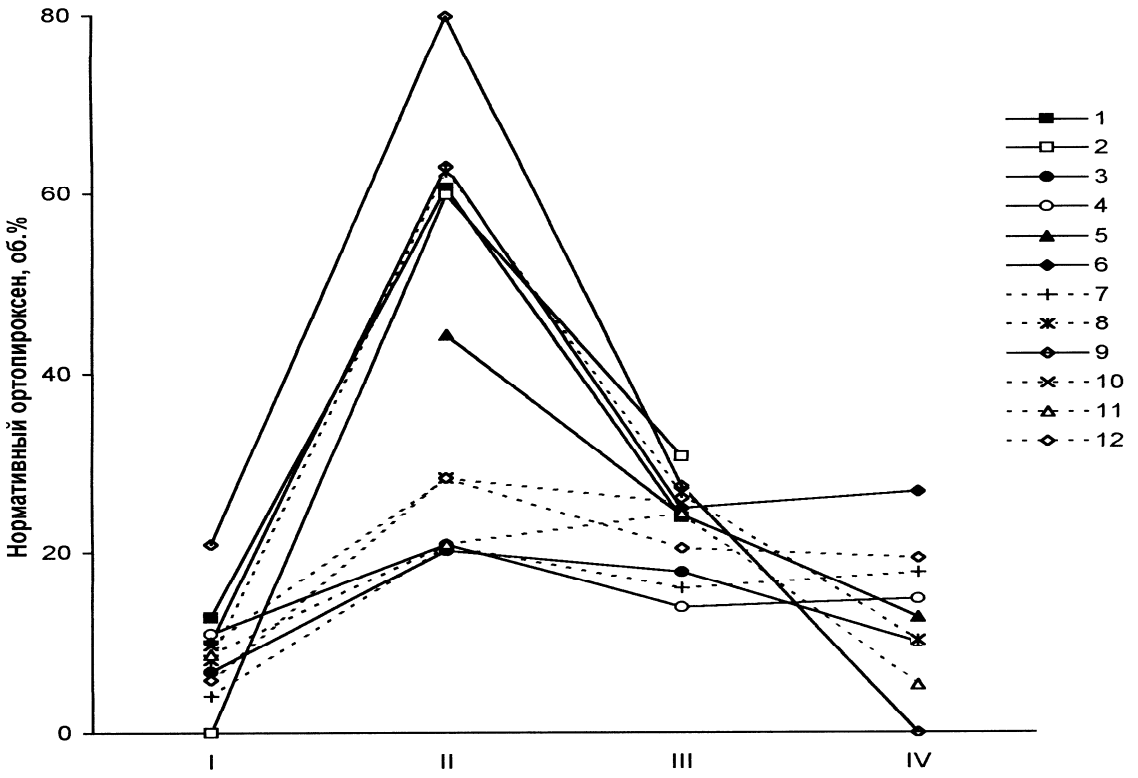


Рис. 1. *Вариации содержаний нормативного ортопироксена в петрографических группах раннепротерозойских перидотит-габбровых массивов Кольского полуострова и Карелии, а также Бушвельдского, Стиллуотерского, Нижнемамоновского и Чайского.*
1 – 12 – Массивы: 1 – Мончегорский; 2 – Кивакккский; 3 – Мончетундровский; 4 – Волчьи Тундры; 5 – Панские Тундры; 6 – Федоровы Тундры; 7 – Бураковско-Аганоозерский; 8 – Бушвельдский; 9 – Стиллуотерский; 10 – Нижнемамоновский, 11 – Подколодновский; 12 – Чайский.I – IV – Группы пород: I – ультрамафитовая, II – субультрамафитовая, III – мафитовая, IV – субмафитовая.

Массивы Главного хребта (Мончетундровский, Чунатундровский и другие), известные в литературе под названием «габбровый массив Главного хребта», расположены непосредственно западнее Мончегорского плутона и прослеживаются в субмеридиональном направлении на 65 км, занимая площадь около 500 км^2 [7]. Пространственная ориентировка расслоенности в массивах характеризуется выдержанным субмеридиональным простиранием с преобладающим пологим падением на запад, юго-запад. По данным Е.В. Шаркова [7], в строении массивов следует различать три зоны. Нижняя зона сложена оливинсодержащими и безоливиновыми габброноритами с маломощными прослоями вебстеритов, лерцолитов и дунитов. Мощность зоны не менее 500–600 м. Зона трахитоидных габброноритов и лабрадоритов формирует среднюю часть разрезов массивов. Мощность зоны варьирует от 0.3 до 2.5 км. Зона крупнозернистых лейкократовых габбро и лабрадоритов мощностью 2.5 –3.0 км слагает верхние части разрезов массивов. Возраст трахитоидного габбронорита из Мончетундровского плутона, определенного U-Pb методом по цирконам, составляет 2505±6 млн. лет и 2501±8 млн. лет; анортозита из дайки в габброидах Главного хребта - 2467±7 млн. лет [3]. Порообразующими минералами пород массивов являются андезин-битовнит (An_{30-79}), авгит, бронзит-гиперстен ($f_{РП}$ = 14-39%), хризолит-гиалосидерит ($f_{Ол}$ = 27-33%). Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, магнетитами, ильменитами и сульфидами. Ультрамафитовой, субультрамафитовой и мафитовой группам пород этих массивов свойственен низкощелочной, натриевый, весьма низкотитанистый, магниевый, средне- и низкоглиноземистый уклон. Породы субмафитовых групп обладают весьма высоконатриевым, крайне низкотитанистым, весьма и крайне высокоглиноземистым уклоном с широкими вариациями по щелочности и железистости (от весьма низкощелочных магниевых анортозитов и лейкогаббро до субщелочных и железомагниевых кварцсодержащих диоритов). Таким образом, по набору групп пород, их объемному соотношению и преобладанию того или иного типа пород в петрографических группах массивы Главного хребта следует типизировать как дунит-лерцолит-вебстерит-анортозит-габброноритовые в целом довольно близких по составу одноименных групп пород к Мончегорскому массиву и кардинально отличающихся от классических габбро-анортозитовых комплексов из различных регионов Мира.

Дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый тип Кольско-Карельского региона представлен Бураковско-

Аганоозерским, Монастырским и другими массивами. Наиболее изученным среди них является Бураковско-Аганоозерский массив, расположенный в юго-восточной части Карельско-Лапландской рифтогенной структуры [4, 6]. Абсолютный возраст плутона определялся U-Pb (по цирконам) и Sm-Nd (минеральная изохрона) методами и составляет 2449 ± 1.1 и 2365 ± 100 млн. лет соответственно [10]. Массив состоит из двух магматических тел. Сначала формировалась Аганоозерская интрузия, имеющая форму наклонённой к юго-западу воронки и сложенная преимущественно ультраосновными породами. Затем произошло образование Бураковского существенно габброидного лополита [4]. В строении Бураковско-Аганоозерского массива выделяют расслоенную серию, эндоконтактовую и жильную фации. Расслоенная серия снизу вверх сложена 5 зонами: ультрамафитовой (3–3.5 км), представленной дунитами, гарцбургитами, верлитами, лерцолитами и хромититами; пироксенитовой (100–200 м), сложенной клинопироксенитами, вебстеритами и бронзититами; габброноритовой (1100 м); пижонитовых габброноритов (1200 м); магнетитовых габброноритов и ферродиоритов (800 м). Краевая эндоконтактовая зона мощностью до 400 м сложена мелкозернистыми габброноритами и вебстеритами; жильная – пикритами, мелкозернистыми габброноритами, диабазами и диоритовыми порфиритами. Породообразующие минералы представлены андезин-битовнитом (An_{30-90}), феррогортонолит-хризолитом (Fo_{22-84}), диопсид–салитом ($En_{40-54}Fs_{8-24}Wo_{22-49}$), бронзит-гиперстеном ($En_{44-89}Fs_{15-38}Wo_{1-7}$); акцессорные – хромшпинелидами, магнетитами, ильменитами, сульфидами и минералами ЭПГ. Массиву свойственна следующая последовательность формирования минеральных парагенезисов: Ол + Шп → МП + РП ± Ол, Пл, Шп → Пл + МП + РП ± Ол, Мт, Ил → Пл + МП + Пж ± Мт, Ил → Пл + МП + Пж + Мт, Ил. Большинству пород массива свойственен низкощелочной, крайне низкотитанистый, магниевый уклон с вариациями по глиноземистости от низкоглиноземистых до высокоглиноземистых. На диаграмме Al_2O_3 – MgO точки составов пород массива образуют три резко обособленных группы пород: дунит-перидотит-пироксенитовую, габброноритовую и анортозитовую [1]. Выявленный тренд вариаций составов пород в данных координатах кардинально отличается от такового в Мончегорском, Киваккском и Бушвельдском дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовых массивах и идентичен тренду в дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовых массивах [1]. Имеются различия между этими двумя типами массивов по содержанию и характеру распределения РЗЭ, а также изотопным характеристикам. Распределение нормированных на хондрит содержаний РЗЭ в породах Бураковско-Аганоозёрского массива характеризуется слабо выраженным отрицательным спектром распределения с их вариациями от 0.5 до 70. $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в породах массива варьируют в пределах 0.7021–0.7040 [8]. Для дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовых массивов характерен фракционированный отрицательный спектр распределения нормированных содержаний РЗЭ с вариациями отношений содержаний РЗЭ в породах к содержаниям их в хондрите от 10 до 100 и более раз. $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения варьируют в пределах 0.7030–0.7070 [13, 14]. На основе всего вышеперечисленного, Бураковско-Аганоозерский массив следует типизировать как дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый, что не согласуется с устоявшимися представлениями о формационной аналогии его Бушвельдскому массиву.

Численное моделирование процессов кристаллизации выбранных вариантов составов исходных расплавов перидотит-габбровых массивов Кольско-Карельского региона производилось на основе программы «Comagmat-3.3» [11]. Использование этой программы преследовало, прежде всего, цель выбрать из анализируемых вариантов исходных расплавов тот состав, при моделировании процесса кристаллизации, которого, реализуется наибольшее приближение модельных и реально установленных породных и минеральных парагенезисов и последовательности их формирования. При этом оцениваются модельные характеристики режимов кристаллизации исходных расплавов (давление, активность кислорода, интервалы температур кристаллизации). Для Бураковско-Аганоозёрского, Киваккского и Мончегорского ПГМ Кольско-Карельского региона получены следующие результаты моделирования [1, 2]. Рассчитанные исходные расплавы для этих массивов отвечали составу пикритобазальтов, кристаллизовавшихся при активности кислорода, отвечающей буферу кварц-фаялит-магнетит [1, 2]. Установлены следующие величины давления и температур, при которых кристаллизовались эти расплавы. Для Бураковско-Аганоозёрского массива P = 3 кбар, T^oC = 1420-1160; для Киваккского – P = 2 кбар, T^oC = 1490-1110; для Мончегорского – P = 1 кбар, T^oC = 1500-1080 [2]. Расчеты были сделаны также для массивов Федорово-Панские Тундры и Мончетундровского, однако они требуют уточнения и, соответственно, здесь не приведены.

При пересчете исходных расплавов перечисленных массивов на высокобарический минеральный парагенезис установлен, преимущественно гранат-диопсидовый нормативный их состав с незначительными нормативными содержаниями форстерита (Мончетундровский массив – до 5 % Fo, 75-77 % Di; 16-25% Py; Бураковско-Аганоозерский – до 8 % Fo, 85-88 % Di; 7-12 Py; Федоровы и Панские Тундры, Мончетундровский – до 15 % Fo, 58-79 % Di, 21-27% Py) [1, 2]. При этом суммарные содержания апатита, ильменита и

флогопита в них чаще всего не превышают 3 мас. %. Из всего этого можно сделать вывод, что составы мантийных субстратов были обеднены легкоплавкими и летучими компонентами и содержали незначительное количество оливина и граната, то есть отвечали по составу оливин-гранатсодержащим вебстеритам. Однако, согласно данным, полученным Т.Б. Баяновой и Ж.А. Федотовым [3] по вариациям величины εNd для пород массивов Главного хребта и Мончегорского (от -3 до +3.6), формирование этих массивов происходило из различных мантийных источников – обогащённой (EM-1) и деплетированной (DM) мантии под воздействием крупного мантийного плюма [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 08-05-00917).

Литература

1. ***Балыкин П.А.*** Формационные типы перидотит-габбровых массивов и составы их исходных расплавов. Автореферат дисс. доктора геол.- мин. наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2002, 44 с.

2. ***Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Петрова Т.Е.*** Формационные типы перидотит-габбровых массивов внутриконтинентальных подвижных поясов, составы исходных расплавов и их эволюционный тренд. // Литосфера, 2004, № 1, с. 3-20.

3. ***Баянова Т.Б., Федотов Ж.А.*** Мончегорский рудный район: новые U-Pb изотопные данные для бадделеита и циркона. //Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва: ИГЕМ РАН, 2006, Т. 1, М: ГЕОС, с. 92-97.

4. ***Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И. и др.*** Строение Бураковско-Аганозерского расслоенного комплекса, петрологические выводы. // Петрология, 2000, Т. 8, № 6, с. 650 – 672.

5. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. // Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. и др. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1956, 328 с.

6. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. // Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др.; под редакцией *Щеглова А.Д.* – Санкт - Петербург: Недра, 1993, 244 с.

7. ***Шарков Е.В.*** Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980, 183 с.

8. ***Чистяков А.В., Суханов М.К., Богатиков О.А. и др.*** Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в Бураковском расслоенном интрузиве (Южная Карелия, Россия). // ДАН, 1997, Т. 356, № 3, с. 376 – 381.

9. ***Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V. F., and Voitsekhovsky S.N.*** Early Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield. // Miner. Petrol., 1990, 42, pp. 1-22.

10. ***Amelin Yu. V., Heaman L.M., Semenov V.S.*** U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. // Precambrian Research, 1995, 75, pp. 31-46.

11. ***Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.*** COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processer // Computers & Geosciences, 1993, Vol. 19, No. 8, pp. 1155-1170.

12. ***Mitrofanov F.P., Balabolin N.L., Bayanova T.B.*** et al Main results from the study of the Kola PGE-bearing province, Russia. //Mineral Deposits, Papunen (ed), Balkema, Rotterdam, 1997, pp. 483-486.

13. ***Sharpe M.R., Hulbert L.J.*** Ultramafic sills beneath the Eastern Bushveld Complex: Mobilized Suspensions of Early Lower Zone Cumulates in a Parental Magma with Boninitic Affinities. // Econ. Geology, 1985, Vol. 80, pp. 849 - 871.

14. The Stillwater complex Montana: geology and guide (Technical Ed's G.K. Czamanske, M.L. Zientek). Spec. Publ, 1985, 92, 394 p.

НИЖНЕКОРОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ: ВОЗРАСТ И ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ

В.Р. Ветрин

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Е.К. Козлов был одним из первых исследователей нашего региона, поставивших и развивавших проблемы гетерогенности гранулитов [1], и считавших необходимым изучение их петрологии и металлогении на всех уровнях разреза земной коры [2]. В развитие этих идей нами изучались нижнекоровые ксенолиты в трубках взрыва и эксплозивных дайках северо-западного Беломорья, представленные гранатовыми гранулитами (T~750°C, P=12-15 кбар, Grt+Cpx+Pl±Opx±Qtz±Kfs±Phl±Hbl), и в меньшем количестве - двупироксеновыми и гранатовыми пироксенитами (Cpx+Pl±Grt±Opx±Hbl±Qtz). Этапы формирования нижней коры определялись при изучении U-Pb возрастов цирконов, выделенных из 4 образцов гранатовых гранулитов, которые по составу соответствуют пересыщенным толеитам (2 образца) и оливиновым толеитам (2 образца). Концентрации РЗЭ, U, Th и изотопные отношения в цирконах измерены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (г. Санкт-Петербург) по методике [11]. Выполнено 24 измерения U-Pb возраста и 13 определений состава РЗЭ помимо этого использованы 26 имеющихся в литературе возрастных данных для цирконов из 3 образцов нижней коры региона [4, 9].

В результате проведенных исследований показано, что возрастные значения цирконов из гранатовых гранулитов располагаются в интервале от 2.84 до 0.26 млрд. лет с образованием четырех дискретных диапазонов – неоархейского, 2 палеопротерозойских и палеозойского (рис. 1).

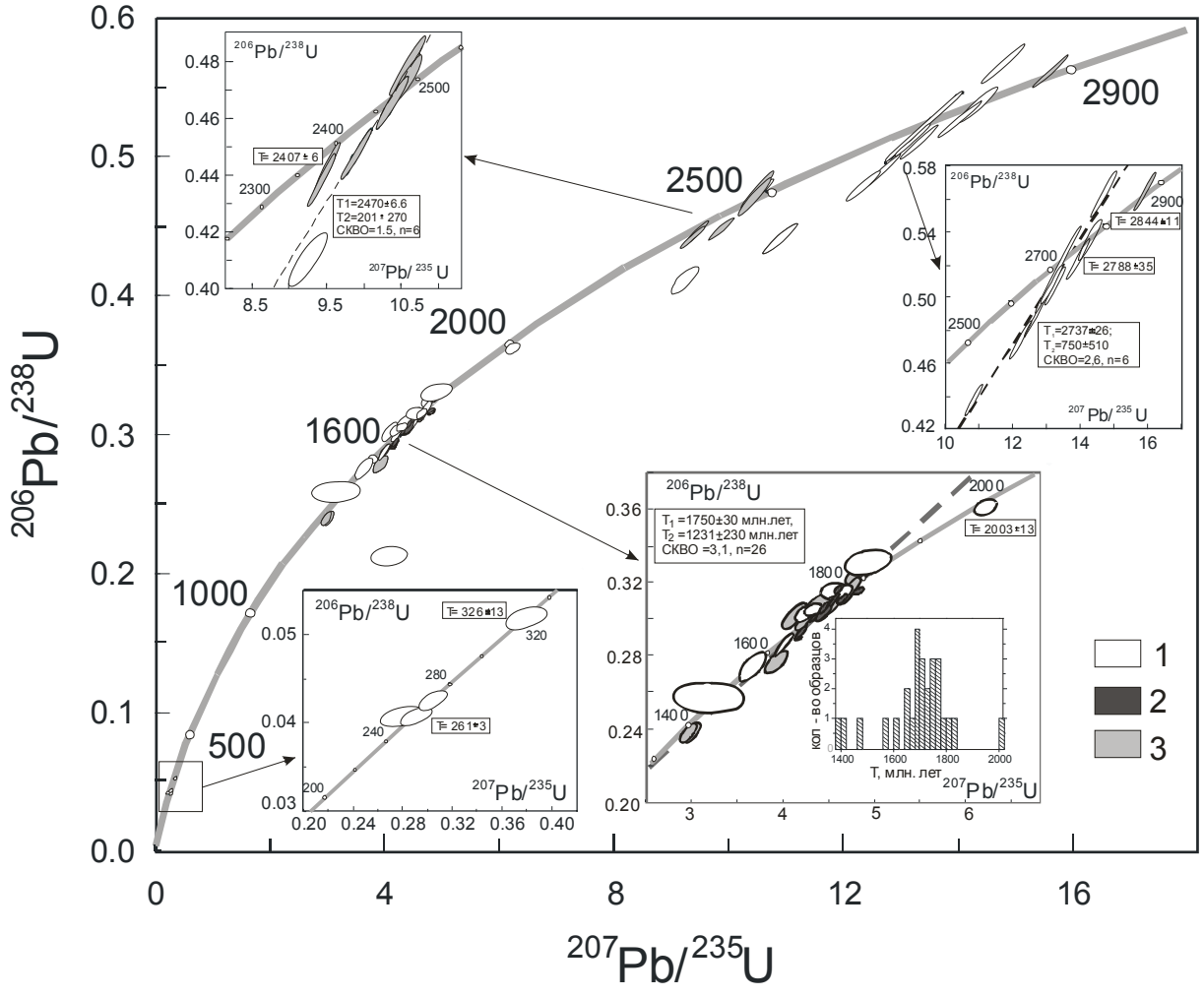


Рис.1. *Диаграмма с конкордией для цирконов из гранатовых гранулитов нижней коры. 1- данные авторов, 2, 3- данные, соответственно, [2, 7].*

Среди неоархейских цирконов наиболее раннее время образования установлено для отчетливо зонального призматического зерна с конкордантным значением 2844 ± 11 млн. лет, близким возрасту инициальных вулканитов Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов [5]. Более молодой конкордантный возраст (2788 ± 35 млн. лет) определен для двух незональных слабо окрашенных призматических кристаллов, которые по морфологии и содержанию U (65-93 ppm) и отношению Th/U (0.33-0.43) коррелируются с цирконами неоархейских тоналитовых гнейсов [7]. Появление "тоналитовых" цирконов в породах базальтового состава было обусловлено, вероятно, парциальным плавлением последних с формированием тоналит-трондьемитовых расплавов, образующих существенную часть верхней коры. Подтверждением процессов парциального плавления гранатовых гранулитов является наличие в них обособлений и прослоев гранитоидного состава, чередование которых с гранатовыми гранулитами местами придает породе полосчатую текстуру. Для 6 цирконов, расположенных на дискордии с верхним пересечением в 2737 ± 26 млн. лет, характерно незональное или неотчетливо зональное строение и повышенные относительно “тоналитовых” цирконов концентрации U (112-332 ppm) и Th (84-399 ppm). Указанные особенности строения и состава кристаллов позволяют предположить, что их формирование происходило в процессе преобразования первично магматических “тоналитовых” цирконов. В отличие от цирконов из гранитоидов [8] для части рассматриваемых цирконов характерно обогащение легкими РЗЭ и наличие положительной Eu- аномалии (обр. 16, 17, рис. 2), что было вызвано, вероятно, воздействием процессов метаморфизма и метасоматоза, обусловивших также сильно дискордантное положение изученных цирконов на диаграмме с конкордией (рис. 1).

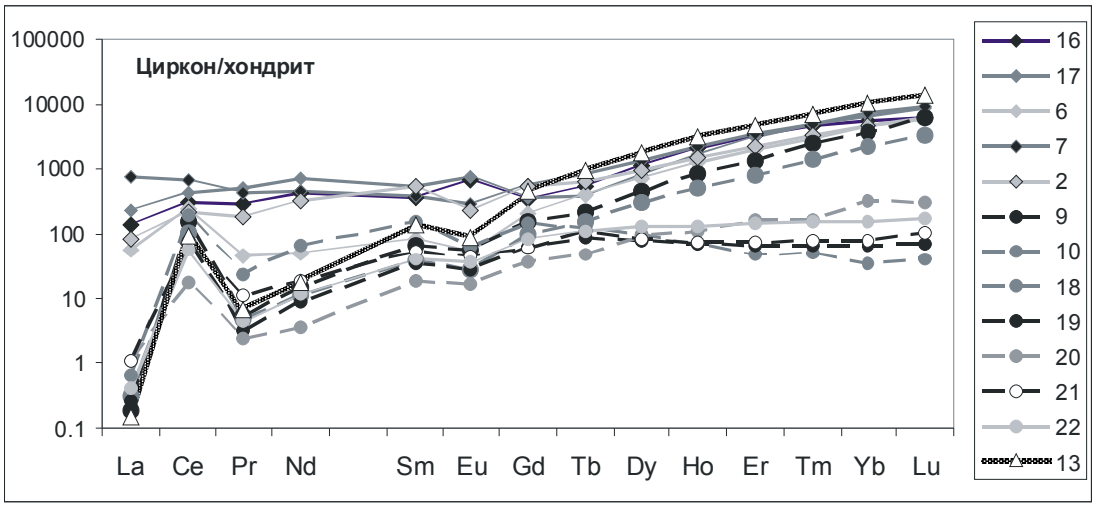


Рис. 2. *Спектры распределения РЗЭ в цирконах неоархейского (16, 17, 6, 7, 2), палеопротерозойского (9, 10, 18, 19-22) и палеозойского (13) возрастов.*

Для 5 призматических, овальных, отчетливо зональных кристаллов циркона и обломков кристаллов неправильной формы установлен конкордантный возраст в 2.47 млрд. лет. Такой же возраст дает верхнее пересечение дискордии, построенной по данным для указанных выше цирконов и значениям для сильно дискордантного зерна циркона призматической формы (2470 ± 7 млн. лет). По двум зернам циркона установлен более молодой конкордантный возраст в 2407 ± 6 млн. лет. Образование рассматриваемых цирконов происходило, как представляется, при кристаллизации в неоархейской нижней коре магм основного состава, аналогами которых в верхней коре Беломорской провинции были многочисленные интрузии друзитов, и в пределах Кольского полуострова, Карелии и Финляндии – расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритового состава и связанные с ними вулканиты [3].

Имеющиеся данные [5] показывают, что раннепалеопротерозойский этап формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса происходил в условиях высокой разогретости вещества вследствие внедрения в неоархейскую мафитовую кору большого количества мантийных расплавов, сопровождавшихся явлениями пластического течения материала и его гомогенизацией в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Результаты петрографического изучения гранатовых гранулитов свидетельствуют об их переработке в позднем палеопротерозое процессами гранитизации и анатексиса [6]. В гранитизированных породах минералы пироксен-гранат-плагиоклазовой матрицы замещены ортоклазом, плагиоклазом, кварцем и скаполитом, сопровождавшихся разрушением зерен темноцветных минералов – граната, клинопироксена и ортопироксена – и образованием округлых сложноограненных кристаллов циркона размером до 0.2-0.4 мм. Возрастные значения рассматриваемых цирконов образуют на диаграмме с конкордией область от 1831 ± 23

до 1392 ± 21 млн. лет. Вся совокупность возрастных данных характеризуется одномодальным распределением с максимальным количеством значений в интервале 1650 – 1800 млн. лет, и аппроксимируется изохронной зависимостью со СКВО = 3.1. Верхнее пересечение отвечает возрасту 1750 ± 30 млн. лет, и может рассматриваться, вероятно, в качестве усредненной оценки возраста гранитизации нижней коры, близкого к времени формирования интрузий калиевых посторогенных гранитов с возрастами 1.85-1.76 млрд. лет в верхней коре северной части Балтийского щита [6]. Спектры распределения РЗЭ для рассматриваемых цирконов имеют отчетливо проявленные положительную цериевую и отрицательную европиевую аномалии (соответственно, Ce/Ce*=9-57 и Eu/Eu*=0.3-0.8), но существенно различаются по концентрациям тяжелых лантаноидов. Для преобладающей части цирконов отношение $(Lu/Gd)_n$ составляет 0.2-9, что свойственно для цирконов, кристаллизовавшихся в субсолидусных условиях гранулитовой фации в ассоциации с гранатом [10]. Для 2 образцов установлены более высокие значения этого отношения (35-40), характерные для цирконов, образованных в равновесии с анатектическими расплавами [10].

Наименьшие конкордантные значения возраста – 326 ± 13 млн. лет и 261 ± 3 млн. лет – определены для обломков призматических кристаллов с хорошо выраженной осцилляционной магматической зональностью. Спектр РЗЭ в цирконе имеет четко проявленные положительную Ce- и отрицательную Eu-аномалии при крутом наклоне кривой распределения ($(Sm/La)_n$=955, $(Lu/Gd)_n$=30,5)), характерном для цирконов из щелочных пород – сиенитовых пегматитов и ларвикитов [8].

В результате проведенных исследований показано, что ранняя нижняя кора была образована неоархейскими базит-гипербазитовыми породами, близкими по возрасту и составу к вулканитам Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов, и испытала процессы парциального плавления с образованием тоналит-трондьемитовых расплавов (≥2.79 млрд. лет), и регионального метаморфизма (~2.75 млрд. лет). На раннем палеопротерозойском этапе (2.47-2.41 млрд. лет) усложнение состава нижней коры произошло при внедрении базитовых расплавов, образующих в верхней части Беломорской провинции многочисленные интрузии друзитов. В поздний палеопротерозойский этап (1650-1800 млн. лет) нижняя кора подвергалась интенсивным процессам калиевой гранитизации и анатексиса, обусловившим внедрение в верхнюю кору постскладчатых интрузий калиевых гранитов. Заключительный – палеозойский этап формирования нижней коры связан с воздействием на нее щелочных расплавов и связанных с ними флюидов и фиксируется цифрами 0.26-0.33 млрд. лет.

Грант РФФИ 07-05-00100, программа № 4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. ***Козлов Е.К., Федкова Т.А.*** // Материалы по минералогии и металлогении Кольского полуострова, вып.1.1970. Апатиты. 1970.

2. ***Козлов Е.К., Юдин Б.А.*** // Изв. АН СССР, сер. геол., №2, 1974. С. 43-50.

3. ***Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф и др.*** Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Кольский научный центр. 2002. 53с.

4. ***Ветрин В.Р., Немчин А.А.*** // Докл. АН. 1998. Т. 359. № 6. С. 808-810.

5. ***Ветрин В.Р.*** // Петрология. 2006. Т.14. № 4. С. 415-438.

6. ***Ветрин В.Р., Бережная Н.Г., Родионов Н.В.*** // Доклады АН. 2006. Т. 411. № 6. Р. 798-802.

7. ***Чен Я.Д., Кроу Т.Е., Ветрин В.Р., Митрофанов Ф.П.*** В кн. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ “Технонефтегаз”. 1998. С.59-70.

8. ***Belousova E.A., Griffin W.L., O’Reilly S.Y., Fisher N.I.*** // Contrib. Mineral., Petrol. 2002. V. 143. P. 602-622.

9. ***Downes H., Peltonen P., Mänttäri I., Sharkov E.V.*** // J. Geol Society, London. 2002. V. 159. P. 485-488.

10. ***Hoskin P.W.O., Schaltegger U.*** // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. 53:1. P.27-62.

11. ***Williams I.S.*** // Rev. Econ. Geol. 1998. V.7. P.1-35.

Sm – Nd СИСТЕМАТИКА ПОСТОРОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В.Р. Ветрин

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Гранитные батолиты являются существенной частью континентальной коры, и гранитоиды в образуемых ими телах часто находятся совместно с диоритами и габбро, роль которых в петрогенезисе гранитоидов остается дискуссионной. Основные и средние породы в гранитных массивах рассматриваются как производные мантийных расплавов, как конечные члены происходивших процессов ассимиляции и смешения, или в качестве реликтов нижнекорового материала, захваченного гранитными магмами при движении к поверхности.

Решение некоторых вопросов генезиса многофазных гранитных комплексов возможно при изучении Sm-Nd и U-Pb изотопных систем в массивах посторогенных гранитов северной части Балтийского щита. В указанном регионе кварцевые диориты, диориты, монцодиориты являются составной частью гранитных плутонов, размещение которых определялось зонами разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Трансформными разломами северо-восточного простирания контролировались интрузии лицко-арагубского и юоввоайвского комплексов, образованные, соответственно, 1.77-1.76 и 1.79-1.77 млн. лет назад [2, 6], массив Вайноспаа и, вероятно, массивы “наттанен типа” (Наттанен, Тепасто, Помоваара, Риестоваара, Рованиеми) с возрастами 1.8-1.77 млн. лет [7], расположенные в южном обрамлении Лапландского гранулитового пояса. Размещение палеопротерозойских посторогенных массивов и дайковых тел чалмозерского комплекса с возрастом 1850 ± 38 млн. лет [3] определялось Чалмозерско-Кандалакшской тектонической зоной северо-западного простирания.

Измерения концентраций Sm и Nd и изотопного состава Nd выполнены на масс-спектрометре Finnigan-Mat 262 в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты, аналитик А.А. Деленицин) и на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик Богомолов Е.С.).

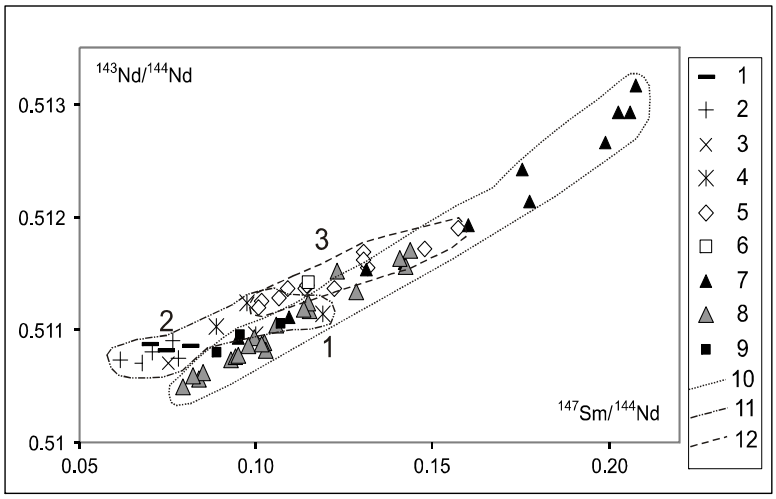


Рис. 1. *Диаграмма в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$. 1-4 – гранитоиды лицко-арагубского комплекса, соответственно, 1-й – 4-й фаз; 5-6 – породы нижней коры: 5- гранатовые гранулиты, 6- гранатовый пироксенит; 7-9 – неоархейские породы обрамления и фундамента Печенгской структуры: 7 –амфиболиты, 8 -плагиогнейсы, 9 –лейкограниты; 10-12 – поля составов: 10 –неоархейских пород (поле 1); 11 – гранитоидов лицко-арагубского комплекса (поле 2); 12 – пород нижней коры (поле 3).*

Породы лицко-арагубского комплекса характеризуются высокими концентрациями Sm (5.5 –13.5 ppm) и Nd (33.3 –155.2 ppm), более чем на 1.5-2 порядка превышающими содержания этих элементов в хондрите. Отношение $^{147}Sm/^{144}Nd$ в большинстве образцов составляет 0.07 – 0.10, что несколько ниже его среднекорового значения (0.12). Величина $\varepsilon_{Nd(1765)}$ для пород 1-й – 3-й фаз колеблется от -6.8 до -8.8 и достигает -11.9 в лейкогранитах 4-й фазы. Модельный возраст составляет, соответственно, 2.37-2.62 и 2.36 - 3.23 млрд. лет. На диаграмме в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ гранитоиды лицко-арагубского комплекса, породы нижней и верхней коры располагаются в пределах трех обособленных полей, нижнее из которых образовано точками состава плагиогнейсов, амфиболитов и лейкогранитов верхней коры (поле 1, рис.1). Это поле имеет линейно вытянутую форму и аппроксимируется эрохроной с возрастом 2852±130 млн. лет. Указанная возрастная оценка сопоставима с неоархейским возрастом пород фундамента Печенгской структуры, вскрытого разрезом Кольской сверхглубокой скважины (2.83 – 2.93 млрд. лет) и обрамления Печенгской структуры (2.8 – 2.9 млрд. лет). Поле 2 образовано точками состава 1-й – 3-й фаз лицко-арагубского комплекса, компактно расположенными в нижней части поля, и точками лейкогранитов 4-й фазы,

занимающими верхнюю часть поля. Лейкограниты с максимальными для данной совокупности значениями модельных возрастов располагаются в поле неоархейских пород обрамления и фундамента Печенгской структуры, что свидетельствует об позднеархейском возрасте их протолитов, подвергавшихся плавлению в палеопротерозое. Поле 3, отражающее изотопный состав пород нижней коры, в своей левой нижней части перекрывается с полем составов гранитоидов лицко-арагубского комплекса.

В верхней части этого поля происходит его перекрытие с точками неоархейских плагиогнейсов, входящих в состав поля 1. Рассматриваемая совокупность точек поля 3 аппроксимируется эрохронной зависимостью с возрастом 1766±240 млн. лет. Близость полученных значений к цифрам возраста гранитоидов лицко-арагубского комплекса (1774-1762 млн. лет) может свидетельствовать, вероятно, о возрастном событии, происходившем в нижней коре и по возрасту приближавшемся к времени образования массивов гранитоидов в верхней коре региона. Этот процесс должен был сопровождаться привносом редкоземельных и ряда других элементов в нижнюю кору, что могло обусловить перестройку Sm-Nd изотопной системы гранатовых гранулитов и появление относительно молодых цифр возраста этих пород, образование протолитов которых происходило не позже 2.5–2.4 млрд. лет.

Полученные результаты определения изотопного состава Sm и Nd вносят ряд ограничений в имеющуюся схему формирования лицко-арагубского комплекса. Отрицательные значения $\varepsilon_{Nd\,(1765)}$ в пределах от -6.8 до -8.8 не поддерживают предположение о происхождении исходных расплавов для пород 1-й фазы из деплетированного или обогащенного субдуцированным веществом коры верхнемантийного источника, и согласуются с данными об анатектическом генезисе материнских магм. Как следует из результатов экспериментальных работ [5, 9], образование расплавов среднего состава с повышенными концентрациями калия, глинозема и кальция наиболее вероятно в результате дегидратационного плавления калиевых метабазальтов при высоких температурах и умеренных или высоких давлениях. В равновесии с расплавами могут находиться гранатовые амфиболиты, гранулиты или эклогиты. Существенно клинопироксен-гранат-рутиловый состав реститов при формировании расплавов, материнских для монцодиоритов и кварцевых диоритов 1-й фазы подтверждается низкими концентрациями Y, Ti, высокими содержаниями Sr и, соответственно, высокими значениями отношения Sr/Y в рассматриваемых породах.

Результаты сопоставления объемов пород “диоритовой” ассоциации (~180 км^3) и гранитных плутонов (~3200 км^3) лицко-арагубского комплекса делают мало вероятностным происхождение гранитоидов “гранитовой ассоциации” в результате дифференциации расплава, исходного для кварцевых диоритов, монцодиоритов и диоритов 1-й фазы. Такой же вывод следует и из особенностей состава пород “диоритовой” и “гранитовой” ассоциаций, занимающих обособленные поля на большинстве петрохимических диаграмм. Исходя из этого наиболее вероятным процессом происхождения материнских расплавов для гранитоидов 2-й – 4-й фаз является анатектическое плавление коры, обогащенной рядом элементов (K, Rb, Ba, Zr, Pb, Th, U, Nb, Mo, легкими РЗЭ) в результате предшествующей переработки пород коры ювенильными растворами [1]. Как отмечалось выше, для гранитоидов лицко-арагубского комплекса свойственна специализация относительно большинства указанных выше элементов. В экзоконтактах массивов установлены повышенные концентрации молибденита, а также рудопроявления уранинита, браннерита, торита, алланита, циртолита с возрастом 1850-1750 млн. лет, образование которых связывается с процессами метасоматоза и гранитизации [4].

Из рис.2 следует, что точки составов 1-й, 2-й ,3-й фаз и частично – 4-й фазы лицко-арагубского комплекса расположены главным образом в области перекрытия полей развития изотопного состава неодима в породах верхней и нижней коры. Принимая, что изотопы Sm и Nd не испытывали существенного фракционирования в процессах метаморфизма и парциального плавления, в качестве протолитов для пород комплекса могут рассматриваться:

- гранатовые гранулиты нижней коры,
- амфиболиты и плагиогнейсы верхней коры.

Модельный возраст пород 1-й, 2-й и 3-й фаз лицко-арагубского комплекса (2.37-2.62 млрд. лет) свидетельствует о том, что протолитами для них были главным образом породы нижней коры. По данным изучения глубинных ксенолитов в строении нижней части коры региона принимают участие гранатовые гранулиты (Grt+Cpx+Pl±Opx± Qtz±Rut) и в меньшей степени двупироксеновые и гранат-пироксеновые пироксениты (Cpx+Pl±Grt±Opx± Hbl±Qtz) неоархейского-палеопротерозойского возрастов. Аналогами этих пород в верхней коре являются палеопротерозойские расслоенные интрузии и комагматичные с ними вулканиты, интрузии друзитов и габбро-анортозитов, а также вулканиты неоархейских зеленокаменных поясов. Значения $\varepsilon_{Nd\,(1765)}$ для гранитоидов 1-й, 2-й, 3-й фаз и для нижнекоровых ксенолитов в значительной степени перекрываются (соответственно -6.8 – -8.8 и -5.6 – -6.3, рис. 2), что наряду со сходством их модельных датировок позволяет рассматривать гранатовые гранулиты нижней коры в качестве наиболее вероятного исходного субстрата для гранитных расплавов.

По концентрациям редкоземельных элементов и Sm-Nd систематике неоархейские амфиболиты верхней коры, входящие в состав зеленокаменных поясов среди плагиогнейсов окружения Печенгской палеорифтогенной структуры, подразделяются на две группы. Амфиболиты первой группы обеднены легкими РЗЭ (La/Yb= 0.67 – 1.10), со значениями $\varepsilon_{Nd(2830\text{-}2900)}$ в пределах 2.2– 6.4. Линии эволюции изотопного состава неодима для большинства образцов амфиболитов этой группы имеют близкое к горизонтальному

положение, и на диаграмме в координатах T - $\varepsilon_{Nd(T)}$ (рис. 2) точки составов этих амфиболитов располагаются в ее верхней части, что делает маловероятным участие этих пород в качестве протолитов при образовании расплавов лицко-арагубского комплекса. Можно полагать, что обеднение этих амфиболитов легкими редкоземельными элементами было обусловлено процессами их парциального плавления с образованием протолитов неоархейских плагиогнейсов. Другими словами, рассматриваемые амфиболиты могут рассматриваться как реститы после удаления легкоплавкой фракции тоналит-трондьемитового состава.

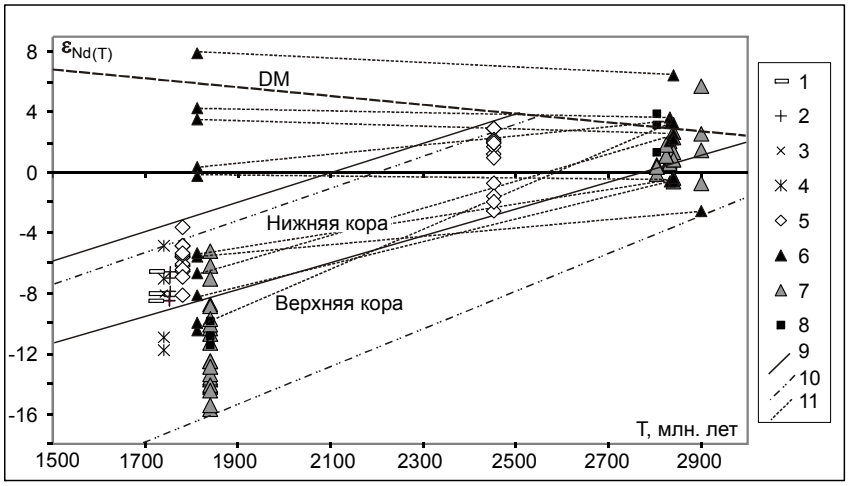


Рис.2. *Диаграмма в координатах "T, млн. лет - εNd". 1-4- гранитоиды 1-й – 4-й фаз лицко-арагубского комплекса; 5-8- точки составов, соответственно, ксенолитов гранатовых гранулитов нижней коры (5), амфиболитов (6), плагиогнейсов (7) и лейкогранитов (8) верхней коры; 9, 10 - пограничные линии областей развития изотопного состава неодима в породах, соответственно, нижней и верхней коры; 11- конноды, соединяющие точки амфиболитов с изотопным составом неодима, рассчитанным для различных возрастов. В левом поле графика часть точек со значениями ε_{Nd}, рассчитанными для T=1765 млн. лет, несколько смещена по оси абсцисс во избежание наложения точек.*

В отличие от амфиболитов первой группы амфиболиты второй группы имеют повышенные концентрации легких РЗЭ (La/Yb)n= 1.6-3.4, табл. 6), и по величине $\varepsilon_{Nd(1765)}$= -5.4 – -10.0 перекрываются с гранитоидами 1-й – 3-й фаз. Следовательно, аналогичные породы, находившиеся наряду с палеопротерозойскими породами в составе нижней и верхней коры, могли быть протолитами для пород лицко-арагубского комплекса. В поле перекрытия областей эволюции изотопного состава неодима на диаграмме в координатах T - $\varepsilon_{Nd(T)}$ помимо амфиболитов находятся также единичные точки состава плагиогнейсов, что делает вероятный ограниченное участие этих пород в формировании расплавов 1-й, 2-й и 3-й фаз комплекса. В лейкогранитах и аляскитах 4-й фазы, образующих маломощные тела среди тоналитовых гнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины, установлены высокие отрицательные значения $\varepsilon_{Nd(1765)}$ и повышенные по сравнению с породами 1-й – 3-й фаз значения модельного возраста, что может характеризовать их неоархейский сиалический источник или контаминацию палеопротерозойских расплавов веществом позднеархейской верхней коры. Об этом же свидетельствует нахождение точек состава рассматриваемых гранитоидов в области развития изотопного состава неодима преобладающего количества образцов неоархейских тоналитовых гнейсов верхней коры.

Грант РФФИ 07-05-00100, программа №4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. ***Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.*** // Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты: Кольский научный центр АН СССР. 1975. С. 149-316.
2. ***Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В.*** // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 2. С. 85-89.
3. ***Савицкий А.В., Степаненко В.И., Андерсон Е.Б. и др.*** // ДАН. 1988. Т. 302. № 5. С. 1186-1191.
4. ***Савицкий А.В., А.Ю. Громов А.Ю., Мельников Е.К., Шариков П.И.*** // Геология рудных м-ний. 1995. Т. 37. № 5. С. 403-416.
5. ***Ходоревская Л.И., Жариков В.А.*** // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука. 1998. С. 11-31.
6. ***Front K., Vaarma M., Rantala E., Luukkonen A.*** // Geol. Surv. Finland. Report of Investigation 85. 1989. 77 p.
7. ***Huhma H.*** // Geol. Surv. Finland. Bull. 1986. №. 337. 48 p.
8. ***Rastas P., Huhma H., Hanski H. et al.*** // Geol. Surv. Finland, Special Paper 33. 2001. P. 95-141.
9. ***Rushmer T.*** // Contrib. Mineral., Petrol. 1991. V. 107. № 1. P. 41-59.

УСТОЯРВИ – ФРАГМЕНТ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ МУРМАНСКОГО ДОМЕНА)

Л.В. Вороняева[1], В.И Пожиленко[2]

[1]ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail: larisa_voronyaeva@vsegei.ru
[2] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru

Участок Устоярви является западным фрагментом Мурманского домена и расположен на северо-западе Кольского региона между губами Печенга и Титовка (рис. 1). На севере участок в районе перешейка п-ва Средний граничит с осадками верхнего рифея. С юга он ограничен системой северо-западных разломов от образований Кольского террейна. Площадь участка около 150 кв. км.

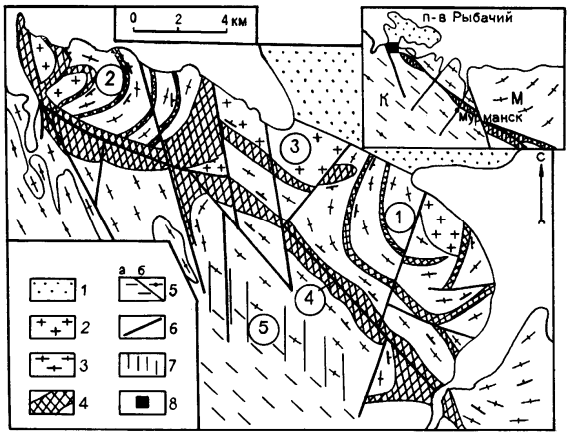


Рис. 1. *Схема геологического строения участка Устоярви и его положение. 1 – рифейские осадочные породы. 2 – позднеархейские граниты. Верхний архей: 3 – гранито-гнейсы и гнейсы; 4 – амфиболиты и гнейсы; 5 – амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты (а), глиноземистые гнейсы (б). 6 – разломы. 7 – зона интенсивной мигматизации. 8 – участок Устоярви. М – Мурманский домен, К – Кольский террейн. Цифры в кружочках: 1 – Восточная синформа; 2 – Западная антиформа; 3 – Северная моноклиналь; 4 – Центральная линеаризированная зона; 5 – Южная зона.*

Образования северной части этого участка ранее рассматривалась в составе архейских существенно олигоклазовых гнейсо-гранитов, а южной - в составе нерасчлененного комплекса кольских слюдяных гнейсов и мигматитов по ним. На последней карте [3] гранитоиды были отнесены к Мурманскому комплексу плагиогранитов и тоналитов, а гнейсы южной части - к комплексу основания. И те и другие имеют позднеархейский возраст. При этом оказались не проинтерпретированными пластообразные тела гнейсов и амфиболитов и линз метаультрабазитов, которые отмечались еще в 50-80 гг. при поисково-съемочных работах.

Исследованиями, проведенными ОАО “ЦКЭ” на участке Устоярви среди разновозрастных позднеархейских и раннепротерозойских гранитоидов и гранито-гнейсов закартированы многочисленные фрагменты структур, сложенные полосчатыми и слоистыми гнейсами и амфиболитами, в которых присутствуют также линзы и пластообразные тела метаультрабазитов (рис. 1, рис. 2). Фрагменты структур разнообразны по размерам, форме и внутреннему строению [2].

В целом строение участка Устоярви неоднородно. Можно выделить пять различных по строению структур, переходящих друг в друга, либо разделенных системами разломов (рис. 1): 1 - Восточная синформа; 2 - Западная антиформа; 3 - Северная моноклиналь; 4 - Центральная линеаризированная зона; 5 - Южная зона.

Восточная синформа представляет собой фрагмент почти симметрично устроенной синформы, открытой к северу и нарушенной разрывными нарушениями. Синформное строение этой структуры подчеркивается положением пластовых тел амфиболитов, полосчатостью в них и гнейсоватостью в гранитоидах, падающих под углами 50-80°. Полосчатость и сланцеватость в амфиболитах и гнейсах конкордантна границам пластовых тел.

Западная антиформа асимметрична и более сложна. Она обращена к юго-западу, где и срезана системой разломов. В пределах суши четко выражено восточное крыло антиформы, сложенное четырьмя толщами гнейсов и амфиболитов и расположенными между ними гранито-гнейсами и мигматитами. В западной части антиформы выделяются фрагменты трех более мелких антиформ, осложненных разрывными нарушениями, которые, вероятно, слагают центральную часть антиформы. Полосчатость и сланцеватость в амфиболитах и гнейсах конкордантна границам пластовых тел.

Северная моноклиналь расположена между Западной антиформой и Восточной синформой. Она сложена круто и моноклинально залегающей толщей гнейсов и амфиболитов, падающей на северо-восток под углами 50-75°. Такое же положение имеет и гнейсоватость в гранито-гнейсах и мигматитах, расположенных к северу и к югу от этой толщи.

Центральная линеаризированная зона наиболее сложна по строению. Она откартирована на протяжении 25 км. Расположена эта структура на северо-западном продолжении сутурной зоны между Мурманским доменом и Кольским составным террейном, к которой приурочены Колмозеро-Вороньинский и Урагубский зеленокаменные пояса. Центральная зона состоит из многочисленных фрагментов и ограничена сложной системой разрывных нарушений. Гнейсы и амфиболиты в пределах этой зоны участками и, особенно, в краевых частях интенсивно линеаризированы. Но, все-таки, есть фрагменты, в которых сохранились автономные структурные элементы более ранних складчатых структур (рис. 2, 3).

Южная зона расположена к юго-западу от Центральной линеаризированной зоны. В ее пределах нет крупных структур, преобладают малые структурные элементы - фрагменты мелких складок, гнейсоватость и сланцеватость. Но по пространственному положению преобладающего большинства замеров гнейсоватости.

Южная зона в грубом приближении подобна купольной структуре. Среди гранито-гнейсов и мигматитов в ней установлены небольшие линзы (реликты?) гнейсов и амфиболитов. К юго-западу количество биотитовых гнейсов увеличивается.

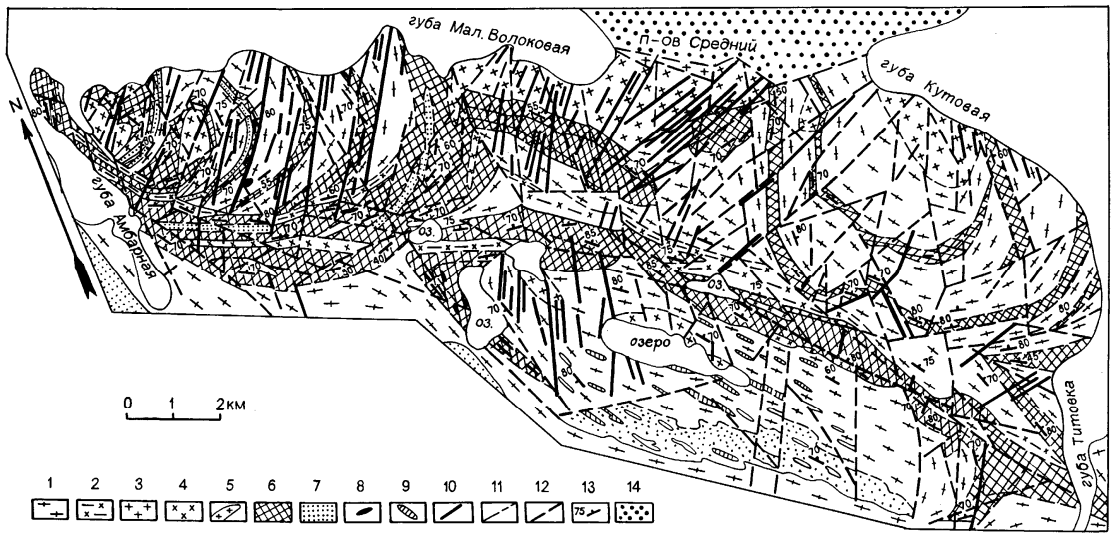


Рис. 2. *Геологическая карта участка Устоярви (западная часть Мурманского домена). 1-2 – палингенно-метасоматические гранитоиды с преобладанием плагиогранитов (1) и гранодиоритов (2). 3-4 – интрузивно-анатектические гранитоиды с преобладанием микроклин-плагиоклазовых гранитов (3) и кварцевых диоритов и гранодиоритов (4). 5 – небольшие интрузии лейкократовых турмалин-мусковитовых плагиогранитов. 6 – амфиболиты, кварц-плагиоклаз-амфиболовые кристаллические сланцы с небольшим содержанием прослоев гнейсов. 7 – плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, серицит-биотитовые, немигматизированные. 8 – хлорит-актинолитовые, хлорит-тальк-серпентин-амфиболовые сланцы по ультрабазитам (коматиитам). 9 – линзы и пласто-образные тела амфиболитов неясного генезиса. 10 – дайки метадолеритов, оливиновых долеритов, гранофировых габбро-диоритов. 11 – геологические границы. 12 – тектонические нарушения. 13 – элементы залегания гнейсоватости и геологических границ.*

Для Западной, Восточной, Северной и Центральной структур основными струк-турообразующими геологическими телами являются крупные пластовые тела или толщи, сложенные амфиболитами и гнейсами. Мощность их варьирует от 100 м до 1500 м, а протяженность - в пределах 2-7 км. Практически во всех телах (за исключением части геологических тел Центральной структуры) наблюдается конкордантная границам пластов ранняя полосчатость, которая, вероятно, может интерпретироваться как слоистость. Отмечается в них также мигматитовая полосчатость.

Разрезы большей части пластовых тел и толщ амфиболитов Западной, Восточной и Северной структур по строению подобны. Полосчатость (слоистость?) в них обусловлена чередованием прослоев, амфиболитов и гнейсов, разных по мощности, по составу и зернистости. Амфиболиты представлены роговообманковыми, мезо- и меланократовыми, полевошпатовыми, мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями. В них присутствуют прослои биотитовых, амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов.

Наиболее представительны и интересны разрезы фрагментов структур Центральной линеаризированной зоны (рис. 3), в обобщенном виде выделенные в ранге *амбарнинской толщи*, которая является невалидной, поскольку нет достоверных данных о низе-верхе частных колонок и трудна корреляция их. Мощность ее колеблется в пределах 100-1500 м. В разрезах преобладают мезо-меланократовые амфиболиты - роговообманковые, актинолит-рогово-обманковые, иногда с гранатом, с варьирующим содержанием плагиоклаза, от мелко-, средне- до крупнозернистых, иногда тонкоигольчатые, часто тонкополосчатые. Иногда в амфиболитах присутствуют пласты, линзы и будинированные тела актинолит-хлоритовых и серпентин-тремолитовых сланцев. Размер этих тел от 2×5 м до (50-100)×300 м. Мощность пачки вышеперечисленных пород в составе максимального разреза амбарнинской толщи около 500 м. Затем выделяется пачка переслаивания амфиболитов и гнейсов с небольшим количеством магнетитовых кварцитов, двуслюдяных гнейсов и метаультрабазитов. Кварциты и метаультрабазиты в разрезах встречаются не повсеместно и их количество крайне незначительно. Мощность пачки достигает 700 м. В ряде фрагментов Центральной зоны выявлены пачки немигматизированных и немилонитизированных разнообразных (чаще биотитовых) гнейсов с большим количеством пластов амфиболитов, а также хлорит-карбонат-амфиболовых пород. Мощность этой пачки достигает 200 м.

Особо следует отметить «ксенолитовые пояса». Они установлены только в Западной антиформе и расположены между «серыми гнейсами» и комплексом гранитов (рис. 2). Это выдержанные по мощности (50-150 м) и простиранию полосы, прослеженные пока на протяжении до 2 км, содержащие до50-70% мелких фрагментов амфиболитов, в которых часто отмечается реликтовая полосчатость и сланцеватость. Очень похожие «ксенолитовые пояса» были отмечены в сводовых частях купольных структур в блоке Пилбара [7]. Наличие значительного количества обособлений амфиболитов отмечается также и в ядерных частях двух мелких антиформ Западной антиформы. Но только здесь они не имеют структурной соподчиненности.

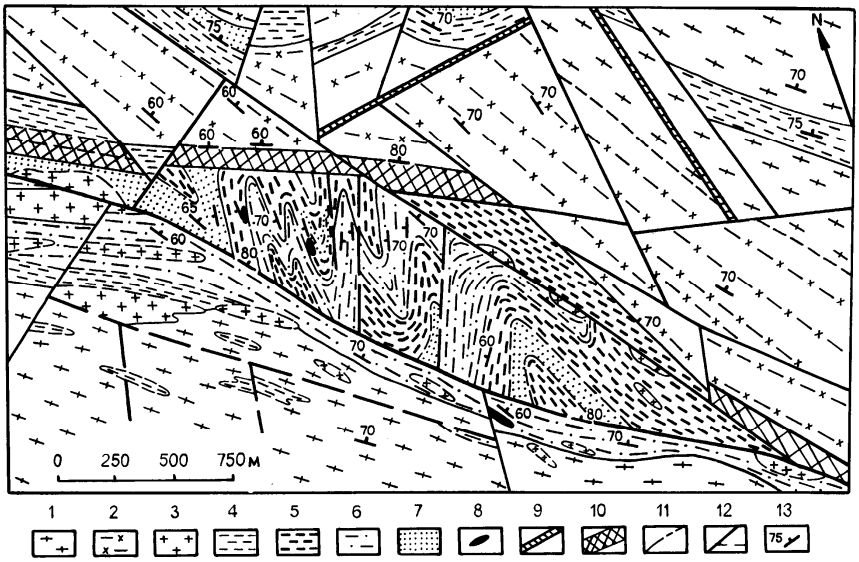


Рис. 3. *Геологическая карта фрагмента Центральной зоны участка Устоярви. 1 – плагиограниты слабо разгнейсованные. 2 – гранодиориты и кварцевые диориты гнейсовидные. 3 – турмалин-мусковитовые плагиограниты. 4 – роговообманковые мезо-меланократовые амфиболиты. 5 – кристаллосланцы кварц-плагиоклаз-амфиболовые, иногда с грантом, с подчиненными линзами гнейсов. 6 – гнейсы серицит-биотитовые, с прослоями биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. 7 - гнейсы биотитовые. 8 – мелкие тела актинолитовых, хлорит-тальк-серпентиновых сланцев по ультрабазитам (коматиитам). 9 – дайки гранофировых метадолеритов. 10 – зоны тектонитов и катаклазитов и приуроченные к ним метасоматиты карбонат-хлорит-кварцевые, хлорит-эпидот-карбонатные и кварц-плагиоклаз-турмалиновые. 11 – геологические границы. 12 – тектонические нарушения. 13 – элементы залегания гнейсовидности и геологических границ.*

Кроме рассмотренных выше образований в пределах участка выявлено широкое разнообразие разновозрастных петрографических и петрохимических разновидностей гранитоидов, образующих разные по форме и размерам тела. Это мезо- и лейкократовые Na-K и K граниты, палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические, плагио-микроклиновые и микроклиновые, массивные и разгнейсованные, мелкие и крупные тела и жилы, варьирующие по составу от гранодиоритов до плагиогранитов и микроклин-плагиоклазовых гранитов. Последние преобладают в ядерных частях антиформ. Проблема возраста, петрологии и генезиса гранитоидов требует особого рассмотрения. Пока по этому участку есть определение модельного возраста протолита тоналитов (из коллекции Ветрина В.Р.), полученное Sm-Nd методом и равное 2681 млн. лет [9].

Преобладающее большинство даек приурочено к разломам северо-западного простирания. Проблема их возраста также непроста, так как закрытие Ar-Ar изотопной системы в амфиболах произошло в позднем архее [8]. А это значит, что современный эрозионный уровень находился в гипабиссальных условиях, т.е. там, где формировались дайки, если уж не с позднего лопия, то с сумия наверняка. И дайки могут иметь возраст от раннего протерозоя до палеозоя.

Наличие первичной полосчатости и псаммитовых структур в гнейсах позволяет предполагать их первично-осадочное происхождение. По характеру чередования ранней тонкой и грубой полосчатости и наличию реликтов миндалекаменных структур в амфиболитах их можно считать аналогами вулканогенных (туфогенных и лавовых) пород, которые по своему составу отвечают толеитовым базальтам. Линзы метаультрабазитов по содержанию и соотношению петрохимических элементов в них соответсвуют пироксенитовым и перидотитовым коматиитам (рис. 5).

Реконструированный разрез амбарнинской толщи в пределах Центральной линеаризированной зоны в грубом приближении соответствует средней части разрезов зеленокаменных поясов. Сложнее обстоят дела с фрагментами супракрустальных пород остальных структур, так как между крупными геологическими телами метаморфизованных супракрустальных пород находятся проблематичные породы гранитоидного состава, которые могли образоваться в процессе метаморфизма, мигматизации и гранитизации пород кислого и среднего состава как осадочного, так и эффузивного или интрузивного генезиса. Вероятно, фрагменты супракрустальных пород можно расматривать как фрагменты ранее единого зеленокаменного пояса Устоярви, которые нарушены и разобщены в процессе неоднократных пликативных и разрывных деформаций. По характеру чередования пород и их составу разрезы фрагментов более похожи на разрезы

Енского зеленокаменного пояса Беломорского составного террейна. Главным отличием является преобладание разрывных деформаций над пликативными на участке Устоярви, в то время как в Енском ЗКП

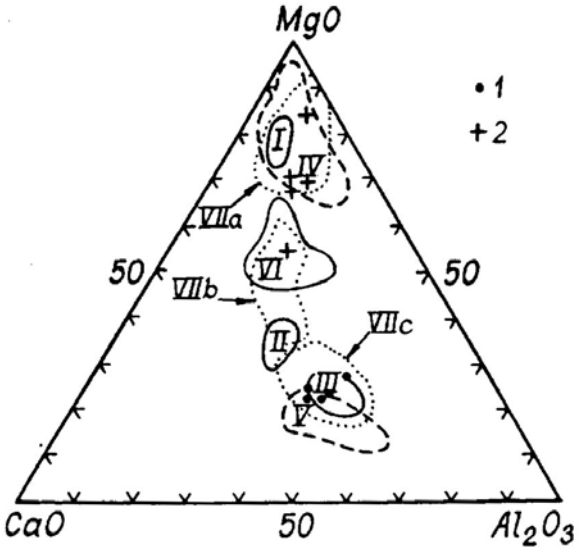


Рис.4. *Диаграмма CaO-MgO-Al_2O_3 (вес.%).Контуры полей фигуративных точек составов пород:I – перидотитовые коматииты Дхарварского зеленокаменного пояса; II – базальтовые коматииты (Барбертонский тип); III – метатолеиты (верхний Онвервахт, по [4], 1980, с. 297); IV – перидотитовые и пироксенитовые коматииты и V – амфиболиты (метавулканиты основного состава) Енского зеленокаменного пояса [5]; VI – метапикриты Аллареченского района Кольского региона [1]; VII – перидотитовые и пироксенитовые коматииты (a), базальтовые коматииты (b), толеитовые метабазальты (c) Колмозеро-Воронья и Урагубского зеленокаменных поясов [6]. Фигуративные точки составов метабазитов (1) и метагипербазитов (2) Центральной структуры Устоярви.*

преобладают пликативные. В отдельных участках положение геологических тел метасупракрустальных пород можно рассматривать как межкупольное. И меньше всего данных за то, чтобы интерпретировать их как аллохтонные пластины. Этому противоречит очень важный факт – почти везде внутренние структуры пластовых тел конкордантны их границам.

Анализ полученного материала позволяет рассматривать западный фрагмент Мурманского домена как часть гранит-зеленокаменной области.

То, что фрагменты метасупракрустальных пород Центральной линеаризированной зоны на юге переходят в Южную структуру и облекают ее, позволяет усомниться в правильности границы между Мурманским доменом и Кольским составным террейном. Пока можно только предложить несколько вариантов интерпретации. 1 - возможно, эта граница может проходить южнее участка Устоярви. 2 - либо резкой границы нет, а есть постепенный переход. 3 - или она проходит севернее участка. 4 - вполне вероятно также, что эту границу нужно проводить по северному флангу Центральной структуры. Если принять 2-ой или 4-ый варианты, то тогда нужно будет предполагать одновременное формирование в позднем архее зеленокаменных образований в пределах ныне выделяемых структур – Мурманского домена и Кольского составного террейна.

Литература

1. ***Болотов В.И.*** Пикритовые метавулканиты гнейсо-амфиболитовых толщ архея Кольского полуострова // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1983. С. 109-113.
2. ***Вороняева Л.В., Пожиленко В.И.*** Устоярви – фрагмент гранит-зеленокаменной области (западная часть Мурманского домена) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии (тез.докл.). Петрозаводск, 1999. С. 29-30.
3. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита), м-б 1:500000. Апатиты, 1996.
4. ***Накви С.М.*** Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения дхарварских образований // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 295-305.
5. ***Пожиленко В.И.*** Метагипербазиты Енско-Риколатвинской зоны северо-западного Беломорья // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1987. С. 83-87.
6. ***Смолькин В.Ф.*** Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. С-Пб.: Наука, 1992. 273 с.
7. ***Cooper J.A., James P.R., Rutland R.W.R.*** Isotopic dating and Structural relationships of granitoids and greenstones in the East Pilbara, Western Australia // Precambr. Res. 1982. V.18, №3. P. 199-236.
8. ***De Jong K., Rex D.C., Guise P.G., Cliff R.A., Dali J.S., Timmerman M.J., Balaganski V.V., Pozhilenko V.V.*** $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral step-heating ages along a transect through the Lapland- Kola orogen and their implications for the Paleoproterozoic structuration of the Kola Peninsula. // Abstracts. «Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization», 9th Meeting of the AEGS, 4-15 Sept. 1995, St-Peterburg. - SPb, 1995. P. 28-29.
9. ***Timmerman M.J., Daly S.J.*** Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland - Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res., 1995, Vol. 72. P. 97-107.

ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ГАББРО-УРТИТОВОГО ПЛУТОНА

И.Ф. Гертнер, В.В. Врублевский, Д.Н. Войтенко

Томский государственный университет, г. Томск, e-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Многочисленные сложнодифференцированные щелочно-базитовые интрузии в Кузнецком Алатау расположены в его северо-восточной части и приурочены к каледонским складчатым сооружениям, испытавшим позднеорогенный рифтогенез. По своему петрографическому составу они представляют собой ассоциации субщелочных габброидов, тералитов, основных и ультраосновных фоидолитов, нефелиновых сиенитов. Их формирование традиционно рассматривается в рамках становления горячегорского магматического комплекса раннего девона. Полученные в последнее время Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb изотопные геохронологические данные указывают на более широкий (~ 500-400 млн. лет) временной интервал развития щелочного магматизма [2, 3, 4]. Источники его вещества характеризуются гетерогенностью, которая обусловлена масштабным плюм-литосферным взаимодействием.

Геохимия редких элементов

Изученный нами Кия-Шалтырский плутон, входящий в состав данного комплекса, представляет собой ассоциацию габброидов, ийолитов, уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, которые по своим петрохимическим особенностям являются производными щелочно-базитовой и нефелинитовой магм [1]. Низкий уровень накопления сидерофильных элементов (Ti, Cr, Ni, V, Co) в породах массива предположительно указывает на малую степень плавления исходного мантийного субстрата и приближается к параметрам примитивной мантии. Наиболее истощенными в этом отношении являются уртиты и нефелиновые сиениты. При уменьшении магнезиальности пород отмечается рост концентрации в них REE и HFS-элементов. Габброиды массива по уровню накопления REE (34-60 г/т, La/Yb 3-6) мало отличаются друг от друга (рис. 1).

Производные базитового расплава – камптониты, трахидиабазы, нефелиновые и щелочные сиениты сравнительно обогащены этими компонентами и имеют более высокую степень их фракционирования (ΣREE 97-219 г/т, La/Yb 7-18). Сопоставимым с габброидами истощением и фракционированием REE (29-84 г/т, La/Yb 9) характеризуются уртиты, что объясняется их кумулятивной природой [1]. Предполагается, что более поздние дифференциаты нефелинитовой магмы – жильные пегматоидные ийолиты и микроийолиты с содержаниями REE 71-177 г/т можно рассматривать как продукты остаточного эвтектоидного расплава, сформировавшегося в промежуточной магматической камере.

Фоидолиты и габброиды плутона заметно обеднены большинством рассеянных элементов относительно модельного источника OIB. Исключение составляют LIL-элементы (Rb, Sr, локально Ba, P). Обычные для массива низкие концентрации HFSE (Th, Nb, Ta, Hf, Zr, REE) не свойственны аналогичным породам рифтогенных щелочных провинций других регионов мира (Маймеча-Котуйская, Кольская, Восточно-Африканская, Центрально-Германская провинции). Тем не менее, наблюдается общая тенденция их накопления в дайковых производных фоидитовой и базитовой магм. Однако, даже в этом случае, уровень концентраций только приближается к OIB. Характерной особенностью спектров распределения элементов в породах Кия-Шалтырского плутона являются отрицательные аномалии Th, Nb, Ta, Hf, Zr и Ti, которые обычно отмечаются в продуктах островодужного магматизма и объясняются плавлением материала надсубдукционного мантийного «клина». По соотношениям Ce/Y, La/Nb, Th/Yb, Ta/Yb и Zr/Nb изученные габброиды соответствуют источникам, промежуточным по составу между E-MORB и N-MORB. По этим параметрам уртиты и ийолиты композиционно тяготеют к плюмовому источнику OIB, но для них наблюдается смещение в сторону составов E-MORB и вулканитов активных континентальных окраин.

Изотопная систематика

Проведенное комплексное изучение Nd-, Sr-, O-изотопного состава в породах и минералах Кия-Шалтырского массива позволяет уточнить природу источника их вещества и масштабы коровой контаминации магматических расплавов. Из-за малой вариативности значений Sm/Nd и Rb/Sr трудно судить о возрасте плутона. В большинстве случаев изохроны характеризуются широким разбросом датировок (430-390 млн. лет) с неопределенностью ± 30-40 млн. лет. Наиболее удовлетворительной можно считать только Rb/Sr-изохрону по биотиту, клинопироксену и валовому составу меланократового габбро (обр. КШ 26/1) с наклоном, соответствующим возрасту 406 ± 2 млн. лет (MSWD = 0,73, $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = 0,70475). Первичные отношения Nd и Sr и их эпсилон-параметры рассчитаны по этой дате.

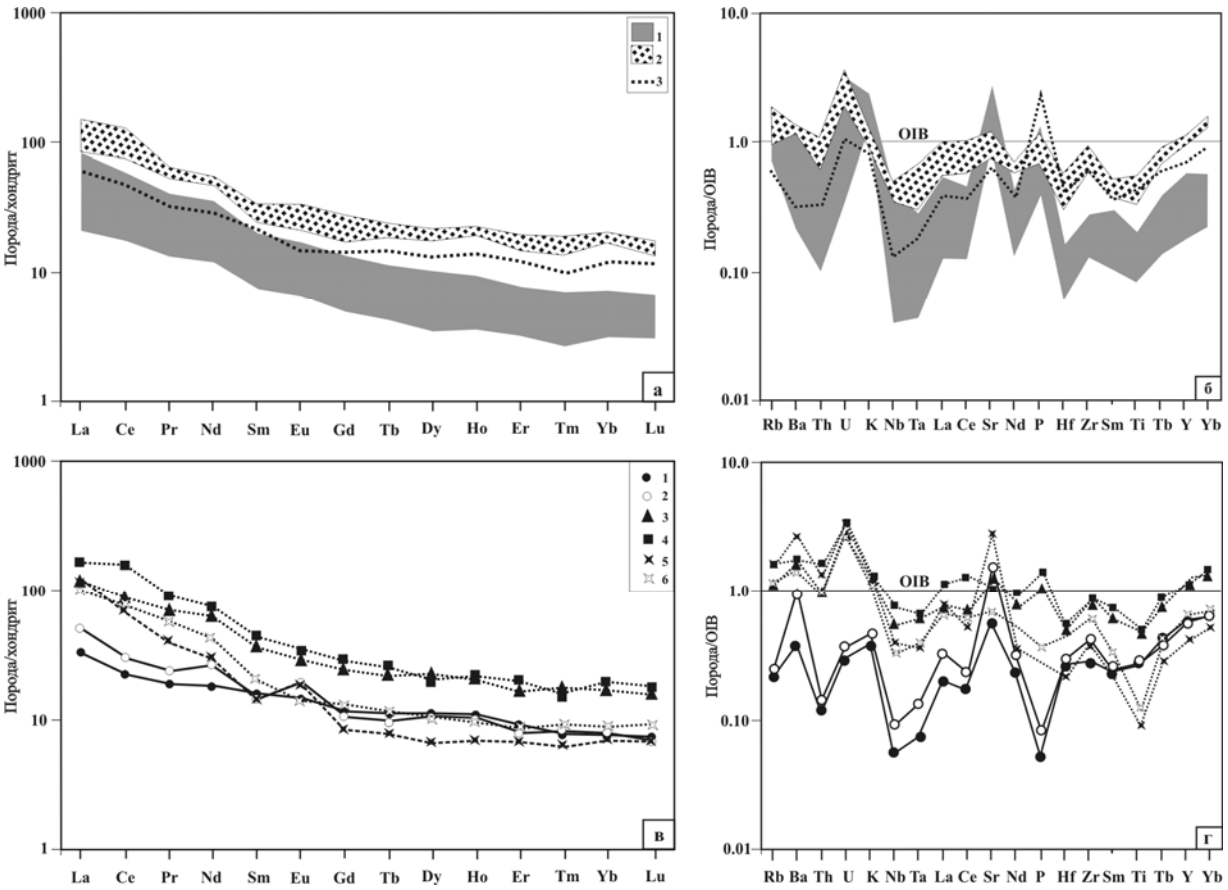


Рис. 1. *Распределение редких элементов в породах Кия-Шалтырского массива. (а) и (б) Фоидолиты: 1 – уртиты (поля выделены по 10 анализам) , 2 – микроийолиты (поля выделены по 3 анализам); 3 – пегматоидные ийолиты (графики по средним значениям 2 анализов);(в) и (г) Габбро, базальтоидные дайки и нефелиновые сиениты: 1 – пойкилитовое мелано-, мезогаббро (графики по средним значениям 2 анализов), 2 – трахитоидное лейкогаббро; 3 – камптонит; 4 – трахидиабаз; 5 – нефелиновый сиенит; 6 – микросиенит. Содержания элементов нормализованы по хондриту CI (Sun, McDonough, 1989).*

Nd-Sr-изотопная систематика пород Кия-Шалтырского плутона и других щелочно-базитовых интрузий Кузнецкого Алатау показывает, что вещество родоначальных магматических расплавов имело мантийную природу (рис. 2). Вместе с тем, в отличие от платформенных обстановок, развитие щелочного магматизма в регионе, по-видимому, происходило в условиях более масштабного плюм-литосферного взаимо-

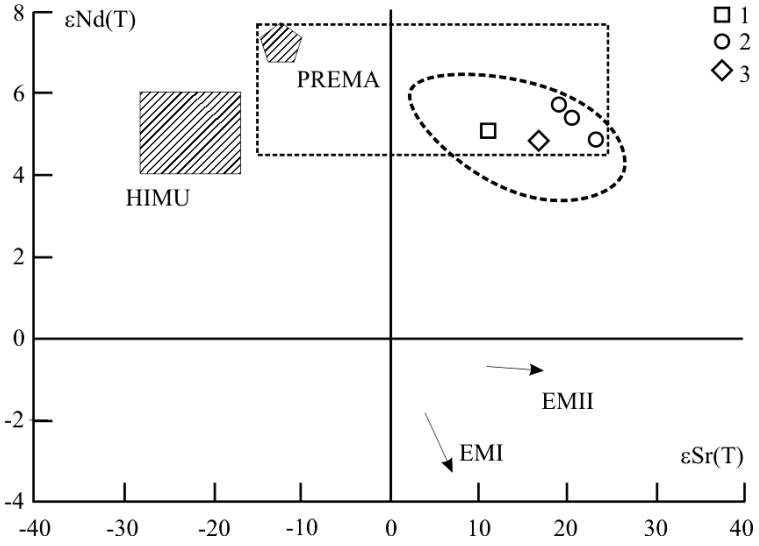


Рис. 2. *Изотопный состав Nd и Sr в породах щелочных массивов Кузнецкого Алатау. Породы Кия–Шалтырского массива: 1–меланогаббро; 2– фоидолиты, 3 – лейкогаббро; Положение резервуаров PREMA, HIMU, EMI, EMII приведено в соответствии с их современными изотопными параметрами по Zindler, Hart, 1986. Пунктирный прямоугольник - поле преобладающих составов пород ранне– и среднепалеозойских базитовых магматических ассоциаций Алтае–Саянской области по [7]. Пунктирный овал – поле пород горячегорского комплекса [3].*

действия. В наименьшей степени влияние этого процесса отразилось на изотопном составе неодима, который по своим параметрам соответствует умеренно деплетированной мантии типа PREMA.

При незначительных колебаниях величины $\varepsilon Nd_{(T)}$ (~ +4.8…+5.2), в породах Кия-Шалтырского массива наблюдаются заметные вариации значений $\varepsilon Sr_{(T)}$ (~ +10.9…+32.8) с увеличением первичных изотопных отношений в поздних интрузивных фазах. Смещение составов от мантийной последовательности в область положительных εSr интерпретируется нами как следствие коровой контаминации, благодаря которой в расплавы поступал дополнительный радиогенный стронций из рассолов, захороненных в метаморфизованных осадочных толщах Кузнецкого Алатау [3, 6]. Этим же процессом обусловлена и трансформация изотопно-кислородных систем минералов и пород Кия-Шалтырского массива. Значения $\delta^{18}O$ (‰, SMOW) возрастают от +8÷+8.4 в габброидах до +9.3÷+10.2 в фоидолитах и +10.5 в нефелиновом сиените. Очевидно, что величина $\delta^{18}O$ заметно превышает мантийные значения +5.5 ± 0.5 ‰ (Taylor, Sheppard, 1986 и др.), что указывает на вероятную контаминацию магмы коровым компонентами. Дополнительным аргументом такого воздействия является существование прямой корреляции между изотопными составами кислорода и стронция [5].

Резюме

Таким образом, выявленные особенности распределения редких элементов, изотопных соотношений кислорода, стронция и неодима в породах Кия-Шалтырского плутона указывают на его формирование из магм, генерация которых происходила при плавлении материала истощенной мантии с участием ее метасоматизированных фрагментов. При подъеме расплавов в верхние горизонты литосферы имела место их селективная контаминация веществом обогащенных стронцием межформационных рассолов, мобилизованных при тепловом воздействии интрузии. Модель деплетированного магматического источника согласуется с представлениями о развитии ранне-среднепалеозойского базитового магматизма на территории Северной Азии под воздействием на литосферу мантийного суперплюма, в составе которого доминировал материал PREMA [7]. При этом можно предположить сложный тектонический режим проявления щелочного магматизма в регионе, допускающий пространственное совмещение окраинно-континентальной и внутриплитной геодинамических обстановок. Примером такого сочетания может служить современная активная континентальная окраина калифорнийского типа.

Исследования поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 08-05-00323).

Литература

1. ***Войтенко Д.Н.*** Петрология Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау): Автореф. дисс. .. канд. геол.-минер. наук. Томск. 2007. 20 с.

2. ***Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Г., Борисов С.М., Левченков О.А., Войтенко Д.Н.*** Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 374-378.

3. ***Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н.*** Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Петрография XXI век: Мат. Петрографического совещ. Т.2. Апатиты: Кольский научный центр РАН. 2005. С. 58-60.

4. ***Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А.*** Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378-382.

5. ***Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н., Сазонов А.М., Краснова Т.С., Тишин П.А.*** Геохимия щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау: свидетельства конвергентности окраинно-континентального и внутриплитного магматизма // Матер. 3-й научной конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Т I. Томск: изд-во Томского ун-та. 2002. С. 55-67.

6. ***Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Гринев О.М.*** Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1991. № 8. С. 81-94.

7. ***Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.*** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.

О ФАНТОМАХ СОВРЕМЕННОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

П.М. Горяинов

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Введение

В геодинамическом, в частности, в петролого-метаморфическом моделировании, кроме механической, главную роль играла только одна составляющая энергетического баланса эндогенных энергопотоков – энергия низшего качества, т.е. энергия молекулярной эмиссии. Иначе говоря, тепловая энергия. Так, моделирование природных реакций глубинного минералообразования, опирающееся на огромную экспериментальную базу, учитывало лишь два параметра энергетической «накачки» системы – температуру и давление. Ионизирующее излучение – это один из наиболее эффективных способов введения энергии в систему, поскольку вызываемое им повышение энергосодержания системы сопровождается резким изменением реакционной способности реагирующих веществ, усилением протекания тех или иных реакций и накоплением продуктов разложения. Обращение к этой идее является по сути, вынужденным, ибо классическая схема развития, например, метаморфических поясов: накопление→погружение на абиссальные глубины порядка 7–25 км→ всплытие «глубинных» ассоциаций с этих глубин (или эрозионное препарирование соответствующего объема) с последующими реверсными процессами, более, чем противоречива. Так, вполне доказанные отсутствие огромной эрозии ядер архейских щитов, приповерхностный характер рудного процесса, при сохранении высоких энергетических параметров среды рудообразования, противоречат каноническим представлениям о P–T режиме амфиболитовой и гранулитовой фации глубинных процессов – вот клубок неразрешимых противоречий классической геодинамики, который ставит под сомнение безупречность ряда привычных, аксиоматичных установок геологии. Например, исходной установки о молекулярной (тепловой) эмиссии или высокого внешнего давления (нагрузки или флюидного) как единственной причине возникновения электроотрицательности катионов – «участников» образования минералов переменного состава, неких «индикаторов» абиссальных глубин метаморфических реакций. И всех этих противоречий сверхидея об эксгумации (особом, причем, уже повторном, тектоническом способе выведения ультраметаморфитов на современную поверхность) не устраняет.

О кризисе теоретической геологии

Линейно-актуалистическая парадигма современной геологии ориентирована не на универсальный случай, т.е. на объект любого вида, а на исключительный природный феномен, частный случай природной феноменологии (*Горяинов, Иванюк, 2001*). Таковым оказывается объект минеральной природы, возникший в среде, передавшей ему свои свойства пропорционально и симметрично, в соответствии с линейными соотношениями параметров среды и свойств объекта. Естественно, что представления о динамической эволюции таких систем основаны на линейной, сугубо детерминистской механике Ньютона-Декарта, которой вполне хватает для описания таких моделей. Но природных аналогов этих моделей ничтожно мало, можно сказать, что их в природе практически нет. В этом и коренится причина того системного кризиса, который испытывает современная геология, тектоника, прежде всего. Многолетние дискуссии способны лишь подчеркнуть это, несколько оживляясь с помощью новых вводных, допущений, спекуляций, физических аналогий. Новых понятий-фантомов, наконец. А вовсе не строгих физических законов.

Признаком кризиса в геологии является массовое «производство» неадекватных динамических моделей, в основном или даже исключительно линейных, отражающих скорее идеологические предпочтения разработчиков, чем стремление последних установить диалог с природой на основе физической интуиции, физического смысла процессов геологической эволюции. Отсюда и низкие оценки теоретической базы современной геологической технологии, которая во многих типичных случаях оказывалась индифферентной к изыскам и коллизиям в дискуссионных академических кругах. Это частично компенсировалось огромным объемом геологических работ в нашей стране в 50–80-е годы, а за рубежом, кроме того,– насыщением отрасли высокими аналитическими и вычислительными средствами.

Однако ни значительный рост информационных массивов, ни принципиальное улучшение качества последних не привели ни к теоретическим, ни к технологическим прорывам в геологии. Налицо основной признак, фиксирующий внимание на важнейшем моменте кризисного состояния науки: простое экстенсивное наращивание фактов к качественным изменениям не приводит. Более всего это ощущается в геодинамике – базовой теоретической дисциплине региональных и металлогенических исследований. Постепенно складывалась ситуация, когда хорошо известные свойства традиционных геологических объектов переставали укладываться в привычное ложе генетического (динамического) обобщения. Это породило скепсис, а порой и убеждение в том, что детализация не приносит геологической науке заметных успехов. Такое отношение особенно утвердилось тогда, когда стало ясно, что объекты, интересующие геолога,– сложные диссипативные системы. Следовательно, даже тщательное исследование составляющих их элементов и деталей не только не раскрывает общих системных свойств объекта, но и приводит к искаженному пониманию его свойств. Целое, разобранное на части, в процессе «модельного» синтеза, без существенных потерь снова собрать не удается.

Мы намереваемся коснуться одного из многих проявлений такого кризиса. Речь пойдет о возникновении ряда ключевых допущений в процедуре моделирования, о насыщении теоретического «аппарата» понятиями-фантомами, существующими в виде некоторых образов, являющихся не столько продуктом знания, сколько его

имитацией. Пояснить это могут, к примеру, такие вводные понятия как террейны – блоки, структурно-вещественная организация которых не вписывается в общепринятую, как бы, «правильную», знакомую, тектоническую конструкцию. Эта последняя, в свою очередь, каких либо альтернатив попросту не допускает. И только по этой причине такие блоки с «неправильной» геологией считают тектонически причлененными извне.

Здесь и такое привычное понятие как «астроблема», объемлющее структуры центрального типа: кальдеры и диатремы, в том числе и кимберлитовые трубки. Тут и вовсе примитив: упало из космоса, могло и не упасть. Раз это космический транзиент, то земные закономерности, по сути, здесь не причем. Это ли не парадоксально: серия болтышских кратеров-кальдер палеогенового возраста (Центральная Украина) сидят на рифейском тектоническом линеаменте в тектоническом обрамлении ДДВ!

Наконец, даже понятие «мантия» – по сути, фантом, если ее понимать не только как одну из оболочек зонального разреза Земли, а как заданную физическую среду с конкретными, причем, вполне ожидаемыми (!), физическими параметрами. «Заселение» исследовательской геологической среды многочисленными фантомами разного масштаба ведет к вынесению за скобки подлинных проблем, требующих объяснения на основе ясного физического смысла – убедительное подтверждение кризисности современной геологии. Природа этого кризисного состояния в том, что в основе исследовательского аппарата находятся принципы равновесной термодинамики (возрастание со временем деградации, деформации, а в целом– энтропии), неэффективные для открытых систем, зарождение и существование которых опирается совсем на другую физику.

О природных объектах геологии

Геология, на самом деле, исследует неукротимые процессы усложнения в ходе эволюции геологических систем от архея до кайнозоя, дифференциации литосферных ансамблей, которые могли стать возможными только в таких условиях, когда вещество литосферы подвергалось воздействию потоков (энергии, вещества) вдали от равновесия, за порогом насыщения. Реальная в этих условиях самоорганизация геологических систем привела в итоге к тому, что все известные тектоносферные ансамбли, независимо от возраста, масштаба и географического положения приобрели *признаки структурного гомеостазиса,* выражающихся в повторении устойчивых типов узоров, *фрактальности последних*, а также *элементы дальнего порядка*. Уместно дополнить, что любые природные ансамбли с такими свойствами возникают в этих условиях, когда нелинейность системы приводила ее к выбору одного из многочисленных, практически непредсказуемых путей эволюции. К выбору, обеспечившему, наконец, возникновение и функционирование структуры, наиболее адаптированной к потокам энергии и вещества, структуры, наиболее эффективно диссипирующей и энергию, и вещество.

Какие же модельные разработки динамической эволюции из числа ныне активно обсуждаемых, учитывали хотя бы одно из названных фундаментальных свойств литосферных ансамблей? Можно сказать, что таковых нет. Сценарии возникновения подобных основополагающих признаков литосферных ансамблей в современной детерминистской динамической геологии не рассматриваются, как не рассматриваются и сами признаки. Как вовсе несуществующие!?

Чем же компенсируется отсутствие физически осмысленной идеологии в создании многочисленных, порой прямо отрицающих одна другую, неактуальных концепций? Ответ сколь не очевиден, столь и неожидан: такое отсутствие компенсируется как заселением интеллектуальной среды фантомными понятиями, так и все большим количеством допущений и исключений, т.е. созданием такой среды научных исследований, где такие фантомы и допущения существуют и множатся. Проиллюстрируем сказанное некоторыми примерами.

Какова глубина зарождения архейских дифференцированных ансамблей?
И какова величина эрозии ядер щитов?

Вкратце коснемся одного из канонических представлений о взаимоотношениях поверхностных и глубинных процессов – о процессах метаморфизма и его в месте в тектоническом процессе. Выбор подсказан активной «эксплуатацией» типичного фантома – так называемой тектонической эксгумации. Само по себе обращение к этой идее демонстрирует типичную процедуру «вынесения за скобки», подчеркивающую очевидную кризисность метаморфической доктрины. Как и положено фантому, его смысловая основа – это вполне правдоподобная логическая канва, даже конструкция, опирающаяся на достаточно очевидный фактический материал. Основой последнего является наличие в приповерхностных условиях минеральных парагенезисов, которые официальная петрологическая доктрина считает глубинными, хотя данных о колоссальной эрозии не имеет. Существует обратное – доказательства ничтожной эродированности ядер щитов. Нет и подтверждений тому, что парагенезисы зародились на абиссальных глубинах – все они исключительно косвенные и умозрительные, но к этой схеме приведены все канонические постулаты теории метаморфизма. Т.е., явление как бы есть и существует как виртуальный логический образ в некоем заданном смысловом контексте, но на самом деле его нет, его никто не воспроизвел, не наблюдал, не доказал.

Результаты анализа этой проблемы конкретно для Кольского полуострова превзошли все ожидания. Основные выводы сделаны на детальном изучении строения месторождений железистых кварцитов Оленегорского района – одного из наиболее изученных и тектонотипичных территорий развития архейских гнейсовых комплексов не только Балтийского щита, но и мира

Довольно часто в приповерхностной части железистых кварцитов характерны эффекты завихрения, сопровождаемые волнообразными изгибами, своеобразной "вибрацией". Для таких этих зон, напоминающих в разрезе листрические, нередко отмечается запрокидывание, обратное "отрицательное" падение. Структура здесь существенно усложняется; кварциты диспергируются на отдельные линзовидные фрагменты-«брызги» и как бы “выплескиваются” из основного линзовидного тела (рис. 1). Сечение рудной линзы в ее верхней части напоминает профиль штормовой волны с характерным для нее вздернутым, порой сорванным, гребнем.

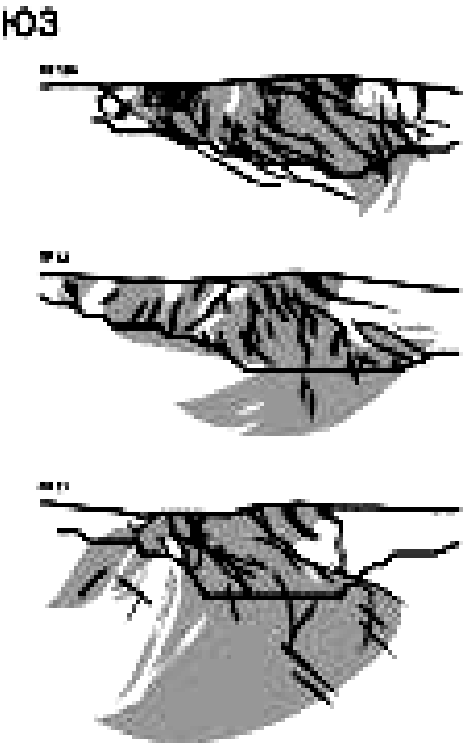


Рис. 1. *Поперечные разрезы Кировогорского месторождения железистых кварцитов. Архейский комплекс. Оленегорский район. Профиль разрезов напоминает типичный облик штормовой волны, с сорванным гребнем, с диспергированными фрагментами. Серое–железистые кварциты; темное–керамические пегматиты и долеритовые дайки.*

Подобный "выброс" с морфологически выраженными признаками “надвигов” вблизи поверхности может быть уподоблен появлению опережающего волнового гребня, составляющего физическую сущность эффекта цунами – своеобразных нелинейных уединенных волн. структурный узор в рассматриваемых ансамблях, с одной стороны, и вещественная неоднороднозональная организация метаморфического разреза, с другой, взаимно когерентны. Соответственно, метаморфический петрогенезис и структурный узор формировались в одной и той же динамической среде, на одном гипсометрическом уровне.

Напомним, что структурный узор в рассматриваемых ансамблях, с одной стороны, и вещественная неоднородно-зональная организация метаморфического разреза, с другой, взаимно когерентны. Соответственно, метаморфический петрогенезис и структурный узор формировались в одной и той же динамической среде, на одном гипсометрическом уровне.

Какова природа энергетического вклада в формирование высокоэнергоемких ассоциаций?

В геологии обращали внимание, кроме механической, только на одну составляющую энергетического баланса эндогенных энергопотоков – на энергию низшего качества, проявляющуюся в виде молекулярной эмиссии, т.е. в виде тепла. Структурная и метаморфическая петрология также оперирует лишь эндогенными тепловыми потоками, а также факторами, обеспечивающими флюидное или общее давление. В структурно-петрологических конструкциях метаморфизма энергетические вклады аддитивны, а кооперативное поведение компонентов не «предусмотрено», что совершенно очевидно вытекает из существа и логики равновесной термодинамики.

Значительно более широкий спектр реакций минералообразования, включая реакции с образованием полевых шпатов, мусковита, флогопита, каолинита и даже оливина, может быть связано, по мнению И.Ф.Вовка [1, 2], с воздействием энергии ионизирующего излучения. Более того, на основании расчетов энергетического баланса он полагал, что вклад ионизирующего излучения может на порядок (!) превышать тепловое.

Вода и ионизирующее излучение

В силу уникальности физических и химических свойств вода выступает в подобных условиях и как среда, и как активный участник, как источник окислителя или восстановителя, и, наконец, как мощный агент мобилизации, переноса и преобразования вещества и энергии. Ионизирующее облучение воды вызывает высвобождение в ней электронов, атомарного водорода, а также гидроксильных радикалов, т.е. наиболее реакционно-способных частиц, известных в природе. Эти продукты разложения, а также неразложенные молекулы, получившие определенный избыток энергии по сравнению с исходными молекулами, *неравновесны* в термодинамическом отношении для системы, в которой они появились. Будучи чрезвычайно реакционноспособными, они в ничтожно короткое время освобождаются от избыточной энергии не путем

рассеяния ее в виде тепла, как это имеет место в безводных породах, заметим, чрезвычайно редких, а вступая в химическое взаимодействие с их акцепторами – различными контактирующими с флюидом компонентами.

Источники литосферных ионизирующих энергопотоков

Минералообразующие реакции, обусловленные глубокой диссоциацией воды «невыясненной» природы, распространены значительно шире, чем процессы радиоактивного распада. Источник ионизирующего излучения не радиоактивной природы в литосферных процессов весьма распространен. Разрушение кристаллического вещества, разрыв избыточных кристаллических связей, т.е. появление свободных кристаллических зарядов порождает не только тепловую эмиссию. По мнению А.А. Воробьева [3, 4], в тектонических процессах энергетические эффекты электрической природы превышают все другие ее виды на несколько порядков. Эти процессы, и в общем случае,– тип динамической эволюции связан с проявлением тектоно-кессонного эффекта [5, 6]. Он получил название по отдаленной аналогии с известным биофизическим явлением для обозначения процессов, имеющих место в твердом кристаллическом веществе, образовавшемся в глубинных условиях и выведенном тектоническими силами в верхние горизонты литосферы. Или, в общем случае, в условия, где в породе возникает состояние избыточного, некомпенсированного напряжения (рис. 2).

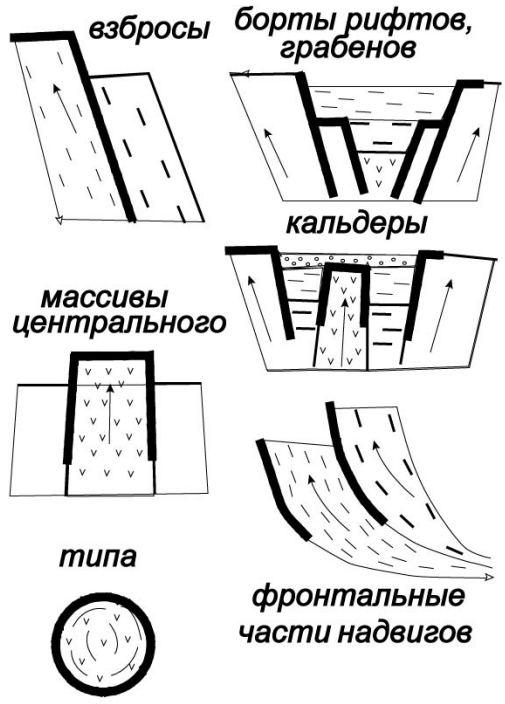


Рис.2. *Типы геодинамических обстановок проявления тектоно-кесонного эффекта.*

Отсутствие огромной эрозии, приповерхностный характер рудного процесса, высокие энергетические параметры его среды, ставит под сомнение безупречность ряда привычных, аксиоматичных установок геологии. В частности, исходные установки о молекулярной (тепловой) эмиссии или внешнего давления как единственной причине возникновения электроотрицательности катионов при метаморфических реакциях, т.е. о таком P–T режиме амфиболитовой фации (600°C и 3–7 кбар), который не допускает существования водных бассейнов на архейской поверхности – среды зарождения метаморфических ассоциаций железорудной формации. Что же в таком случае могут означать архейские железорудные бассейны, кроме своей безводности? Ответ на этот вопрос явно не лежит в палеогеографической плоскости.

Заключение

Проблема фантомов и фантомизации теоретической геологии особенно актуальна в связи с конкретными попытками использования идей синергетики или теории самоорганизации для решения традиционных задач геологического анализа, иными словами, в связи с приобщением геологии к новой парадигме современного естествознания. Чтобы избежать недопониманий в трактовке понятия фантом, нелишне обратиться к известному в хирургии явлению: фантомная боль в пальцах ампутированной конечности. Как кажется, это понятие ничуть не сложнее, чем вкладываемое в него геологическое содержание. Например, астроблема, террейн, эксгумация.

Литература

1. ***Вовк И.Ф.*** Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М.Недра. 1979. 231 с.
2. ***Вовк И.Ф.*** Радиолиз подземных вод как механизм геохимического превращения энергии радиоактивного распада в осадочных породах. Литология и пол. Ископаемые. № 4. 1981. С. 34 – 43.
3. **Воробьев А.А.** Высокие геоэлектрические поля. Томск. Изд. ТГУ. 1970.
4. ***Воробьев А.А.*** Тектоноэлектрические, тектономагнитные явления и их практическое приложение. Книга в 5-ти частях. Часть IV. Геоэлектрика и электрогеология. Томск. 1980. Деп. ВИНИТИ. 250 с.
5. ***Горяинов П.М.*** О геодинамически необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта// Литоло. И поезные ископаемые. 1983. № 5. С. 47 – 60.
6. ***Горяинов П.М., Давиденко И.В.*** Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики.// ДАН СССР. Т.347.№ 5. 1979. С. 1212 – 1215.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САХАНЬИНСКОГО МАССИВА (СЕЛЕНЯХСКИЙ КРЯЖ, ЯКУТИЯ) ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Е.Н. Диман

Институт алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, *e-mail: diman@diamond.ysn.ru*

Саханьинский массив расположен в северной части Главного батолитового пояса (Селеняхский кряж, Якутия) и изучался многими исследователями, материалы которых легли в основу работы [5], где подробно рассматривается его петрология и петрохимия. Целью сообщения является проверка использования разработанного для кимберлитов алгоритма, основанного на теории ошибок [2-4] к гранитоидным породам и возможности получения дополнительных сведений о генезисе массива и его особенностях. Найдено, что построенная схема массива по локальным скоростям упругих волн (Vp) не противоречит легенде из [5, рис.1]. Определено, что взаимодействие с вмещающими породами определяется выносом из краевых частей массива Si, Al, Mg и других элементов. Установлено, что температурный режим воздействия на вмещающие сланцы и вынос элементов с разных сторон массива распространяется до 10-50 метров и может создавать в ореоле кварц-доломитовые скарны, заимствуя Ca из вмещающих пород.

На рисунке 1 представлена геологическая карта Селеняхского кряжа м-ба 1:500 000 из [1], а на рисунке 3 нанесены на ее основу скорости локальных продольных волн ,Vp км/ сек. Химические анализы пород использовали из [1] и картотеки института.

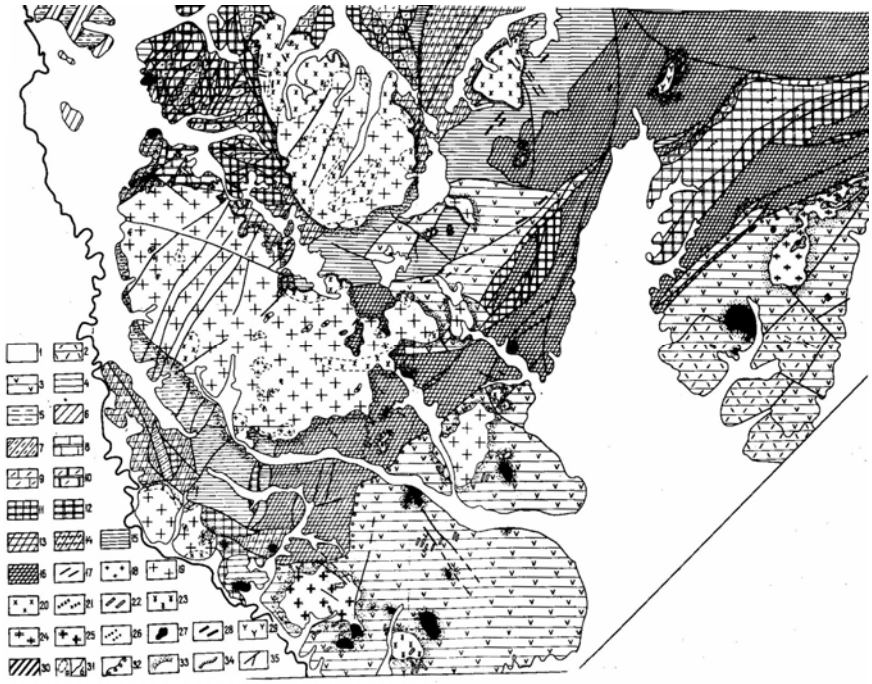


Рис. 1 *Саханьинский массив (по данным [5]). Массивы снизу-вверх: Сенчан-Иолтахский , Саханьинский и Кутурук.*
Легенда: 1 – четвертичные отложения; 2 – $J_3kt – V_1$ – верхняя юра, кимеридж-волжский ярусы: риолиты, дациты, андезиты и их туфы, песчаники, аргиллиты; 3 – $J_3ox – kt$ – верхняя юра, оксфорд-кимериджский ярусы: андезиты, базальты, риолиты, риодациты и их туфы, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – J_3 – верхняя юра: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 – J_{1-2} – нижняя и средняя юра: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 – T_3 – верхний триас: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 7 – C_1 – нижний карбон: глинистые, известково-глинистые и песчано-глинистые сланцы и песчаники; 8 – D_3 – верхний девон: доломиты и аргиллиты; 9 – D_2 – средний девон: известняки, известково-глинистые сланцы; 10 – D_1 – нижний девон: известняки, известково-глинистые сланцы; 11 – S_2 – верхний силур: известняки, доломиты, песчано-глинистые и известковистые сланцы; 12 – S_1 – нижний силур: известняки, известково-глинистые сланцы; 13 – O_3 – верхний ордовик: известняки; 14 – O_2 – средний ордовик: известняки, известково-глинистые сланцы; 15 – нижний ордовик: филлитовидные глинистые и песчано-глинистые сланцы; 16 – Pt_2 – верхний протерозой: хлорит-серицитовые, биотит-кварцевые, гранат-амфиболовые сланцы, амфиболиты, измененные эффузивы среднего и основного состава, слюдистые мраморизованные известняки и мраморы. Интрузивные образования. 17 – 21 – раннемеловой (K_1) комплекс (17 – лейкограниты, аплиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры даек; 18 – мелкозернистые лейкократовые граниты штокообразных тел; 19 – граниты, гранодиориты, плагиограниты главных фаций массивов; 20 – эндоконтактовые гранодиориты, кварцевые диориты; 21 – гранодиориты, гранодиорит-порфиры даек раннего уровня внедрения); 22 – 28 – позднеюрско-раннемеловой ($J_3 – K_1$) комплекс (22 – риолитовые, риодацитовые порфиры даек третьей фазы; 23 – риолитовые, риодацитовые порфиры субвулканов третьей фазы; 24 – граниты третьей фазы; 25 – кварцевые диориты, кварцевые монциониты, гранодиориты массивов второй фазы; 26 – диоритовые, андезитовые порфириты даек второй фазы; 27 – габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы массивов первой фазы; 28 – диоритовые и диабазовые порфириты даек первой фазы); 29 – 30 – палеозойский (C_3) комплекс (29 – габбро, пироксениты, горнблендиоты; 30 – щелочные граниты, сиениты); 31 – геологические границы: а – фациальные, б – установленные; 32 – поверхности несогласия; 33 – ореолы контактового метаморфизма; 34 – скарны; 35 – тектонические нарушения

По данным химического анализа пород последовательно рассчитывались формула породы (ход расчета аналогичен расчету алюмо-силикатных минералов), удельный и объемные веса образцов, модуль Юнга и модуль сдвига, скорости Vs и Vp упругих волн [2]. Для примера на рисунках из [2] приведены расчетные значения Vs и Vp волн от экспериментально определенных, взятых из работы [1].

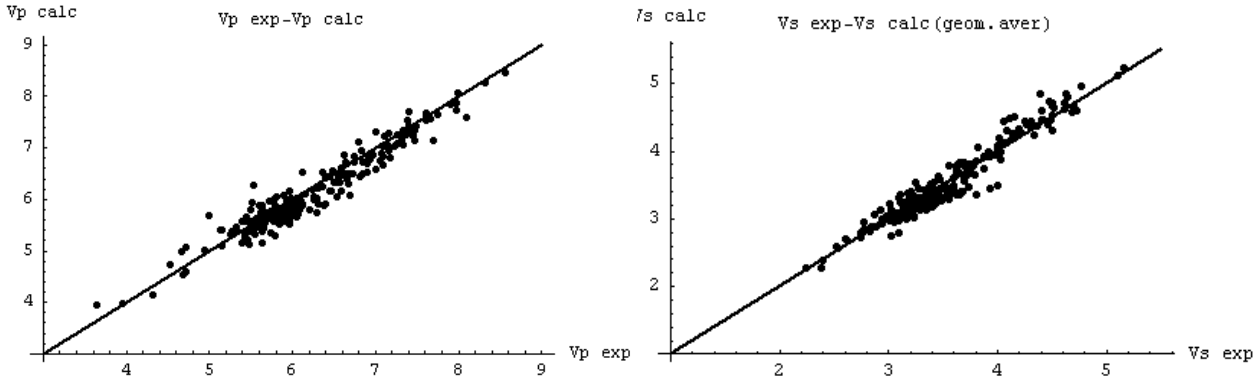


Рис. 2. *Скорости Vp и Vs волн, рассчитанные нами по химическим анализам минералов и пород [2] в сравнении с экспериментально определенными из [1].*

Ввиду меньших различий максимальных и минимальных значений в скоростях Vs, чем Vp-волн для Саханьинского массива, за основу были взяты Vp-волны. По значениям скорости они были разделены на 3 группы.

Первую группу представляли Vp волны со значением скоростей больше 5.80 км/сек (темные ромбики). Во вторую группу отнесли образцы со скоростями 5.80 – 5.28 км/ сек (звездочки), и к третьей группе образцы со скоростями менее 5.28 км/сек (белые кружочки на рис 3). Это связано с тем, что большие значения Vp-волн соответствуют более основным магматическим породам (базальтам, диоритам), а низкие значения, как и для Vs-волн характерны для кислых пород (граниты) или для метасоматически измененных.

Как видно из рисунка 3 области контактово-метасоматических пород (отделено пунктиром [5]) полностью соответствуют значениям с низкими скоростями Vp (третья группа). Более основные породы, фиксируемые в этих районах (темные ромбики) контактируют и большей частью находятся в паре с их метасоматически измененными разностями. Это можно объяснить тем, что более высокоскоростные (более основные) породы поднимались с больших глубин, оставляя за собой ослабленные зоны, по которым поднимались гидротермальные растворы, которые метасоматически воздействовали на ранее отложившиеся тела. Измененные породы (низкие скорости) располагаются также по периферии массива, тяготея в основной массе к северо-западной и восточной – юго-восточной частям массива. Поэтому проследить воздействие массива на мещающие известковые породы и сланцы было приоритетной задачей. Воздействие со стороны сильно метаморфизованныз пород массива с восточной и северо-западной стороны на вме-щающие породы распространяетсчя на 50 и 100 метров соответственно. Для примера на рисунке 4 рассчитаны изменения основных элементов с южной стороны массива. В целом видно, что воздействие массива на вмещающие породы ограничивается 6-12 метрами. В этой зоне – привнос Si, Al и Fe^{2+}, привнос Mn^{2+}, Mg и вынос Ca (зеркальное поведение, магнезиальные скарны). Наблюдается отложение водных минералов (синхронное поведение H_2 и O_2, биотит?) После термального воздействия по контакту пошли более холодные гидротермы с выносом близ массива K и заменой его Na и привносом F, P и S.

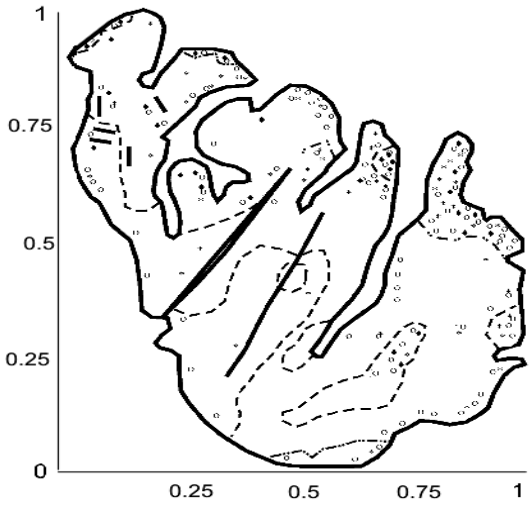


Рис. 3. *Групповые скорости Vp волн, наложенные на топологическую основу [5] Саханьинского массива.*

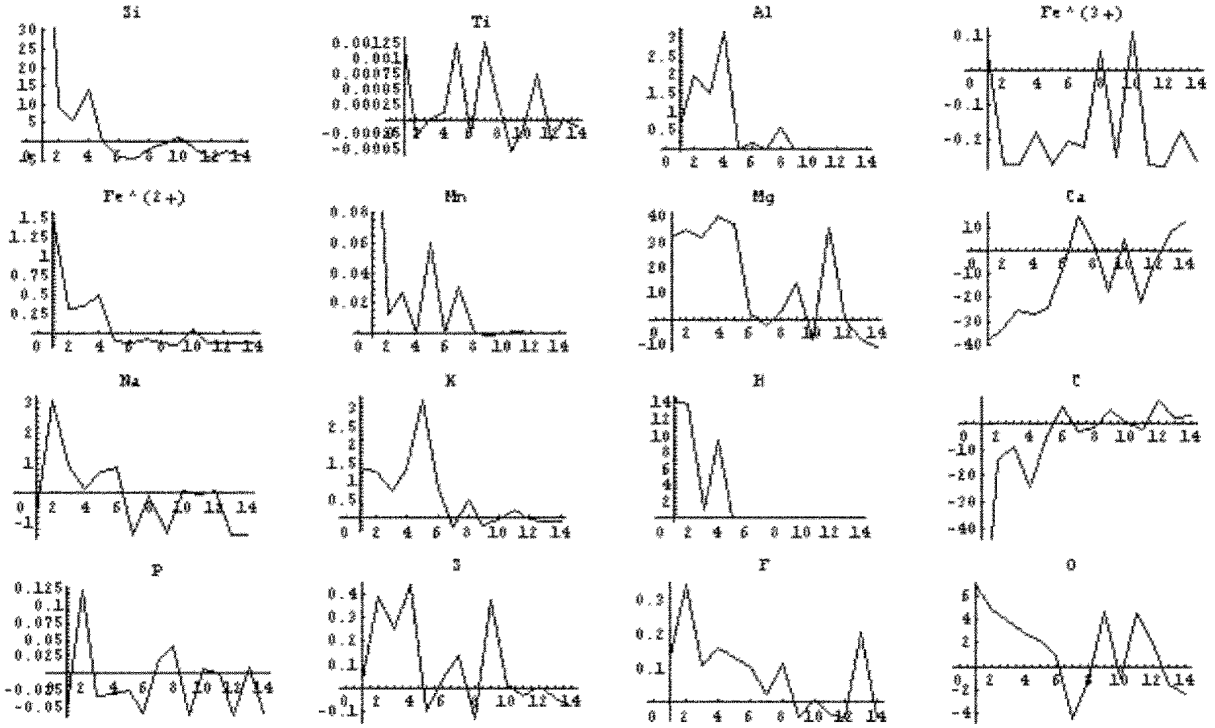


Рис. 4. *Изменения в содержании элементов в зависимости от удаленности от контакта массива.*

Таким образом, имея лишь химический анализ и координаты образцов как массива, так и вмещающих пород, можно получить дополнительную информацию о фациальности массива, скарнообразовании и гидротермально-температурном воздействии на вмещающие породы при использовании разработанного алгоритма.

Литература

1. ***Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.*** Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. Изд-во “Наука”, 1970, 274 с.

2. ***Диман Е.Н.*** Возможности прогноза флангового расширения месторождений по данным химического анализа пород./ Рудогенез и металлогения востока Азии./ Материалы конференции./ Якутск, СО РАН ИГАБМ, 2006. 66-70 с.

3. ***Диман Е.Н.*** Оценка алмазоносности кимберлитовых трубок разных районов мира по волновым свойствам пород (новый метод).// Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды.Тез. докл/ Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов, Иркутск, СО РАН Иркут. Науч. Центр. Том 2, 2007, 66-70 с.

4. ***Диман Е.Н.*** Алгоритм определения алмазоносности кимберлитов по данным химического анализа пород./ Тезис 2 данного совещания, 2008.

5. ***Диман Е.Н.*** Оценка алмазоносности кимберлитовых трубок разных районов мира по волновым свойствам пород (новый метод).// Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды.Тез. докл/ Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов, Иркутск, СО РАН Иркут. Науч. Центр. Том 2, 2007, 66-70 с.

6. ***Трунилина В.А., Роев С.П.*** Позднемезозойский магматизм Селеняхского Кряжа/ Институт геологии, Якутский филиал СО АН СССР, 1988, 162 с.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ АЛГОРИТМОВ С РЕПЕРНЫМИ ИНТЕРВАЛАМИ, ОСНОВАННЫХ НА ТЕОРИИ ОШИБОК, ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГЕОЛОГИИ И ПРИМЕРЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Е.Н. Диман

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, e-mail: diman@diamond.ysn.ru

Алгоритм основан на теории ошибок с промежуточными реперными интервалами. Если сопоставить каждому замеру или расчету **a** определенную погрешность **σ**, то такие отклонения, такие ошибки при их большом количестве будут, в соответствии с теоремой больших чисел, распределены нормально: $\mathbf{a} \pm \sigma_i$, при $\Sigma\sigma_i \to 0$, $i \to \infty$. При ограниченном $i \ll N$, числа членов глобальной выборки, $\Sigma\sigma_i \to \delta$, где **δ** – малое число. Последнее будет возможно, если для выборки a_i, $i = n$, при соблюдении одинаковой последовательности операций будут получены заранее известные данные исхода (например, заранее известное содержание алмазов в породе), то есть результаты расчета и фактурные данные (химические анализы кимберлитов) должны быть однозначно сопоставимы.

Рассмотрим принципиальную суть алгоритма. На входе мы имеем химический анализ кимберлита, на выходе – содержание алмазов. Уже в химическом анализе заключены ошибки в определении содержаний окислов в породе, как по подготовке проб и усреднения навески, точности химического анализа, так и по отбору образцов в полевых условиях (колебания минералогического состава от пробы к рядом взятой пробе, даже повторные анализы из одной пробы всегда отличаются по процентному содержанию компонентов). Путь от входа до выхода лежит через реперные интервалы, которые последовательно включают в себя количество летучих и пористость кимберлитов, их удельный и объемный вес, упругие характеристики кимберлитов – модуль Юнга и модуль сдвига, скорость упругих волн, продольных и поперечных, в координатах которых и представлены результаты расчетов.

Как увязать химический анализ с содержанием алмазов в породе и для чего нужны реперные интервалы? Рассмотрим задачу в общем виде и ограничимся тремя реперными интервалами. Пусть задана многомерная начальная точка **А1**, представляющая собой начальные данные (химический анализ). Пусть существует точка **Б1** (фактурные данные). Путь от точки **А1** до точки **Б1** может быть любым., то есть может существовать множество алгоритмов (множество операций) с начальными данными, результатом которых будет точный результат (точка **Б1**). Это значит, что в любой комбинации операций будет полная компенсация погрешностей благодаря проведенным операциям, $\Sigma\sigma_i \to 0$. Выберем какой то определенный алгоритм 1, который последовательно проводит взятый набор операций (рис. 1). Пусть дана вторая пара данных, **А2** и **Б2**. $\sigma_{1i} \in S1 \neq \sigma_{2i} \in S2$, $S1 \cup S2 = 0$, где $(S1, S2) \subset S$ – множество погрешностей объектов выборки. Если применить алгоритм 1 к **А2**, то нельзя получить результат в виде **Б2**. Всегда будет отклонение (на рис. 1 – точка **Б3**, отличная от точки **Б2**). Это связано с тем, что несбалансированность отклонений вторых данных от первых в результате тех же проведенных операций может привести к значительному отклонению от конечного результата. Однако из множества алгоритмов можно выбрать такой, который будет удовлетворять обоим наборам данных. Для этого введем реперные интервалы. Реперные интервалы служат для конструирования алгоритма и располагаются на промежуточных участках пути от **А** до **Б**. Основные требования, которым должны удовлетворять реперные интервалы, следующие.



***Рис. 1**. Произвольный алгоритм, примененный к двум наборам.*

1. Они должны быть применимы к исследуемым наборам данных;
2. Они являютя путями, для которых промежуточные решения должны укладываться в данный интервал значений;
3. Интервалы должны быть достаточно узкими, чтобы промежуточные решения были близки (компенсация отклонений);
4. В физико-химическом плане они должны быть связаны известными физико-химическими законами, так что бы следующий реперный интервал вытекал из предыдущего;
5. Результаты расчетов должны быть близки к известным наборам исходных данных (точки **Б**).

Из пунктов 1-5 следует, что используемый алгоритм близок к оптимальному, хотя и не является единственным.

На рисунке 2 показаны те же начальные данные, как на рисунке 1 и три реперных интервала, которые служат точками контроля, говорящими о том, что данные **А1** и **А2** подчиняются физико-химическим законам и не выходят за отведенные пределы. Отметим, что чем большее число реперных интервалов, тем точнее будут результаты. Выход за пределы реперных интервалов будет говорить о несовершенстве алгоритма. Если для пары **А1, Б1** (при точно известном **Б1**) использован **ОА** (оптимальный алгоритм), это значит, что все σ_i полностью скомпенсированы. Для пары **А2**, **Б2** ввиду начальных различий $\boldsymbol{\sigma_i}$ между **А1** и **А2**, использование **ОА** приведет к результату **Б2'**, который будет отличаться от точного значения **Б2** на малую величину. Если это действительно так, то появляется возможность проводить сравнение различий для множества решений $\mathbf{Б_i}$ по набору $\mathbf{А_i}$.

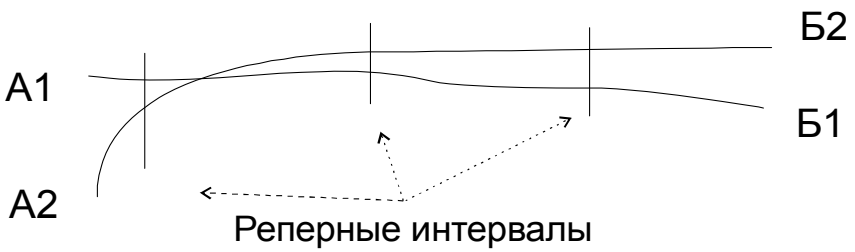


Рис. 2. *Использование оптимального алгоритма с реперными интервалами.*

Что такое реперные интервалы и для чего они нужны? Любой объект можно охарактеризовать рядом свойств. Реперные интервалы – это состояние объектов или признаки (свойства) одного класса объектов. Путь между реперными интервалами – это действие, которое последовательно переводит объекты от одного свойства к другому. Итак, если на пути А – Б все свойства объектов укладываются в реперные интервалы, то тем самым объекты одного класса полностью охарактеризованы. Границы реперных интервалов (минимальные и максимальные значения) определяются из опытных данных. Пусть для какого-либо образца породы прибором измеряется какое-либо свойство. Множество проведенных замеров даст среднее значение, а сами замеры распределяться нормально. Это может относится, например, к замерам упругих волн пород [1] или их химическим анализам (многомерная точка) и т.д. Множество образцов с нормальным распределением свойств для каждого образца распределятся на реперном интервале линейно. Поэтому принцип построения алгоритма следующий [2, 3]. Выберем произвольный алгоритм (произвольный путь от А до Б). Пусть свойства 1-го образца на каком-либо реперном интервале выходят за его пределы, например, **Vp** > 12 км/с. Выбираем другой путь (улучшаем алгоритм) до непротиворечивых значений А и Б. Для второго образца по новому алгоритму на каком-либо другом реперном интервале история может повторится. Выбираем следующий алгоритм и проводим расчет. Если А и Б непротиворечивы для двух образцов, то расчет проводится по третьему образцу с рекурсией и улучшением алгоритма до тех пор, пока все доступные пары А и Б будут находится в согласии с высокой степенью достоверности.

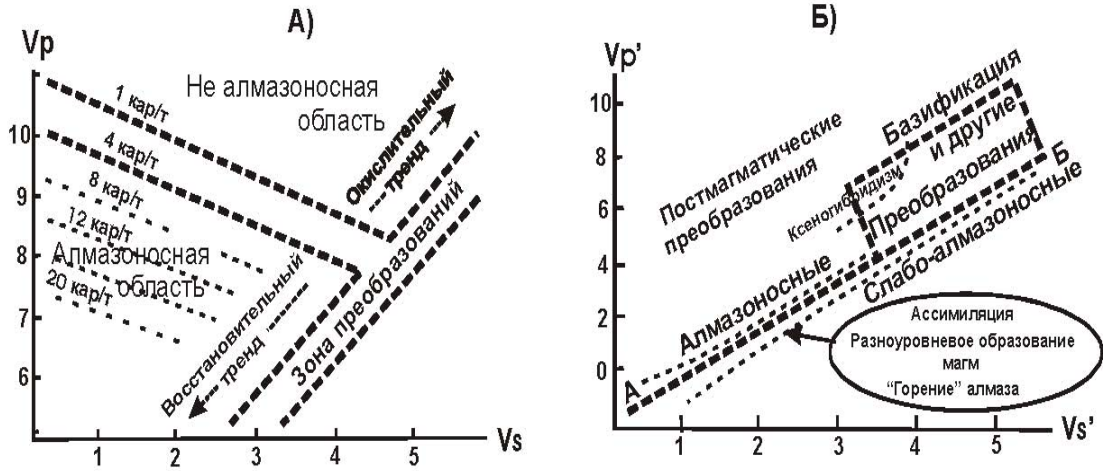


Рис. 3. *Схемы разграничительных линий алмазоносности и вторичных преобразований.*

Алгоритм использован для определения содержаний алмазов в кимберлитах и родственных им породах по данным химического анализа. В качестве $\mathbf{A_i}$ использовали содержание компонентов (окислов) химического анализа, до 20. В качестве $\mathbf{Б_i}$ использовали средние значения содержания алмазов, приводимых в литературе.

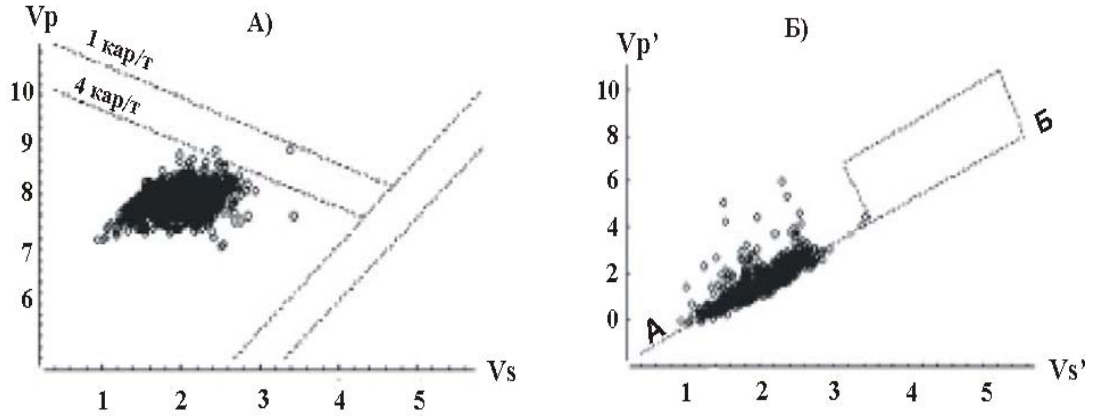


Рис. 4. *Трубка Юбилейная-Восточная, южная ЯКП (n = 630).*

В результате алмазоносность кимберлитов была выражена через рассчитанные из химического анализа упругие характеристики образцов, **Vs** и **Vp**, км/с. На рисунке 3 дана схема потенциальной алмазоносности А), реальной и вторичных преобразований кимберлитов Б) в зависимости от скоростей продольных и поперечных волн. На рисунках 4, 5, 6 – примеры из южных и северных трубок Якутии [5, 6, и данные ИГАБМ].

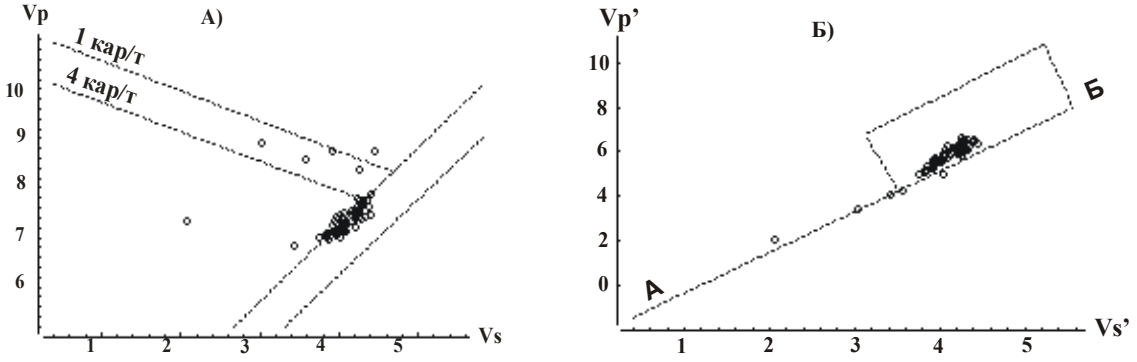


Рис. 5. *Куранахское поле (n = 67).*

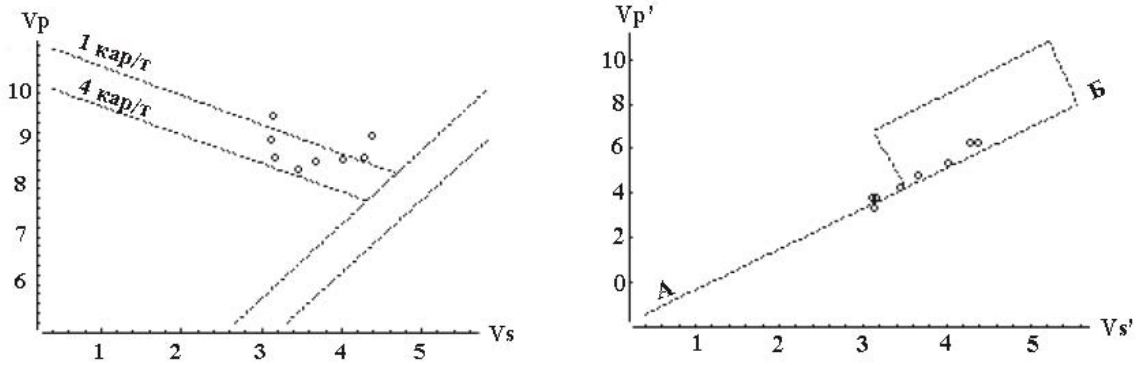


Рис. 6. *Стародреченское поле (n = 8).*

Достоверность алгоритма проверялась по имеющимся данным вторичных преобразований и алмазоносности по литературным данным. Так на рисунке 7 приведены рассчитанные по нашему алгоритму и данные В.Б. Василенко и др. [6]. Сходимость результатов довольно хорошая.

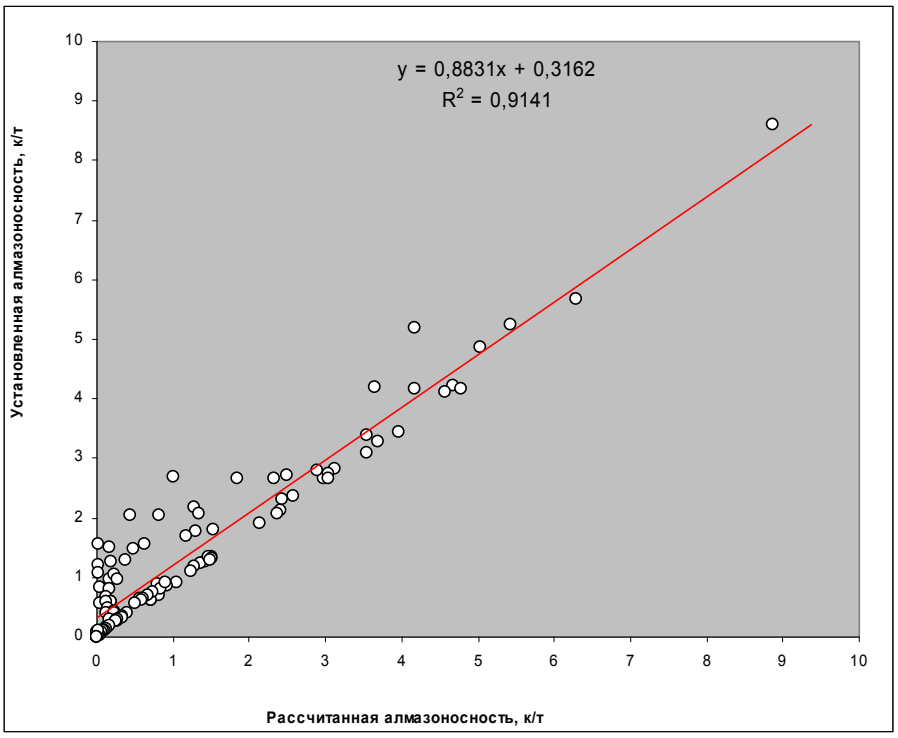


Рис. 7. *Сравнение содержаний алмазов по [6] и рассчитанных по нашему алгоритму. Примечание: Рисунок оформлен С.А. Бабушкиной.*

Литература

1. ***Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.*** Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород, 1970, М.: Наука, 276 с.
2. ***Диман Е.Н.*** Локальная оценка продольных и поперечных волн в образцах или возможности использования химического анализа горных пород для прогноза месторождений. Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии.Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания: «Петрография XXI века», Изд-во Кольского научного центра РАН, т.4, 2005, с. 95.
3. ***Диман Е.Н.*** Возможности прогноза флангового расширения месторождений по данным химического анализа пород. Рудогенез и металлогения востока азии. ИГАБМ СО РАН, 2006, с. 66-70.
4. ***Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.*** Коренные месторождения алмазов мира, М.: Недра, 1998, 556 с.
5. ***Vasilenko V.B., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O., Kuznetsova L.G., Khlestov V.V., Volkova N.I.*** Diamond potential estimation based on kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration, 76, 2002, p. 93-112.

ПОВЫШЕНИЕ ПОЛНОТЫ И КАЧЕСТВА ОКОНТУРИВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИБИН И ИХ ОТРАБОТКА ПРИ ДОБЫЧЕ

Г.М. Еремин

Горный институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: bugasha@goi.kolasc.net.ru

Потери и разубоживание руд зависит в основном от геологического строения рудной залежи и применяемой технологии отработки. Первоначально нормативы потерь по карьеру рудника Центральный были определены в 5%, а по карьеру Коашва – 7%, фактические же – составляют соответственно 1.8-3.5% и 5.6-6.5%. С ухудшением горно-геологических условий по мере разработки месторождений потери и разубоживание руды значительно увеличились. Основные потери руды при разработке мощных рудных залежей образуются на их контактах, как в лежачем, так и в висячем боку, а при разработке сложно-структурных месторождений и внутри самих тел.

Величина допустимых потерь руды при открытой и подземной разработке месторождений зависит от ценности извлекаемой руды: чем ценнее руда, тем меньше должны быть потери. В немалой степени величина потерь и разубоживания руды зависит от современной методологии оконтуривания рудных тел, подсчета запасов в соответствии с имеющимися кондициями, показатели и критерии которых часто обосновываются очень упрощенно, без учета перспектив истощения запасов и их восполнения. При этом горнопромышленники стараются разрабатывать только богатые части залежей, оставляя в недрах бедные руды, отработка которых под налегающим массивом пород (подземный способ разработки) даже через 30-50 лет, несмотря на прогресс техники и технологии разработки месторождений, будет сложна и дорогостояща.

Обоснование показателей кондиций сопровождается технико-экономическими расчетами. При этом с включением в рассмотрение около 20 показателей практически невозможно достаточно строго рассчитать необходимые параметры и процессы добычи и переработки руды. Минимальное промышленное содержание полезных компонентов в подсчетном блоке, минимальная мощность рудных тел, включаемых в подсчет запасов, максимальная мощность пустых пород или забалансовых руд, включаемая в подсчет запасов, а также бортовое содержание полезного компонента в краевой пробе часто основывается на существующей технологии добычи и переработки руды, редко учитываются перспективные технологии, изменения цен на сырье (при комплексных рудах) и др.

На стадии составления проекта кондиций на добываемое сырье иногда сложно рассчитать предельный коэффициент вскрыши при открытой разработке месторождений, особенно крупных при 5-10 этапах их разработки и реконструкции карьеров. При подземной разработке месторождений к таким проблемам следует отнести сложность минимизации потерь руды при добыче, достигающих 16-20% и более при блоковых этажных системах принудительного обрушения, обеспечивающих, в свою очередь, меньшую себестоимость добычи 1 т руды по сравнению с другими известными системами разработки.

При разработке апатитовых месторождений Хибин с 30 годов прошлого века борт изменялся с 12% P_2O_5 до 4% в настоящее время. Применяемый вариантный способ определения оптимального значения бортового содержания полезного компонента предполагает рассмотрение 3-4 возможных значений борта и окончательно производится выбор экономически целесообразного. Так, для апатитовых месторождений Хибин рассмотрены варианты бортового содержания P_2O_5 – 2, 4, 6 и 8%. При этом рентабельность разработки руд, например месторождения Коашва составила при борте 6, 4 и 2% P_2O_5 соответственно – 6.5, 6.4, 5.8. Принят борт 4% P_2O_5, а производство апатитового концентрата из руды в прирезке с бортами 2-4% было определено как убыточное. В то же время на месторождениях с более бедными рудами (Ошурковское, Нижнесаянское, Селигдарское и Новополтавское) борт был принят соответственно 1.5; 2.3; 3.1 и 3.9% P_2O_5.

Для апатитовых месторождений Хибин нижнее значение бортового содержания (2% P_2O_5) при рассмотрении вариантов обычно выбирается близким к содержанию P_2O_5 в хвостах обогатительных фабрик (~2% P_2O_5), хотя полнота переработки руды связана с технологическим процессом, в том числе с реагентным режимом, усреднением, измельчением руды и др.

По подсчетам при шаге бортового содержания P_2O_5 в два процента варианты запасов руды месторождения Олений Ручей разнятся в первые десятки миллионов тонн, а на месторождении Коашва разница достигает 80-90 млн. т. К настоящему времени по всем месторождениям Хибинской группы, находящихся в разработке открытым и подземным способами, около 100 млн. тонн руды числятся в потерях в треугольниках лежачего и висячего боков апатитовых залежей.

Для снижения потерь руды при разработке месторождений открытым и подземным способами необходимо:

- снижение борта до 1-2% P_2O_5 при повышении показателей полноты переработки руд на обогатительных фабриках (при шихтовке руды различного качества);

- уменьшить минимальную мощность рудных тел, включаемых в подсчет запасов и их разработке до 3-5 м (вместо 7-10 м), а максимальную мощность прослоев пустых пород тоже до 3-5 м (вместо 8-10). Это вполне достижимые значения показателей полноты и качества разработки рудных тел особенно открытым способом при применении селективных способов выемки руды и вскрыши;

-ограничить применение систем подземной разработки месторождений (этажного и подэтажного обрушения), допускающих потери руды 16-20% и более.

Так, например, при разработке нижнего яруса месторождения Олений Ручей подземным способом вовлекаются в разработку только центральные (богатые) части месторождения. При этом запасы, включаемые в разработку, составляют 80% от всех запасов (20% запасов более бедных руд не разрабатываются и, следовательно, могут быть потеряны). Кроме того, при разработке рудных тел, предлагаемыми системами будут потеряны ещё около 16-20%. В настоящее время изучается вариант отработки с применением закладки, что может значительно уменьшить потери руды.

Особенностью сложно-структурных месторождений Хибин (Коашва и Олений Ручей) является их сложение с увеличением количества и мощности прослоев пустых пород при выклинивании рудных тел по восстанию и падению и брекчированность руд (рис. 1).

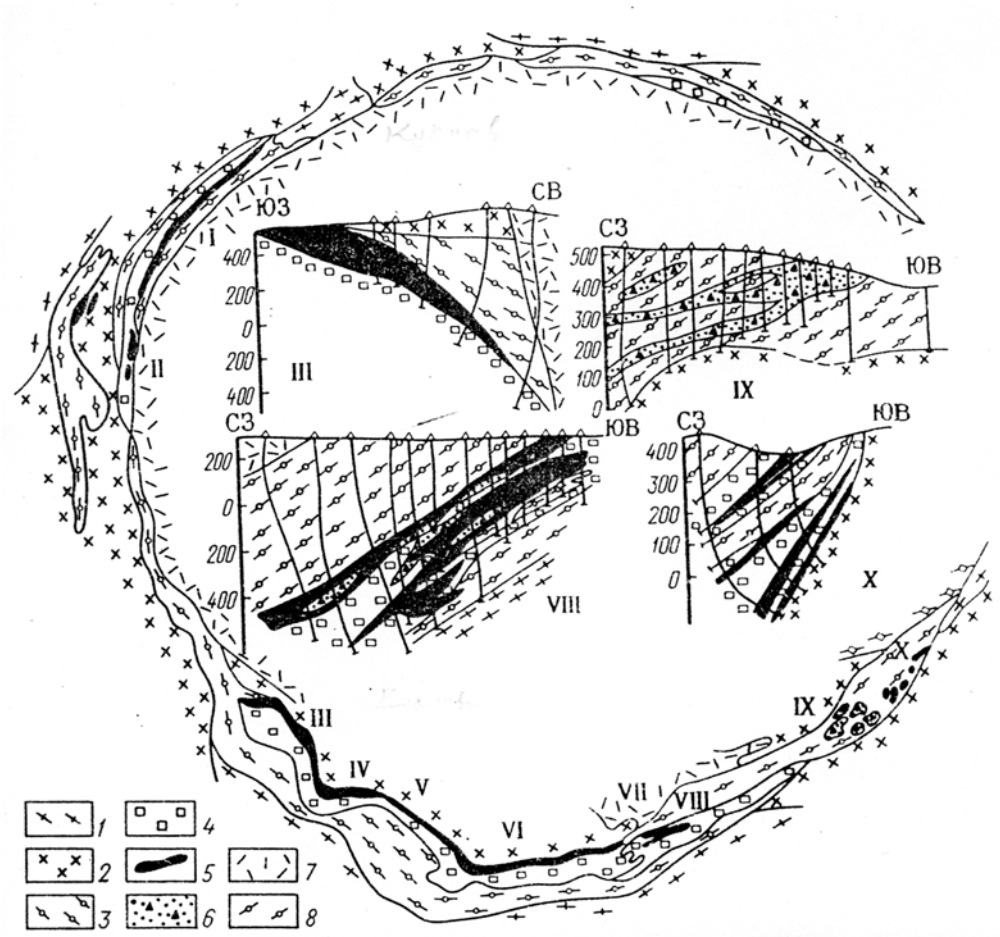


Рис. 1. *Геологическая схема продуктивного ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива и типичные разрезы некоторых месторождений апатит-нефелиновых руд (по материалам Хибиногорской ГРП): 1 – хибиниты трахитоидные; 2 – рисчорриты массивные; 3 – уртиты, ийолиты, ювиты, малиньиты, мельтейгиты, луявриты трахитоидные; 4 – уртиты массивные, пегматоидные, неравномерно-зернистые; 5,6 – апатит-нефелиновые руд (5 – массивные, пятнистые, пятнисто-полосчатые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, сетчатые, блоковые; 6 – брекчиевые); 7 – луявриты массивные; 8 – фойяиты трахитоидные. Месторождения апатит-нефелиновых руд (цифры на схеме): I - Партомчорр, II - Куэльпор, III - Кукисвумчорр, IV - Юкспор, V - Апатитовый Цирк, VI – Расвумчорр, VII - Эвеслогчорр, VIII - Коашва, IX - Ньоркпахк, X - Олений Ручей.*

Применение традиционных технологий и параметров разработки (как пластовые месторождения) приводит к значительным потерям и разубоживанию руды. Фактические потери и разубоживание руды могут отличаться от проектных в 2-3 раза и более. Руды небольших залежей и контактных зон отработки могут теряться в отвалах, что и имеет место на практике.

Повышение эффективности разработки сложно-структурных месторождений, рудные тела которых характеризуются резким изменением мощности как вкрест простирания, так и в плане, изменением угла падения, переслаиванием рудных и породных слоев, предлагается достичь на основе предлагаемого нового метода. Метод учитывает ценность руды, выбор оптимальной высоты уступа и параметров блока с выявленными особенностями и закономерностями распределения рудных тел при

отработке их дифференцированными технологиями, позволяющими снизить в 2-3 раза потери ценных руд и их разубоживания на карьерах.

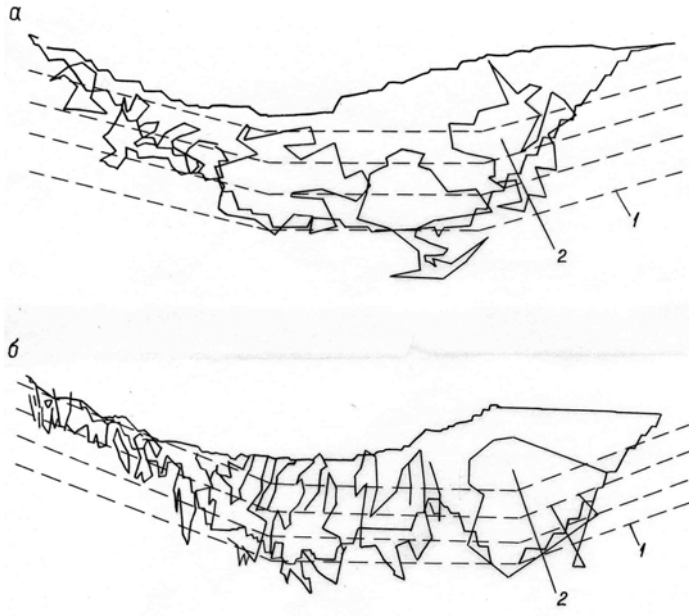


Рис. 2. *Схема распределения рудных блоков на Коашвинском месторождении: 1 – рудные блоки; 2 – фронт работ; а, б – поперечный и продольный разрезы.*

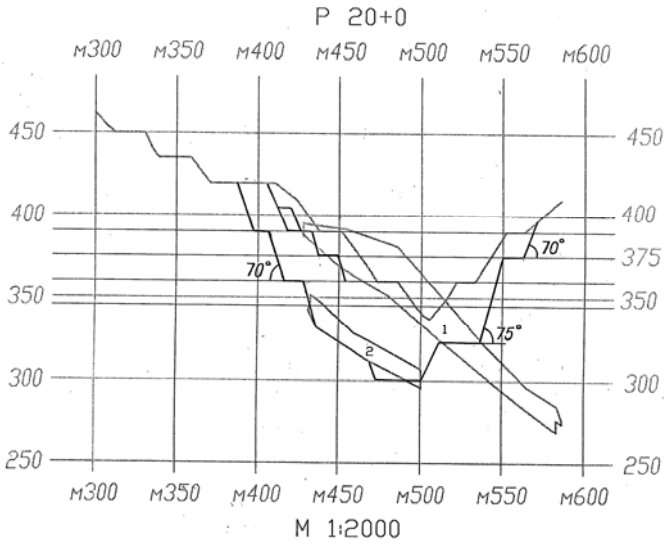


Рис. 3. *Поперечный разрез по месторождению Олений Ручей: 1, 2 – рудные залежи.*

Предлагаемый метод повышения полноты и качества отработки сложных контактов и группы рудных тел позволяет исключить допускаемые в проектах ошибки по величинам потерь и разубоживания руды – 4.5, 5% и 7% (апатитовые месторождения Олений Ручей и Коашвы), вместо имеющих место в действительности 8-9% и 10-14% и более (рис. 2, 3). Приведенные данные подтверждены на основе разработанной модели и многофакторной эмпирической формулы, учитывающей ценность руды, мощность рудного тела, угол его падения и высоту уступа, что позволило расчетным путем и на моделях рудных тел и технологических схем отработки рудных контактов обосновать снижение потерь и разубоживания руды в 2-3 раза применением эффективной технологии работ (снижение высоты уступа с 15 м до 10 и 5 м в зависимости от мощности рудного тела) применительно к апатитовому месторождению Олений Ручей.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИНТРУЗИЙ БАЗИТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ГАББРОИДНЫХ ТЕЛ

А.Н. Иванов, Л.А. Рапацкая

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

Проблема формирования расслоенных интрузий габброидов в отечественной геологии далеко не нова. На протяжении, по крайней мере, столетия она периодически всплывает, широко дискутируется, обогащается новыми фактологическими и теоретическими материалами. Затем, естественно, наступает период «затишья», вызванный отнюдь не падением интереса к проблеме, а необходимостью накопления новых полевых, аналитических и других данных, разработки интеллектуальных систем построения генетических моделей и т.д.

Главным механизмами расслоения габброидов при внедрении расплавов и их кристаллизации являются ликвация, тектоническое фракционирование и кристаллизационная дифференциация. Все эти механизмы хорошо аргументированы, детально разработаны и являются на сегодняшний день отечественной петрологической классикой.

Пожалуй, наиболее дискуссионным остается проблема повсеместного сонахождения с габброидами гранитоидов. Одни авторы считают гранитоиды естественными продуктами дифференциации базитового расплава. Наиболее последовательный петролог, развивающий эту модель, Г.Б. Ферштатер считает габбро-гранитные серии естественными производными кристаллизационной дифференциации основных расплавов [4]. Другие, например G.F. West, считает, что в случае такой дифференциации на долю гранитов должно приходиться девять долей ультраосновного остатка, что в действительности не наблюдается [5]. Третьи, и их большинство, объясняют положение гранитоидов, особенно тяготеющих к периферии габброидных тел, наложенной гранитизацией.

Разработанная нами модель не является универсальной. Более того, она не объясняет некоторые процессы эволюции магмы, например, изменение температуры, давления и объёма вещества в процессе фазового перехода расплав → твёрдая фаза.

Закономерности дифференциации расплава и его взаимоотношений с вмещающим субстратом широко обсуждаются, также как и наложенная гранитизация, связываемая с воздействием на уже «холодные» базитовые тела гранитных расплавов, обогащенных флюидами, вследствие их принудительного интрудирования. В связи с этим наименее изученными остаётся проблема генерации и эволюции гранитных расплавов от момента полной кристаллизации (консолидации) базитов до полной кристаллизации сопутствующих им гранитоидных производных магматического и постмагмагматического этапов становления.

Исходные для расчёта данные. Диаметр массива габброидов (Бирхинский массив в Западном Прибайкалье) – 14,2 км; мощность массива (без учета эродированной части) - 4 км (по геофизическим данным Е.Х. Турутанова и М.Е. Новосёловой); расход флюида $Q_{фл} = 10^{-9}$ г/см^2 соответствует естественному потоку без учета усадки при кристаллизации; скорость флюида – 0.1 см/год, равная астеносферному тепловому потоку в не возбуждённой мантии; K_p – коэффициент объёмного расширения, усреднённый для полиминерального субстрата – 0.0002 (0.00017 – 0.00023).

Для реализации аналитической модели (интеллектуальной системы моделирования) необходимо рассчитать относительно устойчивое температурное (термостатированное) поле, при котором породы субстрата (рамы) и породы массива сохраняли бы достаточно продолжительное время одинаковый режим температурной эволюции в раме и массиве на протяжении времени $\tau_i \rightarrow \tau_{пр}$, где τ_i - время формирования термостатированого поля, а $\tau_{пр}$ - время достижения температуры гранитной эвтектики ($T_{пр} = 750$ °С). Очевидно, что стабильное термостатированное поле возникает после кристаллизации массива, когда агрегатное состояние пород массива и рамы относительно одинаковое, а $T_к = 1000$ °С. Таким образом, термостатированное поле в раме и массиве будет существовать в промежутке температур от 1000 до 750 °С, при условии, что в этом температурном интервале $T_р = T_м$ на фоне падения температуры в системе рама – массив.

Расчетные параметры, использованные при моделировании. Объем массива $V_м = 633$ км^3; $\Delta T_м \geq 200$ °С – потери массивом исходной температуры за период $\Delta\tau_i$; $\Delta T_{пр} = 250$ °С – потери температуры термостатированным полем за период $\Delta\tau_{пр}$. $\Delta V_м = 31.65$ км^3 – сокращение объема массива при эволюции термостатированого поля за период $\Delta\tau_{пр}$; $\Delta L_м = 3.19$ км – сокращение диаметра массива за период $\Delta\tau_i$; $\Delta h_м = 1.28$ км – сокращение мощности массива за время $\Delta\tau_i$. $\Delta\tau_i = (\tau_i - \tau_o) = 3 \div 5$ млн. лет – продолжительность эволюции базитов от времени внедрения расплава до времени формирования термостатированого поля в зависимости от исходной температуры базитового расплава и насыщенности флюидами пород рамы). $\Delta\tau_{пр} = \tau_{пр} - \tau_i$ – продолжительность кристаллизации гранитного расплава в термостатированном поле, в рассматриваемом примере ≥ 5 млн. лет. Особенность этого процесса состоит в том, что продолжительность формирования гранитов никак не зависит от массы гранитного расплава, а всецело диктуется массой самого массива. Действительно, температура массива после полной кристаллизации базитов, то есть по достижении фазового перехода расплав → кристаллическая фаза, остается выше, чем температура гранитной эвтектики. Иначе

говоря, и после перехода в твёрдую фазу массив неизбежно будет генерировать гранитный расплав в раме, если как в рассматриваемом примере она сложена преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами, обогащенными гранитофильными петрогенными элементами.

Термодинамические условия процесса. В начальный период до становления термостатированого поля агрегатное состояние рамы – твердая кристаллическая фаза, массива – расплав. Максимально допустимая температура базитового расплава – 1400 °С. Учитывая падение температуры при внедрении в холодную среду, условно для расчета принята $T \geq 1200$ °С, что будет сопровождаться адиабатическим падением давления и исходом флюидов из расплава. Исходя из этих условий, реальная температура полной кристаллизации базитового расплава равна 1000 °С.

Термодинамические условия начальной стадии процесса.

$V_р = V_о + \Delta V_р$		$V_м = V_о - \Delta V_м$,		при этом	$\Delta V_р < \Delta V_м$
$P_р = P_о + \Delta P_р$	(1)	$P_м = P_о - \Delta P_м$	(2)		$\Delta P_р < \Delta P_м$ (3)
$T_р = T_о + \Delta T_р$		$T_м = T_о - \Delta T_м$			$\Delta Tр < \Delta T_м$,

где $\Delta V_р$, $\Delta P_р$, $\Delta T_р$ – приращения, соответственно, объема пород рамы, давления и температуры за период от внедрения массива до становления термостатированого поля ($\Delta\tau_i$); $\Delta V_м$, $\Delta P_м$, $\Delta T_м$ - абсолютная (без учета знака) величина приращения объёма массива, давления и температуры за $\Delta\tau_i$.

Таким образом, в начальный период становления системы происходит разогрев пород рамы, сопровождающийся приращением объема и давления, значительным вытеснением флюидов на периферию системы, частичным расплавлением субстрата рамы (1) при общей направленности вектора энергетического оттока от массива к раме (3) соответственно с потерей энергетического запаса массивом (2).

После становления термостатированого поля агрегатное состояние рамы и массива резких отличий иметь не будет, хотя генерация гранитоидного расплава в раме неизбежно будет продолжаться с незначительным приращением объёма. Со времени становления термостатированого поля в системе рама - массив на протяжении $\Delta\tau_{пр}=\tau_{пр}-\tau_i$ в полнокристаллической среде существует лишь гранитный расплав.

Термодинамические условия после становления термостатированого поля.

$V_р = V_{рi} + \Delta V_{пр}$		$V_м = V_{мi} - \Delta V_{пм}$,		при этом	$\Delta V_{пр} > \Delta V_{пм}$
$P_р = P_{рi} + \Delta P_{пр}$	(4)	$P_м = P_{мi} - \Delta P_{пм}$	(5)		$\Delta P_{пр} > \Delta P_{пм}$ (6)
$T_р = T_{пi} - \Delta T_{пр}$		$T_м = T_{мi} - \Delta T_{пм}$			$\Delta T_{пр} = \Delta T_{пм}$

В каждый конкретный момент времени $T_р = T_м \sim$ const, при этом $P_м$ будет падать, но при неравенстве $\Delta P_{пр} > \Delta P_{пм}$, вследствие приращения расплава и парциального давления в породах рамы. Также при незначительном сокращении объёма массива $\Delta V_{пр} > \Delta V_{пм}$, поскольку процесс сопровождается увеличением количества расплава в раме. Все это вызовет изменение первоначального вектора энергетического оттока в системе массив → рама (3) на противоположный рама → массив (6). Хотя величина этого оттока мала по сравнению с начальным периодом становления системы, тем не менее, он сопряжен с перемещением в этом же направлении подвижного флюидного вещества рамы (расплав + раствор).

Обсуждение результатов моделирования. Модель охватывает три стадии формирования базитового интрузива. Первая (начальная) стадия - время от внедрения интрузива до его кристаллизации. Вторая стадия (после становления термостатированого поля) – время от кристаллизации базитового расплава до кристаллизации гранитного расплава. Третья стадия – время постмагматических изменений массива и рамы. В предлагаемой статье рассмотрены результаты моделирования лишь второй стадии процесса.

Здесь важно подчеркнуть, что процесс идёт без дополнительных энергетических затрат на интрудирование базитового массива гранитным расплавом, вследствие естественного перемещения подвижного вещества из области повышенного давления в область пониженного давления в эндоконтакты, апикальную и другие части массива. Этот процесс будет однонаправленным не только на протяжении $\Delta\tau_{пр}$, то есть до полной раскристаллизации гранитного расплава, но и на значительном промежутке времени после его кристаллизации - на послемагматическом этапе.

После τ_i начинается интенсивное формирование ортогональной системы трещин. Одна часть из них ориентирована радиально, вторая – параллельно контактам. Кроме того, в теле массива и особенно в его апикальной части образуется субгоризонтальная система трещин. Как показано выше при расчете модели термостатированого поля, усадка по радиусу массива составляет ~ 1.5 км, а по вертикали ~ 1 км. Полостей с такой амплитудой при этом естественно не образуется, поскольку процесс не одноактный и продолжается ≥ 5 млн. лет. Большая часть сокращения объёма компенсируется широким развитием систем многочисленных полостей отрыва, создающих обширную область пониженного давления, куда периодически и устремляется гранитный расплав, насыщенный флюидами.

Вопреки общепринятым представлениям о взаимодействии интрузивных тел с вмещающим субстратом *только в зонах эндо- и экзоконтактов*, разработанная нами модель показывает, что областью такого взаимодействия становится *весь объём термостатированной среды массива*, в которой развивается

прототрещиноватость. При этом не только гранитные дифференциаты заполняют образовавшиеся полости, но и остаточные расплавы самой базитовой интрузии, преимущественно габбро-диоритового и диоритового состава. Условия становления этих тел, которые морфологически соответствуют протяженным дайкам или мощным жилам, телам неправильной формы, реже линзовидным телам, резко отличаются от обычных инъекционных жил, внедрившихся в холодную среду.

В остывающем термостатированном поле, породы экзоконтактов всё ещё разогреты выше гранитной эвтектики, и гранитный расплав долгое время не подвергается кристаллизационной дифференциации, а постепенное его разделение происходит в фазе расплава. При таком механизме дифференциации (по плотности флюида, удельному весу петрогенных элементов и размеру ионных радиусов) этот расплав значительно обогащается флюидами и легкими гранитофильными элементами в верхних частях тел. Все это приводит к формированию гранитоидов самого разнообразного состава от гранодиоритов до пегматитов.

Нередко, в геохимически стандартных гранитных расплавах появляются дифференциаты, соответствующие по составу редкометальному литий-фтористому типу гранитов. В частности на обилие полнодифференцированных пегматитовых тел с редкометальной минерализацией, залегающих среди габброидов, в Восточном Саяне обратил внимание ещё в 1971 г. Н.А. Солодов. Такие тела, приуроченные к габброидным массивам, встречаются и в Западном Прибайкалье (Иликсинское поле), Монголии (Южно-Хэнтэйский рудный район), Северном Китае (система Утай-Шань) и в других регионах Центральной Азии [1, 3].

Крупные полнодифференцированные тела встречаются и в самом Бирхинском массиве (месторождение Нарын-Кунта, жила Взорванная и др.) [2]. Помимо крупных пегматитовых тел с полной зональностью обильны недифференцированные тела гранитов и пегматитов обычных и в зонах эндоконтактов, и на значительном от них удалении, в том числе и внутри массивов.

В Прибайкалье среди изученных нами массивов, помимо Бирхинского в Западном Прибайкалье, крупные пегматитовые тела и целые поля пегматитов и гранитов распространены в Малоосиновском и Асямовском габброидных массивах Южного Прибайкалья.

В Асямовском массиве расположена известная «Копь Ферсмана». Это крупное пегматитовое тело с редкоземельной минерализацией, открытое в начале прошлого века, отрабатывалось с целью «добычи первого советского радия». В Малоосиновском габброидном массиве известно крупное рудопроявление мусковитовых пегматитов, в котором помимо крупнолистового мусковита встречаются столбчатые кристаллы, с диаметром основания до 8 см, представляющие, как известно, наибольший практический интерес.

Выводы

1. В результате термодинамического моделирования термостатированого поля при формировании базитовых интрузий выявлены новые закономерности сонахождения гранитов и габброидов в земной коре. При внедрении базитов в зрелую континентальную кору образование гранитного расплава за пределами массива является естественным и неизбежным процессом.

2. Существование гранитного расплава в термостатированном поле будет продолжаться в течение долгого промежутка времени от температурного порога полной раскристаллизации базитов ~ 1000 ^{o}C до температуры гранитной эвтектики ~ 750 ^{o}C с образованием всех производных гранитных расплавов.

3. При остывании базитов и формировании полостей прототрещиноватости в них создаются зоны пониженного давления, в которые будет «всасываться» гранитный расплав. При этом создаются уникальные условия для дифференциации гранитных расплавов внутри массива до наступления процессов кристаллизационной дифференциации. В результате происходит обогащение расплава летучими и легкими рудными элементами.

Этим объясняется обилие в габброидных массивах поздних дифференциатов гранитоидных расплавов вплоть до образования внутри них полей редкометальных пегматитов.

Литература

1. ***Иванов А.Н.*** Региональные магмогенерирующие геологические системы зрелой континентальной литосферы. Геологическое моделирование, минерагения. – Иркутск: Изд. ИрГТУ, 2007. – 174 с. *(Монография).*

2. ***Иванов А.Н., Шмакин Б.М.*** Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. – М.: Наука, 1980. – 220 с. *(Монография).*

3. ***Рапацкая Л.А., Егорова Н.Е***. Ультрабазит-базит-гранитные ассоциации краевой шовной зоны Сибирской платформы. – Иркутск: Изд. ИрГТУ, 2001. 123 с. *(Монография).*

4. ***Ферштатер Г.Б.*** Эвгеосинклиральные габбро-гранитоидные серии. – М.: Наука, 1984. – 264 с. *(Монография).*

5. ***West G.F.*** Formation of continental crust //Geol. Assoc. Can. Pap., 1980. – P. 117 – 148.

О ВАРИАЦИЯХ УПРУГИХ И ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ КОРЕННЫХ ПОРОД С ПОВЕРХНОСТИ ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА В РАЙОНЕ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В.Л. Ильченко

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: vadim@geoksc.apatity.ru

Западно-Панский массив является частью раннепротерозойского расслоенного ультрамафит-мафитового Фёдорово-Панского комплекса. Массив имеет протяженность около 30 км, максимальную мощность 3840 м и юго-западное падение под углами 30-40°. Он представляет собой пластовое тело, сложенное, главным образом габбро-норитами, среди которых выделяют два горизонта интенсивно расслоенных пород: нижний (НРГ) и верхний (ВРГ) расслоенные горизонты [1]. В пределах НРГ (имеющего мощность 40-80 м) локализован Северный платиноносный риф. Характерной чертой НРГ является чередование пластов и протяженных линз разнозернистых габброноритов, лейкогаббро, анортозитов, норитов и ортопироксенитов [1]. При этом расслоенность НРГ лишена какой-либо ритмичности и представляется в значительной мере условной [7].

Помимо разнообразия в петрографическом составе НРГ обращают на себя внимание формы обособления некоторых местных пород и их механические свойства. В частности здесь (как и в других частях Панского массива) имеют место небольшие (до 10 м) участки (тела) с чёткими, напоминающими зоны закалки границами, разные по форме (изометричные или продолговатые), сложенные довольно рыхлыми породами. Зона закалки представляет собой хрупкую корку 1-2 см толщиной, разбитую со стороны дневной поверхности образующими многоугольники трещинами, подобно системам растрескивания глинистой корки такыров. Под коркой порода из этих участков выглядит так, словно из неё вынесен цементирующий материал и остались только сростки разных по размеру (от менее 1 мм до 1 см) кристаллов породообразующих минералов. Эти участки выделяются в рельефе массива и, по-видимому, представляют собой заполненные разупрочнёнными породами камеры, вскрытые с поверхности. Подобные аномалии (по более ранним наблюдениям) встречаются и в других местах Панского массива (в пределах ВРГ) и не только на поверхности, но и подсечены скважинами на разных глубинах. Во время прохождения буровым инструментом подобных зон скорость проходки резко возрастает, а вместо керна на поверхность обычно поднимаются дресва и щебень. При этом подавляющее большинство слагающих массив вмещающих пород обладает высокой механической прочностью.

В изучении рудоносных расслоенных горизонтов, как правило, больше внимания уделяется изучению вещественного состава пород и их петрологии и почти не проводится исследований их физических свойств. В данной работе сделана попытка на основании петрофизических данных проанализировать геологические (геодинамические) условия, в которых формировался нижний расслоенный горизонт Западно-Панского массива. Для этого из обнажений с поверхности в районе НРГ (в верхнем течении ручья Марьйок) были отобраны ориентированные образцы. Образцы отбирались по серии параллельных профилей, ориентированных с запада на восток, с шагом отбора 20 м и с таким же расстоянием между профилями. Количество образцов в профилях варьирует от 2 до 10. Всего было отобрано, изучено и проанализировано 84 образца.

Из образцов изготовили кубики с ребром около 30-40 мм и маркировкой граней *X, Y, Z (1, 2, 3)*. Маркировка проводилась следующим образом: грань *Z* всегда нормальна к вертикали, а направления *X, Y* выбирались произвольно. Измерения проводили акустополяризационным методом [3], который является аналогом оптического поляризационного. Конструкция акустополярископа аналогична конструкции поляризационного петрографического микроскопа. Прибор содержит излучатель и приемник поперечных линейно-поляризованных ультразвуковых колебаний, гониометр и указатель угла поворота платформы, в центре которой крепится образец. Перед измерениями образец устанавливают на платформу и фиксируют держателями между излучателем и приемником колебаний. Предварительно на рабочие поверхности излучателя и приемника наносится контактная среда, хорошо проводящая сдвиговые волны. В процессе измерений платформа поворачивается с заданным (в нашем случае 10^{o}) шагом в пределах полного угла поворота - 360°. Датчики акустополярископа соединены с ультразвуковым дефектоскопом УД2-12. Измерения осуществляются на рабочей частоте прибора 1.2 МГц. В точках наблюдений, на экране дефектоскопа фиксируется амплитуда импульса проходящих колебаний. Измерения проводятся в два этапа: сначала при параллельных (ВП), затем - при скрещенных (ВС) векторах поляризации. Скрещение векторов поляризации производится поворотом датчика-приемника на 90°.

Измерения выполняются на всех трех парах граней кубического образца. Затем строят акустополяриграммы ВП и ВС - круговые диаграммы изменения амплитуды импульса в пределах полного угла поворота платформы. Эти диаграммы имеют вид 4-лепестковых (для твёрдых сред поперечно-изотропного или орторомбического типа упругой симметрии) розеток. Диаграммы ВП традиционно принято изображать сплошной линией, диаграммы ВС – пунктиром. Проведением прямых линий через

противоположные минимумы акустополяриграммы ВС определяют количество и ориентировку проекций элементов (оси, плоскости) упругой симметрии на каждую пару граней образца.

Для всех образцов были построены акустополяриграммы, по которым определялась ориентировка проекций элементов упругой симметрии на трех гранях куба. Данные проекции являются направлениями, в которых скорости поперечных колебаний принимают максимальные значения. Затем, в соответствии с выявленными направлениями, совмещая с ними плоскость поляризации источника и приемника прибора для определения времени задержки сигнала, определяли скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) колебаний и составляли квазиматрицы скоростей V_{ij} [2]:

$$Vij = \begin{vmatrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{vmatrix}, \qquad (1)$$

где V_{11}, V_{22} и V_{33} - величины скорости продольных колебаний, измеренные, в направлениях *1, 2, 3,* соответственно, а остальные значения - скорости поперечных волн, где первый подстрочный индекс обозначает направление распространения волны (грань прозвучивания), второй - направление вектора поляризации сдвиговых колебаний, ориентированного вдоль проекции элемента упругой симметрии, выходящего на боковую грань образца. По квазиматрицам скоростей определяют пространственное положение главной плоскости упругой симметрии образца.

Величины показателя упругой анизотропии по поперечным волнам *B* определяют, используя данные квазиматриц и следующие формулы [4]:

$$B = \sqrt{B_1^2 + B_2^2 + B_3^2} \times 100\% , \qquad (2)$$

где $B_1 = \dfrac{2(V_{12} - V_{13})}{V_{12} + V_{13}}$, $B_2 = \dfrac{2(V_{21} - V_{23})}{V_{21} + V_{23}}$, $B_3 = \dfrac{2(V_{31} - V_{32})}{V_{31} + V_{32}}$,

- коэффициенты двулучепреломления по граням 1, 2 и 3 образца.

Коэффициенты анизотропии по продольным волнам рассчитывают как девиатор величин V_{ii} в квазиматрице [4]:

$$A_p = \frac{1}{V_{ср}} \sqrt{(V_{11} - V_{ср})^2 + (V_{22} - V_{ср})^2 + (V_{33} - V_{ср})^2} \times 100\% , \qquad (3)$$

где $V_{ср} = (V_{11} + V_{22} + V_{33})/3$ – средняя скорость распространения продольных волн в образце.

Плотность образцов была измерена методом Архимеда. Плотность пород, как известно, является наиболее консервативной характеристикой, поскольку даже наличие систем микротрещин, которые могут существенно повлиять на упругие характеристики, не оказывает на неё заметного влияния. Результаты измерений значений плотности образцов, отобранных из НРГ, позволяют сделать следующие выводы. Средняя плотность (среднее арифметическое) пород составляет 2.94 г/см^3. Вариации значений плотности отдельных образцов распределены от 2.72 до 3.2 г/см^3. Распределение высоких и низких (относительно среднего) значений хаотичное, условно можно выделить «полосу» субмеридионального простирания, в которой преобладают породы со значениями около 3.02 $\pm$ 0.03 г/см^3. При этом НРГ имеет субширотное простирание [1]. Образцы из упомянутых выше зон разупрочнения имеют высокие плотности: для № Р-6А и № 1-4L это 3.02 и 3.20 г/ см^3 соответственно. В большинстве случаев породы с плотностью выше среднего соседствуют с породами с плотностью среднего и ниже среднего значения.

Результаты **акустополярископии** показали, что среди образцов имеется широкий выбор самых разнообразных по степени анизотропности и неоднородности типов пород. Часть из них проявляет линейную акустическую анизотропию поглощения (ЛААП), которая свойственна метаморфическим породам типа сланцев и гнейсов. Подавляющая часть образцов, по результатам акустополярископии, проявляет довольно слабую анизотропию и неоднородность. На небольшом количестве образцов, в том числе № Р-6А и № 1-4L, получены акустополяриграммы с аномальными, изломанными формами, схожими с диаграммами, полученными ранее на образцах керна Кольской сверхглубокой скважины, поднятого с глубин 9-11 км [6].

Анизотропия упругих свойств подсчитывалась отдельно для скоростей распространения в образцах продольных (**А**) и отдельно для поперечных (**В**) ультразвуковых колебаний. Для показателей анизотропии **А** вариации следующие. При средней (среднее арифметическое) величине 10.62% имеем разброс значений от 0.32 до 137.44 %. При этом подавляющее большинство образцов имеет значение **А** значительно ниже среднего, величина которого обусловлена наличием 9 образцов с очень высокими значениями, например, для особо упоминавшихся выше образцов № Р-6А и № 1-4L это 83.65 и 137.44% соответственно. Площадное распределение аномально высоких значений анизотропии **А** хаотичное. Для показателей анизотропии **В** вариации следующие. При средней (среднее арифметическое) величине 6.13% имеем разброс значений от 0.00 до 33.00 %. При этом примерно 30% образцов имеет значение **В** выше среднего, величина же **В** для образца № Р-6А не была определена (поскольку не удалось померить скорости поперечных волн в одном из направлений), а для № 1-4L составила 7.53%. Совершенно изотропным по показателям

анизотропии (A = 1.14%, B = 0.00%) оказался образец Р-1А из дайки базитового состава (плотностью 2.98 г/см^3), имеющей субмеридиональное простирание.

Из всех приводимых в данной работе физических характеристик вариации **пространственного положения плоскости упругой симметрии** в исследованных образцах наиболее разнообразны. Положение плоскости упругой симметрии в образце определяется по совокупности пар элементов упругой симметрии на гранях образца кубической формы, в направлении которых скорости распространения поперечных волн оказываются максимальными. Собственно этот параметр определяет направление главной составляющей литостатического давления, которому подвергалась горная порода на заключительном этапе её развития. Как было сказано выше, исследуемый массив имеет юго-западное падение под углом 30-40°. Схожими характеристиками обладают только 4 образца из изученной коллекции. Пространственные ориентировки плоскостей упругой симметрии остальных 80 образцов различаются одна от другой в существенных пределах и практически нет двух схожих, находящихся по соседству.

Анализ результатов изучения плотностных и упруго-анизотропных свойств выходящих на поверхность коренных пород нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива даёт основание для следующих выводов.

1) Магматический «расплав», при остывании которого получился этот расслоенный горизонт, был чрезвычайно неоднородным по составу. По-видимому, он представлял собой некую механическую смесь из разориентированных в процессе их транспортировки к поверхности ксенолитов, захваченных магмой, которая, в процессе своего продвижения захватила большое количество разных по размеру и петрографическому составу инородных тел. Эта магма сцементировала и частично ассимилировала захваченные ксенолиты.

2) Наличие в исследованном горизонте крупных разупрочнённых тел (из которых были отобраны образцы 1-4L, Р-1А и др.), обладающих корочками закаливания, предполагает, что данные тела являются ксенолитами, захваченными на значительных глубинах, а в приповерхностных условиях они были дезинтегрированы в результате тектоно-кессонного эффекта [5].

3) Вынос ксенолитов на поверхность (или почти на поверхность) происходил (согласно [3]) с глубин не менее 10 км.

4) Ксенолиты встречаются не только в НРГ, но и в ВРГ и в других (в том числе глубинных) частях Западно-Панского массива и распределение этих ксенолитов в массиве хаотично, как и распределение ЭПГ-содержащих минералов и Cu-Ni сульфидов.

5) Из вышесказанного можно сделать вывод, что оруденение Федорово-Панского массива имеет «ксенолитную» природу.

6) Часть ксенолитов, содержащих высокие концентрации минералов с ЭПГ и Cu-Ni сульфидов, по-видимому, могла быть захвачена магматическим расплавом при продвижении его к поверхности в некой гипотетической, по-настоящему очень богатой рудной зоне.

Из приведенных выше выводов можно сделать заключение о том, что для окончательного установления локализации месторождения ЭПГ и Cu-Ni сульфидов в пределах Федорово-Панских тундр необходимо исследовать генетические РТ параметры соответствующих ксенолитов и проводить дальнейшие поисковые работы с учётом этих исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00100-а.

Литература

1. ***Габов Д.А., Рундквист Т.В., Субботин В.В.*** Платинометальная минерализация Западно-Панского массива (Кольский полуостров). //ДАН. 2007, т.414. №2. С.215-218.

2. ***Горбацевич Ф.Ф.*** Акустополярископия горных пород. – Апатиты, 1995, 204 с.

3. ***Горбацевич Ф.Ф., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П.*** Явление дезинтеграции керна Кольской сверхглубокой скважины, причины и следствия. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1996. № 5. С. 46-54.

4. ***Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л. и др.*** Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ».//Физика Земли. 2002. №-7. С.46-55.

5. ***Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбацевич Ф.Ф., Ланев В.С., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П.*** Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явление дезинтеграции), геодинамические следствия. В кн. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты, 1992, с.136-144.

6. ***Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П.*** Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7-11.4 км. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. №3. С.151-159.

7. ***Припачкин П.В.*** Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем горизонте Федорово-Панского массива Кольского полуострова? //Отечественная геология. 1997. №5. С.29-32.

О ПРИРОДЕ ГАЛЕК СЛОИСТЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРСКОГО БЕРЕГА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В.Л. Ильченко

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: vadim@geoksc.apatity.ru

Терским берегом называется значительная часть южного побережья Кольского полуострова, омываемая водами Белого моря. Наиболее распространенными здесь коренными горными породами, выходящими на поверхность, являются т. н. терские красноцветные песчаники поздне-протерозойского возраста. Кроме того, широко распространены здесь четвертичные флювиогляциальные отложения, отличающиеся петрографическим разнообразием. Весьма заметной составляющей пляжей Терского берега являются гальки слоистых карбонатных пород – т. н. «полосатиков», о которых далее пойдёт речь. В коренном залегании на Терском берегу эти породы не выявлены.

Гальки терских «полосатиков», по личным наблюдениям автора, распространены в пляжевых отложениях Белого моря и в устьевых частях рек и ручьёв с запада на восток примерно от п. Кашкаранцы до устья р. Б. Кумжевая. В большом количестве такие гальки были обнаружены во время гранулометрических исследований дна Белого моря (устное сообщение И.В. Чикирёва). Размеры галек разные: от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Как правило, эти гальки имеют уплощенную форму, в большинстве светлую, желтоватую, кремовую, реже – буроватую или зеленоватую окраску и характерную полосчатость, обусловленную однородной ритмичной слоистостью. Толщина отдельных слойков в разных гальках бывает от десятых долей мм до нескольких мм. Типы слоистости разнообразны, при этом большая часть галек (>60%) отличается «прямослойностью» и плоскопараллельностью слойков с удивительным постоянством мощностей отдельных слойков. На самом деле здесь можно найти практически все виды слоистости, встречающейся в тонкослоистых осадочных породах. Во многих образцах присутствуют трещины, залеченные карбонатным материалом. Иногда встречаются образцы с поверхностью, разбитой трещинами усыхания, также залеченными карбонатным материалом.

На Кольском полуострове существует, по меньшей мере, одно место, где внешне весьма схожие с «полосатиками» Терского берега породы сохранились в коренном залегании. Они находятся в ~ 50 км к северо-востоку от Ловозерского массива (или в 250-300 км к северо-западу от Терского берега) в крупной (~ 8 км в диаметре) кальдере опускания Контозерского массива. Это карбонатитовые туфы (или тефры) вулканогенно-осадочной Контозерской свиты, перекрывающей ультраосновные-субщелочные породы, по химическому составу отвечающие пикритам, кимберлитам, авгититам, лимбургитам, мелилито-нефелиновым и нефелиновым базальтам [2, 3]. Стратифицированные породы свиты (общей мощностью > 2 км) подразделяются на три толщи: авгититовую, мелилититовую и карбонатитовую. Верхняя карбонатитовая толща (мощностью ~ 1 км) образована тонкопереслаивающимися карбонатными породами различного генезиса. Около 10% разреза составляют карбонатитовые туфы и лавы, чередующиеся со слоистыми карбонатными туфоалевролитами, известняками и доломитами, образованными за счет разрушения и переотложения карбонатитовых вулканитов, вероятно, in situ [3]. Возраст, определенный по флористическим остаткам из осадочных толщ контозерской свиты, представляется как верхнедевонский-нижнекаменноугольный [2].

Для того, чтобы установить наличие (или отсутствие) связи между «полосатиками» Терского берега и контозерскими карбонатитовыми туфами было проведено их сопоставление по шлифам и химическим анализам. Для этого были отобраны образцы галек терских «полосатиков» из разных мест Терского берега (6 штук) и образцы карбонатитовых туфов из разных шурфов (вскрывших коренные отложения) пород контозерской свиты (6 штук).

Микроскопическое изучение некоторых галек в шлифах показало, что они представляют собой кварц-карбонатные осадочные породы, в которых светлые, более мощные, слойки сложены преимущественно мелко-тонкозернистым карбонатным веществом с незначительной примесью мелких плохо окатанных обломков кварца и частиц метаморфических пород (кварцитов) средней окатанности, а тёмные – окрашены глинисто-железистой непрозрачной массой. Довольно часто по границам между отдельными карбонатными слойками развиты микростилолитовые швы. По трещинам, как правило, развиты вторичные карбонаты, загрязненные железисто-глинистым веществом. Органических остатков, а также следов какой-либо жизнедеятельности не обнаружено. Гранулометрически эти породы могут быть классифицированы как аргиллиты, алевролиты или алевропесчаники. На основании результатов химического анализа можно сделать вывод, что значительная часть карбонатного вещества представляет собой смесь магниевых и кальциевых карбонатов, т.е. – доломит (таблица 1, рис. 1).

Микроскопическое изучение отобранных с поверхности в пределах Контозерской кальдеры образцов в шлифах показало, что они представляют собой кварц-карбонатные осадочные породы, в которых светлые, более мощные, слойки сложены преимущественно карбонатным веществом с незначительной примесью очень мелких обломков кварца, слюд и других трудноопределяемых силикатов, а тёмные – окрашены

железистой (и может быть органической - битуминозной) непрозрачной массой. Довольно часто по границам между отдельными карбонатными слойками развиты микростилолитовые швы. Органические остатки в образцах встречаются в виде обугленной растительности (листья, кусочки ветвей). Гранулометрически эти породы могут быть классифицированы как алевролиты или алевропесчаники. На основании результатов химического анализа можно сделать вывод, что значительная часть карбонатного вещества представляет собой кальцит (таблица 2, рис. 2).

Таблица 1.

Хим. состав, %	**Образцы «полосатиков» Терского берега**					
	Т-1-07	**Т-2-07**	**Т-3-07**	**Т-4-07**	**Т-5-07**	**Т-6-07**
SiO_2	13.42	5.8	8.05	14.65	6.55	6.62
TiO_2	0.21	0.08	0.15	0.08	0.16	0.13
Al_2O_3	3.03	1.65	2.57	1.22	2.67	1.43
Fe_2O_3	0.37	0.27	0.49	0	0.19	0.5
FeO	1.26	0.76	1.91	1.91	1.25	0.6
MnO	0.12	0.26	0.2	0.14	0.15	0.08
MgO	18.48	19.43	22.91	16.99	19.06	19.52
CaO	22.61	26.8	19.96	23.93	25.6	27.24
Na_2O	0.34	0.03	0.23	0.06	0.16	0.23
K_2O	0.8	0.29	0.37	0.16	0.52	0.26
H_2O-	0.2	0.17	0.12	0.1	0.12	0.12
H_2O+	4.62	3.84	5.8	5.35	5.27	3.51
P_2O_5	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05
F	0.061	0.018	0.021	0.02	0.018	0.026
Cl	0.012	0.008	0.021	0.029	0.014	0.031
CO_2	34.01	40.39	36.85	34.92	37.87	39.47
SrO	0.01	0.01	0.1	0.01	0.01	0.01

Таблица 2.

Хим. состав, в %.	**Образцы карбонатитовых туфов**					
	К-1-07	**К-2-07**	**К-3-07**	**К-4-07**	**К-5-07**	**К-6-07**
SiO_2	15.36	34.81	8.4	7.31	24.46	4.35
TiO_2	0.72	1.56	0.36	0.44	3.23	0.59
Al_2O_3	1.54	2.87	1.54	1.53	3.83	1.45
Fe_2O_3	1.14	6.14	0.32	3.33	5.08	1.7
FeO	3.35	0.92	1.43	2.03	7.79	2.09
MnO	0.35	0.34	0.17	0.52	0.29	0.31
MgO	2.79	0.38	1.87	2	7.46	2.18
CaO	37.89	26.48	43.56	42.12	17.47	44.24
Na_2O	0.77	0.05	0.62	0.43	0.76	0.16
K_2O	0.08	2.7	0.02	0.06	1.42	0.54
H_2O-	0	0.3	0.02	0.28	0.64	0.08
H_2O+	4.66	2.74	3.65	3.51	3.18	2.88
P_2O_5	1.2	2.39	0.44	1.46	0.92	1.68
F	0.11	0.19	0.042	0.12	0.075	0.13
Cl	0.007	0.015	0.008	0.009	0.013	0.013
CO_2	29.1	17.78	36.12	32.56	22.9	34.78
SrO	0.62	0.29	1.01	2.32	0.36	2.45

Сравнивая гальки терских «полосатиков» и туфы контозерской свиты по химическому составу можно сделать некоторые выводы. 1) У обоих типов сравниваемых пород сильно выделяется три вида окислов: SiO_2, CO_2 и CaO. Правда, в «полосатиках» содержание CaO почти вдвое меньше, но имеется значительное количество MgO, которое «уравнивает» степень карбонатности «полосатиков» с карбонатностью контозерских туфов. 2) «Полосатики» заметно беднее туфов по окислам Si, Ti, Fe, K, P, Sr. 3) Обращает на себя внимание тот факт, что терские «полосатики», отобранные с площади, значительно превосходящей

площадь отбора контозерских туфов, обнаруживают гораздо больше общих черт, нежели контозерские туфы, образовавшиеся, вероятно, in situ [3].

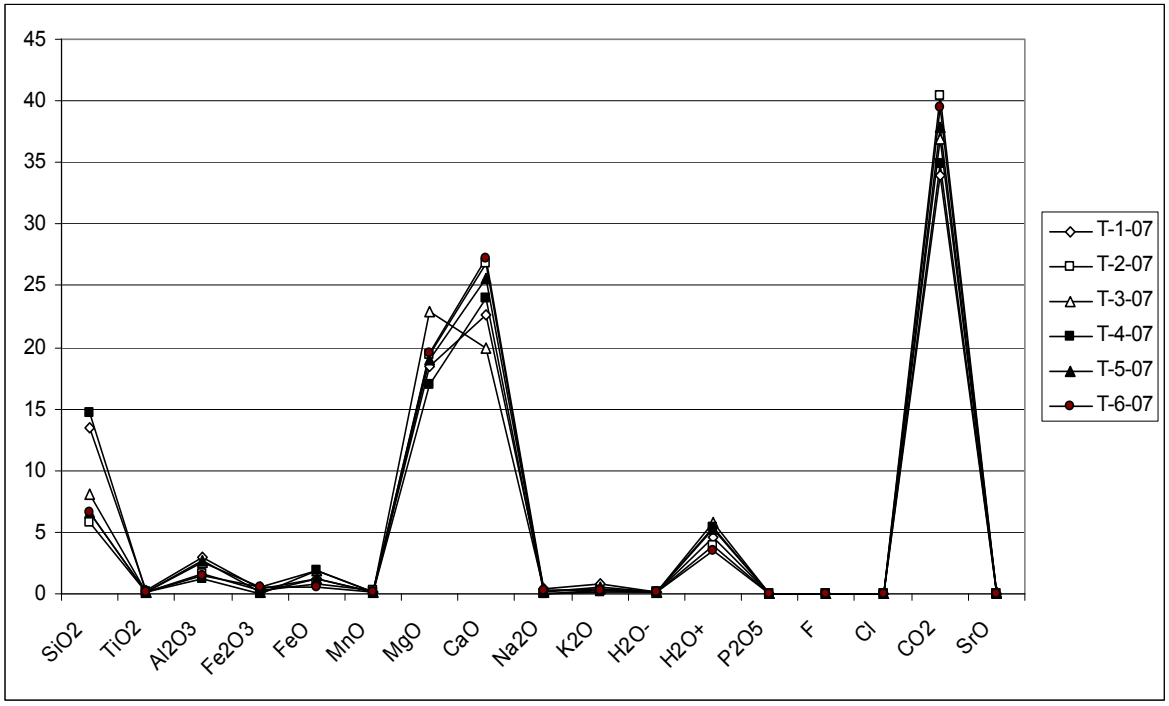


Рис. 1. *Химический состав галек «полосатиков» Терского берега.*

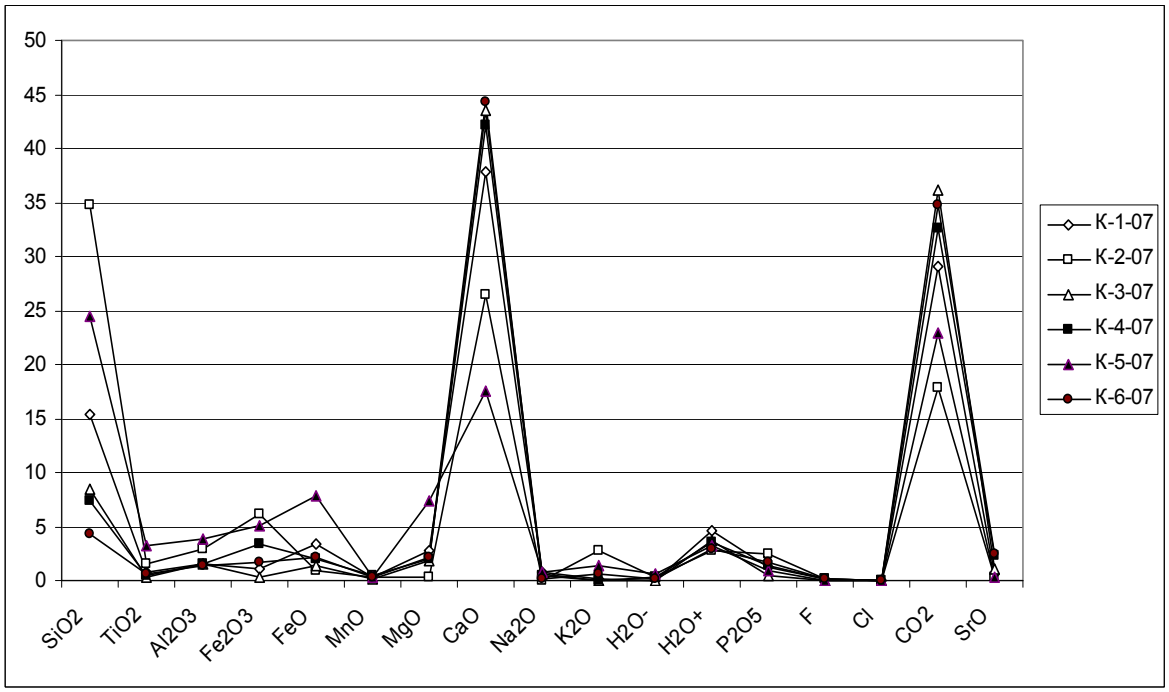


Рис.2. *Химический состав образцов контозерских карбонатитовых туфов.*

У В.Т. Фролова читаем: «…тефровые туфы – горизонтально отложившаяся из пирокластической тучи ювенильная тефра, т.е. непереотложенные накопления пирокластического материала вне шлаковых конусов, в которых тефра при осыпании всё же переоткладывается и сортируется, т.е. формально перестаёт быть тефрой. Состав чаще всего моновулканитовый, ювенильный от базальтового до риолитового, размер обломков тонкий, пылеватый на далёких дистанциях, песчаный, дресвяный и грубый вблизи конусов, где обычны и бомбы до 2 м в диаметре. Плащеобразно, фациально несогласно перекрывающая все зоны тефра даже у конуса редко достигает метра, а на расстоянии в сотни километров образует слойки в 1-2 мм или тоньше. Но даже такие тончайшие «хвосты» сохраняют чистоту состава и несмешанность, если выпадали на

тиховодные участки дна. Когда же гидравлическая крупность пепловых частиц меньше «динамичности» среды, тефры переоткладываются – формируются туффиты (по-другому – тефроиды). Из-за «непитательности» тефра редко биотурбируется» [5]. Терские «полосатики» не биотурбированы, а общность их химического состава может быть объяснена общностью способа транспортировки, вариации мощностей отдельных слойков, по-видимому, следует расценивать в связи с их удаленностью от жерла вулкана.

Известно также, что доломит обычно кристаллизуется и отлагается при более высоких температурах, чем кальцит и является неотъемлемой частью осадков усыхающих бассейнов [4]. А в гальках терских «полосатиков» встречаются характерные трещины усыхания, что может служить «оправданием» высокого содержания в них MgO.

Принимая во внимание всё вышесказанное, можно предположить, что первичное вещество, из которого образовались «полосатики» Терского берега, это туффиты или тефроиды, выпавшие из пирокластических туч, возникающих в результате вулканических извержений палеовулкана, существовавшего в своё время на месте Контозерской кальдеры. Эти породы, вероятно, были распространены на больших площадях в соответствии с розой господствовавших в те времена ветров. Мощность тефроидов (как общая, так и в отдельно взятых элементарных слоях) уменьшалась от источника к периферии. Оценку этой мощности можно дать в соответствии с микростилолитовыми швами, которые очень часто наблюдаются в образцах терских «полосатиков» и контозерских карбонатитовых туфов. Как известно, стилолитовые швы характерны для бесцементных пород или пород с минимальным количеством цемента. Минимальная глубина, на которой появляются стилолиты, может быть различной и зависит от многих факторов: минерального состава пород, характера поровых вод, возраста отложений и др. Появление стилолитов в зернистых породах происходит на глубинах от 1500 м (рифей, кембрий) до 3000-4000 м (каменноугольная система, мел, неоген). Стилолитовые структуры широко развиты в карбонатных породах. О способе образования их нет единого мнения, но всё же, большинство исследователей объясняет их образование в карбонатных породах растворением под давлением. В связи с большой растворимостью карбонатных минералов стилолитовые структуры в известняках и доломитах должны появляться на значительно меньших глубинах (250-500 м) [1]. Таким образом, можно предполагать, что гальки «полосатиков» Терского берега – это остатки некогда обширного тефроидно-карбонатитового чехла, покрывавшего в своё время поверхность Балтийского щита в окрестностях нынешней Контозерской кальдеры. В этой связи было бы уместно пересмотреть взгляды на поисковые критерии в контексте вероятности переотложения и аккумуляции некоторых, традиционных для карбонатитов, полезных ископаемых.

Автор благодарен сотрудникам химико-аналитической лаборатории №33 ГИ КНЦ РАН Л.И. Константиновой, Н.Д. Евдокимовой и Л.Г. Балашовой, а также научным сотрудникам ГИ КНЦ РАН М.Н. Петровскому, Д.Р. Зозуле, В.Ю. Калачёву, В.В. Кольке и О.П. Корсаковой за помощь в работе над данной статьёй.

Работа частично выполнена при поддержке РФФИ. Грант №07-05-00100-а.

Литература

1. ***Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.*** Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане.- Л.: Недра, 1987. – 237 с.

2. ***Попов А.С.*** К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского полуострова. //ДАН СССР. 1967. Т.174. №1. С.173-176

3. ***Пятенко И.К., Осокин Е.Д.*** Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове. //Геохимия. 1988. №5. С.723-737.

4. ***Тугаринов А.И.*** Общая геохимия. Краткий курс. Учебное пособие для вузов. М., Атомиздат, 1973, 288 с.

5. ***Фролов В.Т.*** Литология. Кн.3. Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 352 с.: ил.

УПОРЯДОЧЕННОСТЬ РЕЛЬЕФА КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК

А.О. Калашников

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: kalashnikov@geoksc.apatity.ru

Ранее было выдвинуто положение, что месторождения и рудопроявления являются наиболее упорядоченными участками (объемами) земной коры [1]. Если данное положение верно, то прогноз и поиск месторождений полезных ископаемых сводится к *измерению относительной упорядоченности различных участков земной коры, наиболее упорядоченные из которых и будут наиболее перспективными*. В таком случае главной задачей является разработка способов измерения этого параметра по различным переменным. В данной работе предлагается способ измерения упорядоченности рельефа. Разработка методов изучения рельефа для прогноза и поисков полезных ископаемых является весьма актуальной задачей, так как эти методы существенно дешевле наземных геологических исследований.

Относительная упорядоченность различных состояний системы или ее различных частей может быть оценена с помощью фрактальной размерности [2]. В соответствии с этим, с помощью предлагаемого метода оценивается фрактальность рельефа различных участков исследуемой территории. Но так как оценить фрактальную размерность реального трехмерного рельефа крайне трудно, предложено оценивать фрактальную размерность двумерных отражений рельефа – изолиний высот и фототона аэро- или космоснимка. Основываясь на эмпирическом правиле Мандельброта [3] можно утверждать, что участкам двумерных «проекций» с наибольшей фрактальной размерностью будут соответствовать участки территории с наибольшей фрактальной размерностью реального рельефа.

Ниже приведены описания двух вариантов метода – в первом используются изолинии высот, во втором – фототон аэрокосмоснимков.

Вариант I. Изучение упорядоченности рельефа по фрактальности изолиний высот. Карта изолиний высот разбивается на равные прямоугольные ячейки. Для каждой ячейки находится фрактальная размерность D изолиний. Рельеф ячейки с наибольшей фрактальной размерностью считается наиболее упорядоченным.

Вариант II. Изучение упорядоченности рельефа по фрактальности фототона на аэрокосмоснимке. Алгоритм данного варианта следующий.

- Фотоснимок переводится в черно-белый и затем бинаризуется (серым тонам в зависимости от их интенсивности присваивается черное либо белое значение) с произвольным порогом бинаризации (рекомендуется 50%).
- Снимок разбивается сеткой на равные прямоугольные ячейки. В результате каждая ячейка представляет собой некий узор, образованный множеством черных пикселей.
- Определяется фрактальная размерность D каждой ячейки. Фактически, это фрактальная размерность, описывающая распределение участков (равных пикселю) с низким альбедо (ниже выбранного порога бинаризации).

Ясно, что фрактальная размерность участков – не прямое отражение фрактальности рельефа, так как зависит от типа и исходного качества снимка, положения Солнца, уровня помех, последующей обработки снимка. Поэтому участки с максимальным значением фрактальной размерности не могут считаться наиболее упорядоченными. Такие участки обладают наименее дифференцированным рельефом, которые в момент снимка находились в тени. При других положениях Солнца их D становится минимальной. Участки с наиболее фрактальным реальным рельефом имеют вычисленную таким образом фрактальную размерность, тяготеющую в идеале к середине интервала (1; 2). Но априорно нельзя точно указать значения D, характерные для наиболее фрактального рельефа. Например, при понижении порога бинаризации общая фрактальная размерность одного и того же снимка уменьшается, и наоборот.

Определение D, отвечающего искомым свойствам рельефа, производится следующим образом. Строится гистограмма D_i всех ячеек i. Полученная гистограмма аппроксимируется функцией, отвечающая нормальному закону распределения. Искомое $\boldsymbol{D_m}$ принадлежит множеству

$$\boldsymbol{D_m} \in M \pm \sigma,$$

где M – максимум функции распределения, σ – среднеквадратичное отклонение.

После вычисления всех D_i это значение присваивается центру ячейки и проводится интерполяция. В итоге выделяются площади, соответствующие $\boldsymbol{D_m}$ – они и принимаются за наиболее перспективные участки.

С помощью данного метода изучались несколько объектов различного возраста, генезиса и масштаба: Хибинский массив, северная часть Приимандровской железорудной структуры (Кольский полуостров), два детальных участка в пределах Байкальской горной системы.

Хибинский массив. Одной из задач являлось сравнение двух вариантов изучения упорядоченности рельефа. Хибинский массив – хорошо изученный объект, поэтому на его примере проводилось сопоставление возможностей двух вариантов. Для изучения фрактальности изолиний высот была использована топографическая карта Хибинских гор масштаба 1:200000 с сечением изолиний 200 м. Для изучения фрактальности распределения фототона был использован космоснимок относительно низкого качества, взятый из бесплатного сервиса Google Earth.

Результаты применения первого способа представлены на рис. 1. Как видно, участки с максимальной фрактальной размерностью практически полностью покрывают рудоконтролирующую структуру – так называемое Главное кольцо, и одна ячейка указывает на Малую дугу. Практически все месторождения включены в выделенные участки.

Распределение фрактальности фототона космоснимка представлено на рис. 2. На космоснимке изначально присутствует достаточно много помех: облака и тени от облаков, техногенные ландшафты (город Кировск, карьеры, отвалы). Ячейки, содержащие более 15% помех, выбрасывались. Однако, несмотря на это, метод позволил выделить две соединяющиеся концентрические области. Первая практически полностью покрывает Главное кольцо, за исключением северо-западной части кольца, находящейся практически под облаками. Эта область покрывает Юго-восточное рудное поле, включающее в себя все крупнейшие в мире месторождения апатита.

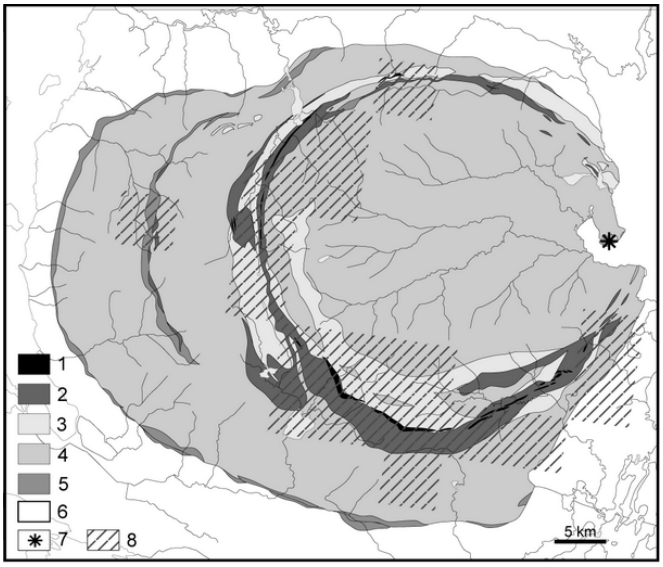


Рис. 1. *Распределение фрактальности изолиний высот. Хибинский массив [7]. Условные обозначения: 1 – апатито-нефелиновые породы; 2 – фойдолиты; 3 – рисчорриты; 4 – фойяиты; 5 - фенитизированные, ороговикованные вулканогенно-осадочные породы; 6 – вмещающие метаморфические комплексы AR и PR; 7 – карбонатитовый шток; 8 – участки с максимальной фрактальной размерностью изолиний высот.*

Внешняя концентрическая область отмечает контакт массива с вмещающими архей-протерозойскими породами. Здесь встречаются зоны фенитизации и других приконтактовых изменений, в северной части массива – трубки взрыва, в восточной части – карбонатитовый шток.

Для *северной части Приимандровской структуры* проводилось изучение распределения фрактальности фототона космоснимка. Изучаемый снимок был сшит из снимков бесплатного сервиса Google Earth. Распределение фрактальности фототона космоснимка представлено на рис. 3. Юго-восточный угол снимка не исследовался, так как полностью занят техногенным ландшафтом – карьером и отвалами Оленегорского железорудного месторождения.

Как видно на рисунке, все месторождения, так или иначе, включены в площадь, перспективность которого была определена с помощью предложенного метода.

Также исследовались два участка детальных работ на золото в пределах Байкальской горной системы: Келяна, на котором имеются известные месторождения и рудопроявления, и Савкина. На обоих участках проведена геохимическая съемка.

Участок Келяна расположен на левом берегу р. Келяна, которая является левым притоком р. Муя, впадающей в Витим, в пределах южных склонов Северо-Муйского хребта и Баунтовского района Бурятии. Рельеф среднегорный, существенно расчлененный, с перепадами высот до 800 м. В геологическом отношении район представляет собой древний подвижный пояс. В пределах района слабометаморфизованные породы верхне-нижнего протерозоя граничат с нижне-среднекембрийскими морскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами [4]. В пределах участка Келяна известно Келянское месторождение ртути, два коренных рудопроявления золота и меди. В бассейне р. Келяны в шлихах встречаются знаки золота. В настоящее время также проводятся прогнозно-поисковые работы на коренные месторождения золота.

Участок Савкина находится в междуречье р. Кулинян на севере и р. Савкина на юге в Казачинско-Ленинском районе Иркутской области. Данный участок находится на контакте складчатого нижнепротерозойского основания и рифей-кембрийского осадочного чехла. Основание сложено преимущественно кислыми-средними вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Чехол представлен преимущественно морскими осадочными толщами [5]. На территории данного участка проводятся поисковые работы на золото и цветные металлы.

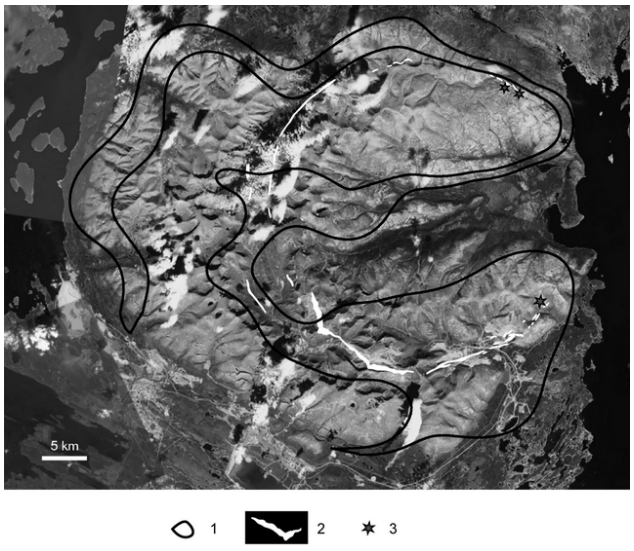


Рис. 2. *Распределение фрактальности фототона. Хибинский массив. Условные обозначения: 1 – перспективная площадь, выделенная с помощью обсуждаемого метода; 2 – апатит-нефелиновые тела; 3 – трубки взрыва.*

На детальном участке Келяна (Байкальская горная система) проводилось изучение распределение фрактальности изолиний высот по топокарте с сечением изолиний 200 м, результаты которого представлены на рис. 4. Две из четырех выделенных перспективных площадей покрыли Келянское ртутное месторождение, проявление полиметаллов и золота. Одно рудопроявление золота не вошло в перспективные площади. Кроме того, выделены две площади, на которых нет известных проявлений, но учитывая то, что на участке Келяна существует перспектива выявления новых рудопроявлений золота, о чем говорят знаки золота в шлихах, можно рекомендовать две последние площади для более детальных наземных работ.

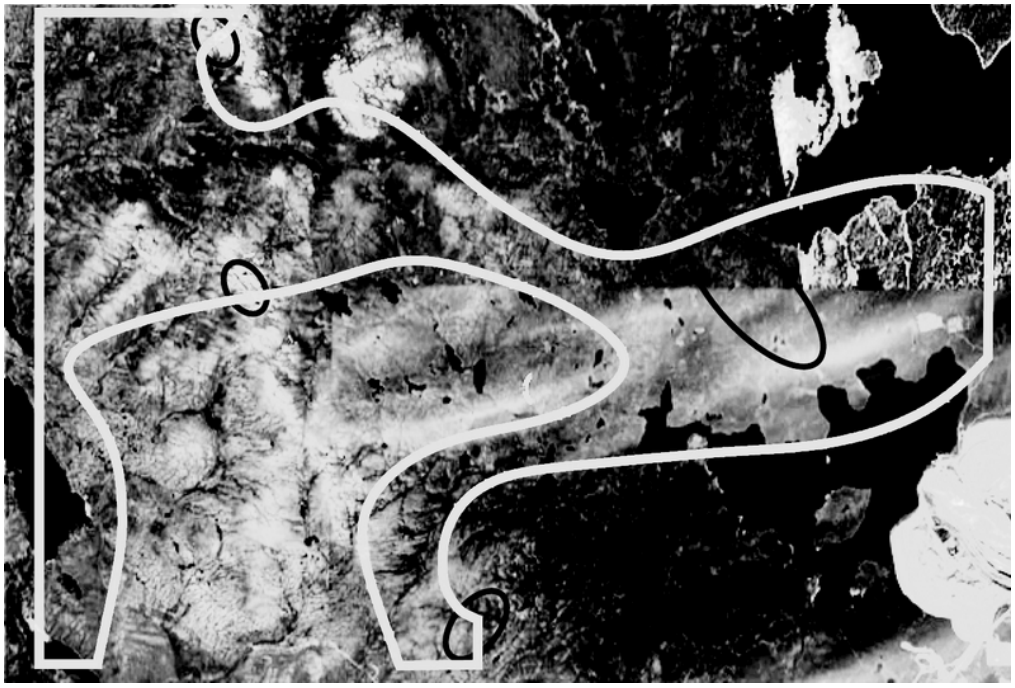


Рис. 3. *Распределение фрактальности фототона. Северная часть Примандровской железорудной структуры. Белой линией обозначена перспективная площадь, выделенная с помощью обсуждаемого метода. Черными эллипсами обозначены железорудные месторождения.*

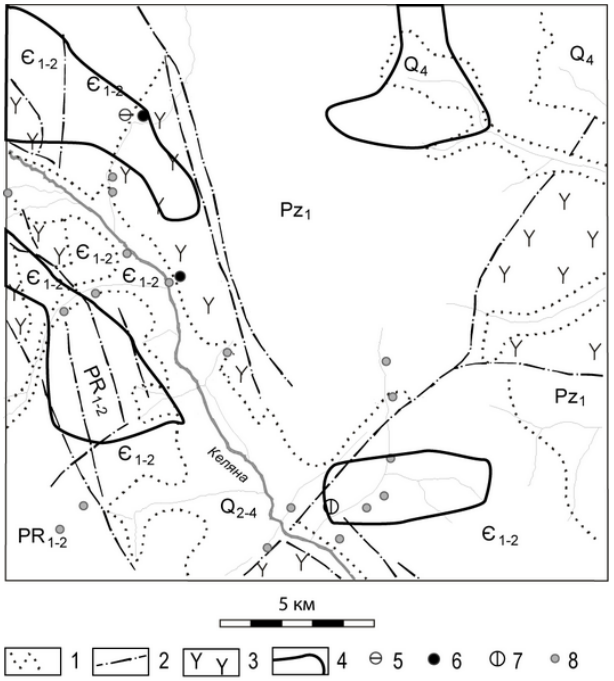


Рис. 4. *Распределение фрактальности изолиний высот. Участок Келяна. Условные обозначения: 1 – границы между геологическими подразделениями: Q_{2-4} – четвертичные отложения, Pz_1 - биотитовые граниты нижнего палеозоя, $Є_{1-2}$ - известняки, доломиты, песчаники и конгломераты среднего и нижнего кембрия, PZ_{1-2} - конгломераты, песчаники, эффузивы, кварцевые порфиры, диабазы, туфы и гнейсы верхнего и нижнего протерозоя; 2 – разломы; 3 – вулканогенные породы разного состава; 4 – участки с максимлаьной фрактальной размерностью изолиний высот; 5 – рудопроявление меди; 6 – рудопроявления золота; 7 – Келянское месторождение ртути; 8 – знаки золота в шлихах.*

На *детальном участке Савкина* неизвестны месторождения и рудопроявления, поэтому сравнение проводилось с результатами прогноза по данным геохимической съемки. На рис. 5 показаны результаты изучения фрактальности фототона космоснимка и перспективные площади, выделенные автором по геохимическим данным с

помощью метода фазовых траекторий [6]. Как видно, последние полностью вошли в перспективные участки, выделенные по результатам исследования рельефа.

Исходя из сравнения результатов применения обоих вариантов на Хибинском массиве, можно заключить, что исследование изолиний высот оказалось более точным. Однако для данного варианта есть ряд ограничение: густота изолиний должна быть достаточно высокой. Из этого следует, что для территорий с менее расчлененным рельефом этот вариант плохо подходит, т.к. стандартные интервалы между изолиниями для топографических карт масштаба 1:100 000, 1:50 000 не дают достаточной густоты изолиний. Это подтвердило применение данного варианта для Приимандровской железорудной структуры. Кроме того, изолинии всегда являются некоторым приближением рельефа, не отражают многих его деталей, для обозначения которых существуют внемасштабные условные обозначения, например, обозначение обрывов, промоин, останцов и т.д.

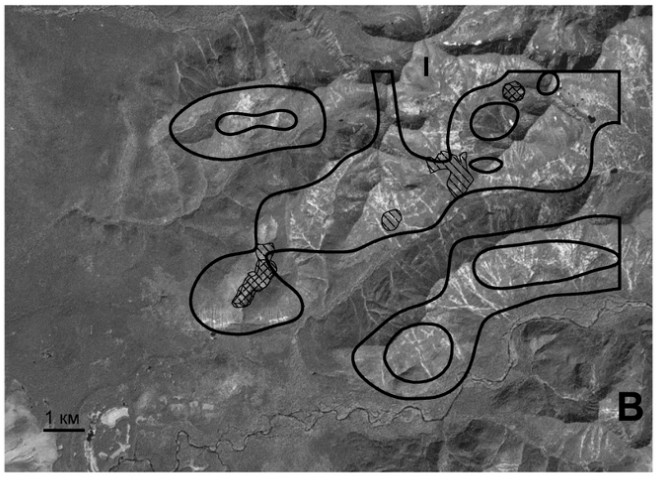


Рис. 5. *Распределение фрактальности фототона. Участок Савкина. Условные обозначения: 1 – перспективные площади, выделенные с помощью обсуждаемого метода; 2, 3 – перспективные площади, выделенные на основе анализа геохимических данных с помощью метода фазовых траекторий (2-менее перспективные, 3-более перспективные площади) [1; 6].*

Второй вариант предлагаемого метода обладает тем преимуществом, что снимок земной поверхности образует непрерывное отражение рельефа, в отличие от топокарты. Следовательно, применение второго варианта может быть эффективно для любых типов рельефа. Главный недостаток варианта вытекает из преимущества снимка: непрерывность обуславливает помехи, прежде всего климатического и техногенного генезиса. Поэтому очевидно, что данный вариант может быть использован для слабо освоенных территорий, где техногенно измененный ландшафт составляет не более 20 % площади.

Обращает на себя внимание существенное сокращение площади, подлежащей дальнейшему опоискованию, составляющее от 60% до 80% от всей исследуемой территории.

Проведенные исследования демонстрируют высокую эффективность метода: на всех объектах метод выделил практически все рудные объекты (рудоконтролирующие структуры, месторождения, рудопроявления), не пропустив самых значительных. Учитывая то, что его эффективность, по-видимому, не зависит ни от генезиса, ни от возраста, ни от масштаба изучаемого объекта, можно предположить, что связь упорядоченности рельефа и оруденения является универсальным свойством любых рудных объектов.

Если данное свойство действительно является универсальным, то можно заключить, что предлагаемый метод обладает следующими преимуществами:

- Отсутствие стадии дешифрирования, что может существенно уменьшать влияние субъективных факторов.
- Существенное сокращение площадей для постановки дальнейших наземных геологических исследований.
- Точность.
- Независимость от генезиса, возраста и масштаба изучаемого объекта, т.е. универсальность.
- Отсутствие необходимости генетических построений для решения прогнозно-поисковых задач, что обычно характерно для многих типов дистанционных исследований (линеаментный, морфометрический и др. анализы).

Литература

1. ***Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.*** Самоорганизация минеральных систем. – М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
2. ***Климонтович Ю.Л.*** Упорядоченности относительной критерий // Физическая энциклопедия, М., изд-во Большая Российская энциклопедия, 1998, с. 229-230.
3. ***Mandelbrot B.*** The fractal geometry of Nature. San-Francisco, W.H. Freeman, 1983, 461 p.
4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Бодайбинская, лист O-50-XXXI. М.: Геолтехиздат, 1960. 64 с.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Бодайбинская, лист O-49-XXXI. М.: Недра, 1967. 484 с.
6. ***Калашников А.О., Базай А.В., Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н.*** Комплекс методов прогноза и поисков полезных ископаемых, основанных на принципах теории самоорганизации // Сборник тезисов научно-практической конференции MINEX FORUM Северо-Запад 2007. http://nw.minexforum.com/#methodics
7. ***Сняткова О.Л., Михняк Н.К.*** Отчет о результатах геологического доизучения и геохимических поисков на редкие металлы и апатит м-ба 1:50000, проведенных в пределах Хибинского массива и его обрамления за 1979-83 гг. Росгеолфонд, инв. № 24440, 1983.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РАССЛОЕННОСТИ В ИНТРУЗИВАХ БЕЗ SIN И COS

В.К. Каржавин

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

К интрузивным расслоенным массивам относят природные магматические образования, имеющие определённую структуру, строение и морфологические особенности. Это в основном крупные лополитоподобные массивы, образованные кристаллизацией родоначальной базальтовой и других магм разного состава [10, 15]. Проявленный многочисленными исследователями интерес к данным массивам обусловлен, в частности, наличием характерной полосчатой структуры, что свидетельствует о возможной ритмичности процесса их образования. Расслоенность прослеживается на огромном пространстве, причем наряду с визуально наблюдаемой расслоенностью, в разрезе большинства интрузивов прослеживается скрытая расслоенность, связанная с колебаниями химического состава пород. Предполагается, что условия кристаллизации массивов были неустойчивыми и могли иметь специфический характер. В ряде случаев причина, лежащая в основе этого явления, очевидно, действовала периодически, импульсивно. Наблюдаемая чёткость контактов между некоторыми ритмами свидетельствует об относительно быстром протекании некоторых этапов процесса кристаллизации в природных условиях.

Природу ритмичной расслоенности интрузивных массивов трудно объяснить с позиций одной схемы или механизма, так как в различных интрузиях это явление имеет характерные специфические черты. Многочисленными исследователями (геологи, физики, химики, металлурги, математики и др.) было предложено несколько механизмов происхождения расслоенности интрузивов на основе различных физико-химических и механических процессов [22, 15, 21, 12, 6, 20, 11] и довольно детально описаны свыше двадцати схем [25]. Некоторые из перечисленных авторов считают процесс кристаллизации расплава в магматической камере неравновесным, а сама камера с кристаллизующимся расплавом представляет собой открытую нелинейную систему, способную находиться вдали от термодинамического равновесия.

На начальном этапе исследование ритмичной расслоенности в природных образованиях носило описательный характер и было в основном связано с рудопроявлениями. Теоретические работы сводились к построению феноменологических моделей без попыток их развёртывания в схемы или модели. К настоящему времени в литературе представлено значительное количество математических моделей, используемых авторами для объяснения причин образования явления расслоенности (слоистости, полосчатости, зональности) в различных объектах. Математическое описание динамики в таких кристаллизующихся системах осуществлялось на основе теории дифференциальных уравнений в форме кинетических моделей с использованием функций (синусов и косинусов). Причём, использование функций заведомо создавало возможность описания распределения любых параметров или содержаний (компонентов) в исследуемых системах в колебательном режиме.

В связи с изложенным, предлагается рассматривать ритмичное строение интрузивов как результат динамической неустойчивости процесса по отношению к возмущениям скорости движущегося фронта кристаллизации. В качестве пояснения рассмотрим представляющие определённый интерес результаты некоторых исследований.

1. Процессы кристаллизации и минералообразования в природных условиях протекают при изменяющихся термодинамических параметрах. Ярким примером этому является ряд работ, посвященных исследованию причин появления осцилляционной зональности в плагиоклазах [23, 26].

2. По результатам исследования кристаллизации базальтовых и других расплавов горных пород в практике каменного литья авторы пришли к выводу, что этот процесс не является равновесным [18]. Ими установлено, что скорость охлаждения расплава определяет характер процесса кристаллизации и минеральный состав образующейся твёрдой фазы, а наблюдаемое зональное строение в изделиях обусловлено фазовой неоднородностью. Поэтому явление полосчатости в каменных литых изделиях исследователи связывают только со специфическими условиями охлаждения, оказывающими соответствующее влияние на кинетику кристаллизации расплавов. Многочисленные работы металлургов подтверждают данные выводы.

3. Экспериментально установлено, что при некоторой критической скорости кристаллизации и концентрации растворённого в жидкости (расплаве) газа, на границе раздела фаз происходит образование газовых пузырьков, а затем их захват твёрдой фазой (рис. 1), при этом газовые пузырьки образуют скопления с характерной полосчатой структурой [2].

Аналогичное образование выделений газа отмечено в экспериментах при исследовании процесса кристаллизации дистиллированной воды [4], а также при выяснении условий образования мутного и прозрачного льда (рис. 2) [14]. Анализ изложенного материала позволяет прийти к выводу о значительном сходстве явления ритмичности в рассматриваемых объектах, а поэтому необходимо оценить взаимосвязь отдельных деталей процесса переноса тепла и вещества в двухфазной зоне.

Как следует из второго начала термодинамики, любой необратимый процесс сопровождается образованием теплоты диссипации. Если система далека от равновесия, то не вся теплота будет успевать покинуть пределы системы, часть её может быть использована внутри неё для проведения того или иного вида работ. В связи с особенностями теплоотвода наиболее существенными из сопровождаемых кристаллизацию явлений являются тепло- и массоперенос. Являясь процессами одинакового тензорного

характера, они оказывают друг на друга взаимное влияние. Рассмотрим оценку связи выделяемой скрытой теплоты кристаллизации при фазовом превращении с условиями теплоотвода из системы.

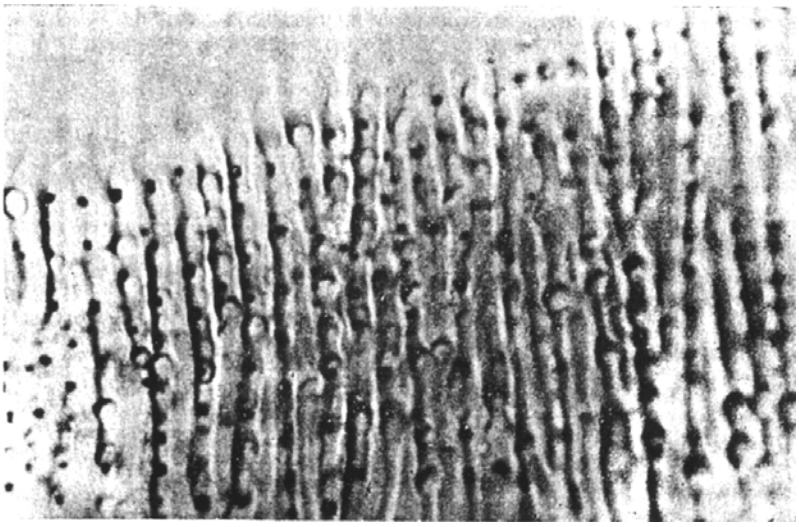


Рис. 1. *Характерная структура захвата пузырьков воздуха, возникшая при определенных условиях, зависящих от степени переохлаждения воды и скорости её кристаллизации.*

Пространственно-временной фактор, влияющий на условия образования твёрдой фазы, можно оценить. Возьмём за основу предложенную схему последовательности преобразования расплава в твёрдую фазу и результаты проведённого расчёта количества выделяемого тепла при фракционной кристаллизации многофазного оливинового толеита (рис. 3) [24].

Как видно из данного рисунка, изменение агрегатного состояния вещества на границе раздела фаз сопровождается значительным по величине выделением скрытой теплоты кристаллизации. Проведённые нами расчёты показали, что величина скрытой теплоты кристаллизации, например, у пироксенов и оливинов составляет от 25.6 до 29.6% величины их общего теплосодержания в интервале от температуры предкристаллизационного расплава до стандартных условий (25^{o}C). Для плагиоклазов эта величина оказалась меньше (от 15.8 до 21.4%).

Для оценки конкретного количества тепла, способного выделиться при кристаллизации и охлаждении расплава в процессе формирования интрузивного массива, было проведено следующее исследование. За основу были взяты данные химического состава одного из блоков Имандровского лополита и проведён расчёт величины теплосодержания расплава и выделенного количества тепла в процессе кристаллизации и охлаждения лополита в целом, имеющего ориентировочный объём 4500 км^3. Расчётами установлено, что выделенное тепло только в форме скрытой теплоты кристаллизации представляет громадную величину, равную порядка 10^{21} джоулей. Это лишь часть общего тепла, внедрённого в земную кору магматическим расплавом. Для диссипации такого большого количества тепла, выделяемого при кристаллизации расплава и последующего охлаждения интрузива до температуры стандартных условий, потребовался определенный (многомиллионный) временной период и зависел этот процесс от многочисленных термодинамических и теплофизических факторов.

С целью упрощения представленной схемы процесса кристаллизации и облегчения её математического описания рассмотрим в качестве примера однофазную систему (рис. 4). Математическая обработка изображённых на рисунке кривых позволила нам описать их в виде следующей показательной функции $Y=A\cdot X^{B}\cdot e^{-CX}$.

Для более детального описания функциональной зависимости выделяемого тепла от времени (τ), при кристаллизации расплава и последующего остывания твёрдого тела предлагается выведенное нами следующее уравнение:

$$Q = A\cdot\tau^{B}\cdot e^{-C\tau}$$

где коэффициенты A, B и C – соответствуют объёму камеры интрузива, особенности теплоотдачи при кристаллизации расплава, теплопроводности окружающей среды (Каржавин, 2000). Интеграл данного уравнения есть площадь подынтегральной кривой, и соответствует количеству выделяемого тепла при кристаллизации и охлаждении расплава. Кристаллизация расплава и остывание крупных интрузивных тел может протекать в течение многих миллионов лет [21, 9].

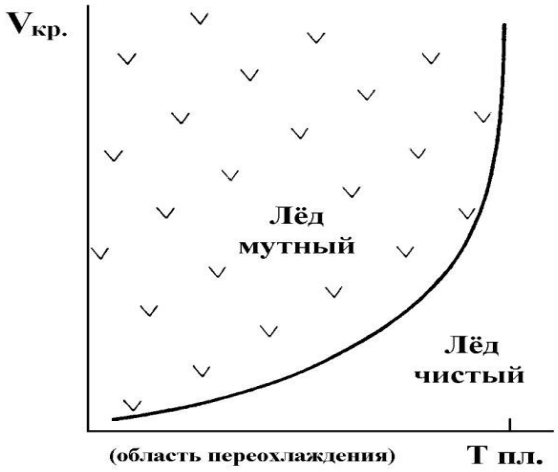


Рис. 2. *Образование мутного и чистого льда в зависимости от степени переохлаждения воды и скорости её кристаллизации.*

На рис. 5 изображены кривые, аналогичные кривым на рис. 4, отражающие функциональную зависимость выделяемой во внешнюю среду теплоты от времени. Характерной особенностью всех представленных на рис. 5 кривых является равенство их подынтегральных площадей. Это означает, что в ходе пяти вариантов процесса кристаллизации, описанных данными уравнениями, выделяется равное количество тепла. Однако выделение тепла протекает в различные временные интервалы. Отсюда следует, что представленные коэффициенты у приведённых уравнений будут характеризовать теплофизические и некоторые другие свойства вмещающей среды и магматического расплава.

Полученный материал позволяет утверждать, что процесс удаления тепла при охлаждении даже таких гипотетических расплавов во внешнюю среду будет иметь значительные временные отличия. Например, быстрой кристаллизации расплава с высокой теплоотдачей в окружающую среду будет соответствовать кривая 1. При наличии осложнений для оттока тепла из системы и продолжительной во времени кристаллизации жидкой фазы (близкой к равновесной), процессу наиболее соответствует кривая 5. Изменение положения промежуточных кривых может быть обусловлено влиянием различных параметров на кристаллизующуюся систему: например, изменением скорости оттока тепла через вмещающие расплав породы, температура и теплопроводность которых меняется во времени и др.

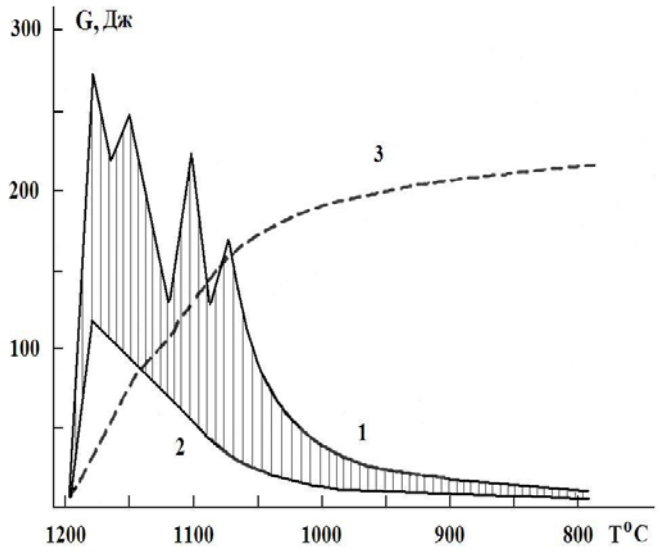


Рис. 3. *Расчётные кривые тепловыделения при кристаллизации расплава оливинового толеита, Тингмули, Исландия (по данным [24]): 1 - кинетика тепловыделения; пики на кривой - появление новых фаз; 2- простое охлаждение (вклад теплоёмкости); 3 - кривая выделения суммарного тепла. Заштрихованная область - количество скрытой теплоты кристаллизации.*

В свете изложенного следует, что любые нарушения тепловых условий при затвердевании магматического расплава в больших объемах и на определенных глубинах могут привести к изменению скорости его охлаждения, влияя на величину переохлаждения и создавая периодически химическую неоднородность в области фронта кристаллизации. Изложенная схема протекания процесса в приложении к формированию интрузий будет определяться соотношением скоростей кристаллизации магматического расплава и оттока тепла через вмещающие породы в окружающую среду.

Магматическая камера с кристаллизующимся расплавом представляет собой открытую нелинейную систему, способную находиться вдали от термодинамического равновесия. В таких системах при определённых условиях возможно возникновение различных явлений неустойчивости, как во времени, так и в пространстве. Поэтому предлагается рассматривать явление ритмичности как результат динамической неустойчивости стационарного процесса кристаллизации по отношению к возмущениям скорости движущегося фронта, так как скорость кристаллизации и сам процесс, как показано выше, определяется интенсивностью теплоотвода во вмещающие интрузив породы. Известно, что выделяемое во времени тепло в экзотермическом процессе изменяется количественно с ростом температуры по экспотенциальному закону, а кривая теплоотдачи всегда имеет меньшую кривизну и чаще всего описывается правилами линейного закона [17]. В связи с тем, что скорость кристаллизации контролируется скоростью теплоотвода, повторение температурных колебаний на границе раздела фаз будет протекать тем чаще, чем выше скорость оттока тепла из системы.

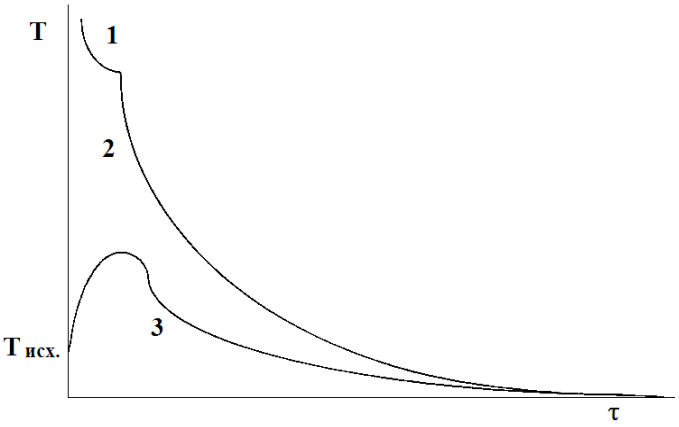


Рис. 4. *Характер изменения температуры расплава (1), остывающей твёрдой фазы (2) и вмещающей расплав среды (3) во времени.*

Нелинейный характер процесса кристаллизации определяется сопоставлением скорости образования твёрдой фазы и скоростью оттока тепла из системы во внешнюю среду [7, 8]. При этом выделяемое тепло кристаллизации в систему и удаляемое в окружающую среду имеют между собой определённую взаимосвязь через теплофизические свойства вмещающей расплав окружающей среды. Отношение теплоты кристаллизации, выделяемой в систему, к теплоте, удаляемой в окружающую среду задаёт уровень обратной связи, влияющей на длительность процесса кристаллизации магматических систем. Положительная обратная связь, которая определяется отклонением выделяемого тепла от стационарного, ускоряет процесс кристаллизации. Отрицательная обратная связь ведёт к снижению скорости кристаллизации через температуру среды при помощи обратной связи. В связи с этим тепловые эффекты в кристаллизующейся системе через скрытую теплоту кристаллизации связаны с вариациями скорости оттока тепла в окружающую среду, а на границе раздела фаз, при определённых условиях, проявляется причинно-следственная связь тепло – температура среды.

Рассмотрим исходное состояние расплава как некий объём, окружённый породой. Соответственно, любые нарушения величины теплопроводности твёрдой фазы (кристаллизующейся и вмещающих пород) могут привести к нарушению фазового равновесия на границе раздела фаз. Отсюда следует, что на начальном этапе скорость оттока тепла будет значительно превышать скорость его выделения на границе раздела фаз (рис. 6).

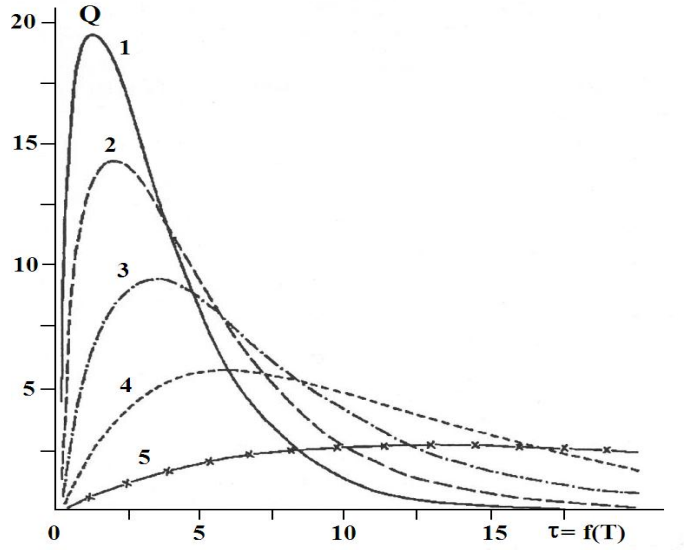


Рис. 5. *Зависимость величины тепла (Q), выделяемого в экзотермическом процессе, от времени (температуры) кристаллизации расплава. Варианты влияния величин теплопроводности вмещающей расплав окружающей среды: 1.* $Q = 29.728t^{0.5558}e^{-0.4384t}$, *2.* $Q = 17.842t^{0.589}e^{-0.326t}$, *3.* $Q = 7.405t^{0.881}e^{-0.251t}$, *4.* $Q = 2.762te^{-0.1698t}$, *5.* $Q = 0.631te^{-0.081t}$.

Выделение скрытой теплоты кристаллизации и повышение температуры в системе приведут к постепенному достижению окрестностей точки стабильности (точка А). При этом кристаллизующаяся система примет условия стационарного состояния при T_1 (рис. 6а). Последующий процесс выделения скрытой теплоты кристаллизации и недостаточная скорость оттока тепла может способствовать достижению условий метастабильности (положение точки В). Дальнейший процесс кристаллизации временно прекращается в связи с превышением скорости оттока тепла над скоростью кристаллизации. Однако для возвращения кристаллизующейся системы к исходному состоянию необходимо изменение температуры в районе фронта кристаллизации. Поэтому при последующем охлаждении расплава и достижении температуры окружающей среды кривая, соответствующая оттоку тепла, может принять касательное положение по отношению к кривой, ответственной за выделение тепла в процессе кристаллизации (точка С). Такое положение можно рассматривать как редкое для открытых систем. Это обусловлено тем, что при этих условиях скорость выделения тепла и оттока из системы будут равны.

Условия и положение точки метастабильности (точка В) зависят от свойств и объёмов расплава, её исходной температуры, температуры вмещающей среды, скорости оттока тепла в окружающую среду. На рис. 6 б представлены различные варианты тепловых процессов, сопровождающих кристаллизацию расплава в открытых системах, в зависимости от температуры окружающей среды. Из данного рисунка видно, что величина теплопроводности окружающей среды может быть как бесконечно большой, так и незначительной. Кривые 2, 4 и 5 в точках пересечения с осью абсцисс представляют различные варианты исходной температуры окружающей расплав среды, что будет определять вероятность протекания процесса кристаллизации.

Кинетические явления на границе раздела жидкой и твёрдой фаз могут приводить к колебательному режиму изменения температуры в районе фронта кристаллизации. Этому способствует наличие потоков вещества и энергии в области границы раздела фаз, а также положительной обратной связи в кристаллизующейся системе. Выделяемое тепло играет роль усилителя колебаний. При этом скорость кристаллизации контролируется скоростью теплооттока, а повторение (частота) таких колебаний будет протекать тем чаще, чем выше скорость оттока тепла из системы (например, по аналогичной схеме работает терморегулятор в контакте с электронагревателем). Поэтому образование твёрдой фазы из магматического расплава будет протекать с периодической остановкой фронта кристаллизации. При последующей кристаллизации магматического расплава твёрдая фаза может быть аналогичной по составу, ранее образовавшейся, но также и отличной. Это связано и зависит от объёма расплава, времени и скорости кристаллизации.

Колебания температуры в двухфазной зоне становятся причиной перераспределения химического состава расплава перед поверхностью раздела фаз. Все межфазные эффекты весьма чувствительны к наличию в расплаве второстепенных компонентов (примесей). Их присутствие оказывает влияние на снижение величины переохлаждения расплава и скорость его кристаллизации. Примеси не влияют на величину энергетического барьера зародышеобразования, а их действие проявляется только на стадии формирования твёрдой фазы. В связи с колебаниями температуры в районе фронта кристаллизации

становится необходимым учитывать влияние данного явления на диффузионные процессы, так как с возрастанием температуры в системе диффузионный поток увеличивается по экспоненциальному закону. Выделяемое при кристаллизации тепло снижает вязкость расплава, падающую с ростом температуры в системе, изменяя диффузионную способность всех компонентов жидкой фазы, влияя на коэффициенты их распределения [3]. Диффузия компонентов расплава на границе раздела фаз является по своей природе нелинейным процессом, что характеризует нелинейное поведение кристаллизующейся системы в целом. Следовательно, кинетические явления на границе раздела жидкой и твёрдой фаз приведут к изменению концентрации компонентов в двухфазной зоне в автоколебательном режиме. Этому способствует наличие потоков вещества и энергии в области границы раздела фаз, а также положительной обратной связи в кристаллизующейся системе.

Перенос вещества перед фронтом кристаллизации происходит в основном по схеме механизма объёмной диффузии. В этом случае имеет место не только концентрирование, но и фракционирование (разделение) таких примесей с учётом их объёмных характеристик и физико-химических свойств и, соответственно, постепенным изменением их концентраций в объёме расплава перед фронтом

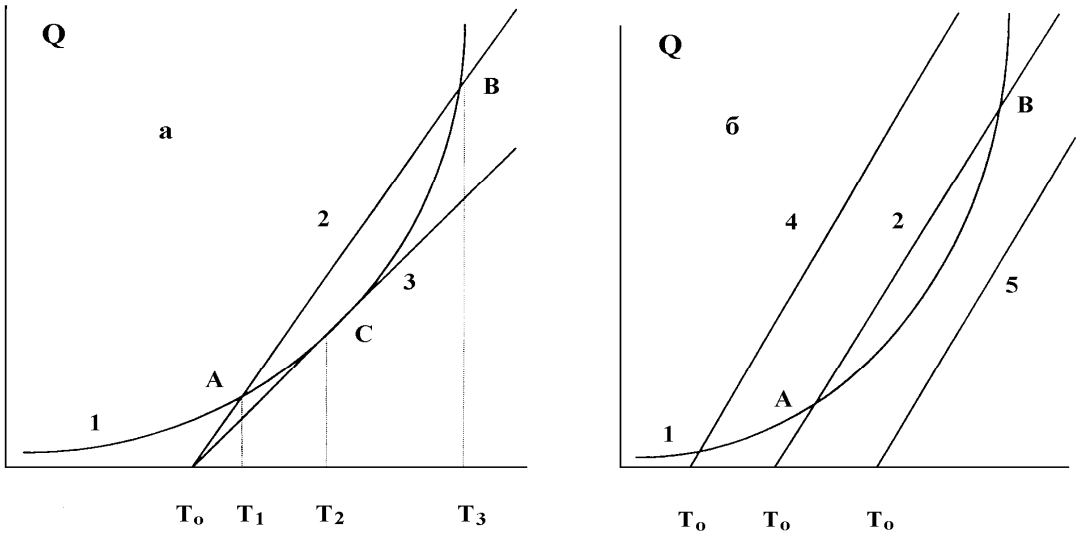


Рис. 6. *Схематическое изображение температурной зависимости количества выделяемого и удаляемого тепла из кристаллизующейся системы в единицу времени: а – при постоянной температуре окружающей среды и переменной скорости оттока тепла, б – варианты постоянной скорости оттока тепла при различных температурах окружающей среды. 1 – кривая выделения тепла; 2 – 5 – варианты кривых, характеризующих отток тепла из системы в зависимости от температур (T_i) окружающей среды. А – точка стабильности (стационарное состояние системы), В – точка метастабильности (стационарное состояние), С – точка устойчивого состояния.*

кристаллизации. Учёт диффузионного массопереноса является важным элементом теории двухфазной зоны, предложенной для описания процессов кристаллизации в широком интервале скоростей охлаждении [1]. Наиболее существенным является массоперенос, который в виде диффузионных потоков различных компонентов примесей в объём расплава от фронта кристаллизации имеют отличия в скоростях.

Конечной стадией фракционирования (избирательного концентрирования) может явиться факт послойного накопления примесей в расплаве. Возникновение таких примесных проявлений связывают с появлением зоны “концентрационного переохлаждения” в расплаве перед фронтом кристаллизации [19]. По мере продвижения фронта кристаллизации отторгаемые молекулы примесей в расплав постепенно формируются в слой повышенной концентрации за счёт так называемого эффекта “градиента концентраций” [5, 16]. Причём толщина создаваемого процессом слоя примеси зависит от скорости кристаллизации расплава [13]. При последующем снижении температуры в системе и внезапном возрастании скорости кристаллизации обогащённый примесями слой расплава перед фронтом кристаллизации захватывается твёрдой фазой. При этом образуется резкая граница между двумя различными по составу твёрдыми фазами. Концентрация примесей будет максимальной в захваченном слое, с постепенным её снижением в сторону удаляющего фронта кристаллизации.

В результате, условия кристаллизации способствуют возникновению взаимосвязи между диффузией примесей и кинетикой кристаллизации, т.к. концентрация примесей на границе раздела фаз оказывает определённое влияние на перемещение основных компонентов расплава в двухфазную область и, соответственно, кристаллизацию расплава. Периодический захват сконцентрированных перед фронтом кристаллизации примесей будет осуществляться при определенных соотношениях величин скоростей выделяемого и удаляемого тепла из системы, длительности протекания процесса во времени. Отсюда следует, что предлагаемая схема будет работать при определённом соотношении двух скоростей: скорости диффузионного концентрирования примесей и скорости движения фронта кристаллизации расплава. Скорость последнего должна быть меньше, в противном случае процесс

массопереноса в форме диффузионного концентрирования компонентов примеси расплава в жидкой фазе двухфазной области не будет реализован.

Литература

1. ***Борисов В.Т.*** Теория двухфазной зоны металлического слитка. М.: Металлургия, 1987. 224 с.
2. ***Бороденко Ю.Л., Катрич Н.П., Тиман Б.Л.*** Закономерности образования газовых включений при росте кристаллов лейкосапфира // Кристаллография. 1987. Т. 32. Вып. 2. С. 473-477.
3. ***Вигдорович В.Н., Вольпян А.Е., Курдюмов Г.М.*** Направленная кристаллизация и физико-химический анализ. М.: Химия, 1976. 200 с.
4. ***Гегузин Я.Е., Дзюба А.С., Кононенко Н.В.*** Концентрационное уплотнение примеси на границе движущегося фронта кристаллизации расплава // Кристаллография. 1981. Т. 26. Вып. 3. С.571-576.
5. ***Гельперин Н.И., Носов Г.А.*** Основы техники кристаллизации расплавов. М.: Химия, 1975. 351 с.
6. ***Голубев И.И., Мясников В.П., Савельев А.А.*** Имитационная модель расслоения ультрабазит-базитового массива с простой геометрией // ДАН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С.232-236.
7. ***Каржавин В.К.*** Явления нелинейности при формировании интрузивных массивов // Теория диссипативных структур в геологическом анализе. Материалы IV конференции по геологической синергетике. Апатиты, 1998. С. 59-65.
8. ***Каржавин В.К.*** Пространственно-временная зависимость процесса кристаллизации магматического расплава при формировании интрузивов // The Mining Pribram Symposium 1999. The International section on mathematical methods in geology. Proceedings volume MC. Petrology, mineralogy. Praque, Czech Republic.1999. P. 1-8.
9. ***Каржавин В.К.*** Временной фактор процесса кристаллизации магматического расплава при формировании интрузивных массивов // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. 1. Геопринт. Сыктывкар, 2000. С. 99-102.
10. ***Козлов Е.К.*** Естественные ряды пород никеленосных интрузийи их металлогения. На примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 266 с.
11. ***Лихачев А.П.*** Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 66-72.
12. ***Осипов М.А.*** Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982.100 с.
13. ***Пфанн Дж. В.*** Зонная плавка. Металлургиздат, 1960. 272 с.
14. ***Уолкер Дж.*** Необычные фигуры, появляющиеся в замерзающей воде и плавящемся льду // В мире науки. 1986. № 9. С. 84-90.
15. ***Уэйджер Л., Браун Г.*** Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
16. ***Флемингс М.*** Процессы затвердевания. М.: Мир, 1977. 423 с.
17. ***Франк-Каменецкий Д.А.*** Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Наука, 1967. 491 с.
18. ***Хан Б.Х., Быков И.И., Кораблин В.П., Ладохин С.В.*** Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев: Наукова думка, 1969. 163 с.
19. ***Чалмерс Б.*** Теория затвердевания. М.: Металлургиздат, 1968. 288 с.
20. ***Шапкин А.И.*** Автоколебательный режим общей конвекции в магматической камере и процесс ритмического расслоения магматического интрузива // Геохимия. 1993. № 9. С. 1297-1307.
21. ***Шарапов В.Н., Голубев И.И.*** Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 238 с.
22. ***Ярошевский А.А.*** О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия. 1970. № 5. С. 562-574.
23. ***Allegre C.J., Provost F., Jaupart C.*** Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth // Nature. 1981. V. 294. № 5838. P. 223-228.
24. ***Ghiorso M.S., Carmichael I.S.E.*** Chemical mass transfer in magmatic processes. II. Application in equilibium crystallization, factionation and assimilation // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. № 2/3. P. 121-141.
25. ***Naslund H.R., McBirney A.R.*** Mechanisms of formation of igneous layering // Layered intrusions. Amsterdam: Elsevier Science B.V. 1996. P. 1-43.
26. ***L'Heureux I., Fowler A.D.*** A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase // Amer. Mineral. 1994. V. 79. № 9/10. P. 885-891.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ДИАБАЗ-ПИКРИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА (ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ)

С.Г. Ковалев

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа, e-mail: kovalev@anrb.ru

Проявление пикритового магматизма связано с разными этапами геодинамического развития отдельных регионов, однако общей его особенностью является приуроченность к зонам повышенной проницаемости земной коры – системам региональных глубинных разломов. Вместе с тем фациальное разнообразие и специфика состава этих пород в значительной степени определяются тектоно-магматическими режимами их формирования. Проявление пикритового магматизма в виде интрузивных и субвулканических тел связано, главным образом, с увеличением «жесткости» литосферы и заложением в пределах активизированных областей глубинных разломов, то есть, по существу, эти комплексы могут рассматриваться в качестве индикаторных для ранних стадий рифтогенеза или тектоно-магматической активизации отдельных регионов.

Диабаз-пикритовые комплексы, распространенные в пределах западного склона Южного Урала, являются южным продолжением зоны распространения пикритовой ассоциации Урала, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию. Ранее [1] эти образования были объединены в четыре разновозрастные комплекса (ассоциации): Шуйдинский (R_1), Лапыштинский (R_2), Мисаелгинский (R_3) и Лысогорский (V).

Шуйдинский комплекс включает в себя дифференцированные тела, распространенные среди отложений бурзянской серии (R_1) в районе Бакальского рудного поля, где описаны его наиболее типичные представители [1, 3]. Отдельные массивы установлены в отложениях айской свиты (R_1) в юго-восточном обрамлении Тараташского комплекса. По степени дифференцированности среди них выделяются маломощные недифференцированные силлы пикритов, пикродиабазов и оливиновых диабазов и, более распространенные, дифференцированные тела различной мощности (от 15 до 25 м).

Пикритовые и диабаз-пикритовые тела *Лапыштинского* комплекса относительно широко распространены в пределах Башкирского мегантиклинория. Они представлены единичными недифференцированными дайками и силлами, реже – асимметрично построенными силлами мощностью 5-15 м и протяженностью до 200-600 м и более.

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабаз-пикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского комплекса [1, 5]. Массивы образуют полого падающие на запад интрузивные залежи мощностью 45 и 216 м. Определение возраста диабаза из этих тел K-Ar методом – 780 млн. лет [1] и Rb-Sr – 726 ± 13 млн. лет [3], при соотношениях изотопов стронция, равных 0.70664, позволяют с достаточной степенью надежности говорить о позднерифейском времени формирования пород.

Интрузивные тела *Лысогорского* комплекса были выявлены при геолого-съемочных работах среди кристаллических сланцев Тараташского комплекса [5]. Массивы представлены дайкоподобными телами переменчивой мощности (от 10 до 65 м), сложенные пикритовыми порфиритами и среднезернистыми пикритами. Время их формирования принимается нами за вендское, основываясь на опубликованных определениях K-Ar методом возраста пикрита 628±50 млн. лет [1].

В результате детального петрографического изучения пород, слагающих дифференцированные (расслоенные) тела установлено, что их внутреннее строение характеризуется отчетливо выраженной асимметрией, заключающейся в том, что нижние горизонты массивов и/или нижние горизонты отдельных ритмов, сложены наиболее меланократовыми породами. Во всех телах проявлена скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении составов минералов, представляющих серии твердых растворов, в зависимости от местоположения в вертикальном разрезе, а все разнообразие пород в значительной степени обусловлено перераспределением в объеме, взаимоотношениях друг с другом и вариациях составов основных породообразующих минералов: оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза.

Геохимические характеристики диабаз-пикритовых комплексов подчеркивают их принадлежность к породам базит-гипербазитового состава со специфичными особенностями, присущими этому типу магматизма. Распределение отдельных элементов по разрезам дифференцированных тел характеризует процессы дифференциации и позволяет воссоздать условия их формирования [3].

Распределение хрома, характеризуется четко проявленной асимметрией. Во всех телах его максимальные концентрации приурочены к нижним горизонтам, которые представлены наиболее меланократовыми разновидностями пород. Для пород Шуйдинского комплекса характерно различие в концентрациях между лейкократовыми и меланократовыми разновидностями пород более чем в 10 раз (таблица). В телах Лапыштинского комплекса резко повышенное количество этого элемента приурочено к границе между основными и ультраосновными дифференциатами, причем в ультраосновном горизонте, при относительно равномерном его распределении по разрезу, четко фиксируется обогащение самой нижней, приподошвенной зоны, где его концентрации достигают максимальных (для пород данного комплекса) значений. Разница в

количествах между лейкократовыми и меланократовыми породами достигает более чем 25 раз (см. табл.). В Мисаелгинском комплексе, как и в охарактеризованных выше, максимальные содержания хрома приурочены к нижнему горизонту, а все остальная часть разреза обеднена этим элементом, независимо от присутствия выше по разрезу еще двух горизонтов пикритов. Концентраторами и носителями хрома в дифференцированных интрузиях являются наиболее высокотемпературные рудные и силикатные минералы. Следовательно, в Шуйдинском и Лапыштинском комплексах значительное количество хрома в ультраосновных горизонтах связано в рудных минералах, кристаллизация которых началась раньше выделения первых силикатов, в то время как в Мисаелгинском комплексе наиболее высокотемпературные силикаты и рудные хромсодержащие минералы кристаллизовались близкоодновременно.

Таблица.

Петрогеохимические характеристики пород диабаз-пикритовых комплексов.

Элементы	**Шуйдинский (R_1)**	**Лапыштинский (R_2)**	**Мисаелгинский (R_3)**	**Лысогорский (V)**
SiO_2	52.6	47.32	46.23	48.29
TiO_2	0.75	1.04	1.87	1.84
Al_2O_3	12.03	11.15	8.40	9.25
Fe_2O_3	2.83	4.14	6.91	3.17
FeO	6.77	8.75	10.20	9.56
MnO	0.17	0.17	0.20	0.17
MgO	15.10	18.27	16.74	16.84
CaO	5.98	7.11	8.32	8.06
Na_2O	1.96	1.48	1.37	1.76
K_2O	1.71	0.40	0.62	0.85
P_2O_3	0.11	0.17	0.13	0.20
Σ	100.01	100.00	100.99	99.99
La	9.01	3.16	19.08	20.54
Ce	8.69	5.41	15.03	19.61
Nd	6.51	6.97	4.87	6.01
Sm	3.13	4.81	5.31	5.07
Eu	1.26	0.47	1.73	1.87
Gd	2.91	1.73	6.11	3.67
Tb	0.64	0.30	0.95	1.01
Yb	1.87	1.02	3.41	3.61
Lu	0.28	0.33	1.02	0.67
Sr	224 21	194 15	404 135	300
Rb	59 -	16 -	23 3	19
Zr	116 50	85 64	107 72	114
Zn	87 67	105 116	108 280	150
Cu	48 65	98 88	130 98	120
Co	35 91	30 74	86 98	73
Ni	240 1330	111 900	100 900	910
Cr	930 2010	116 2510	30 1590	1000

Примечание: Содержания окислов (в вес. %) рассчитаны для средневзвешенных составов; количества РЗЭ (в г/т) определялись для усредненных проб. Содержания остальных элементов в числителе – в диабазах, в знаменателе – в пикритах (в г/т).

Максимальные содержания никеля и кобальта элементов в телах Шуйдинского комплекса приурочены к нижнему горизонту пикритов, а минимальные – к верхам лейкократового ритма (см. табл.). Аналогичной картиной распределения этих элементов по разрезам дифференцированных тел характеризуются и остальные комплексы. Анализ распределения этих элементов по разрезам позволяет говорить о том, что во всех комплексах Co и Ni входят в силикатные минералы (оливин) ранней генерации, а последующие процессы

дифференциации приводят к их накоплению в низах ультраосновного горизонта. Присутствие никеля в сульфидной форме (пентландит) в виде ликвационных «каплеобразных» обособлений, которые более или менее равномерно распределены по ультраосновной части разрезов, показывает, что процесс сульфидообразования по времени является «более поздним», чем кристаллизация оливина.

Поведение меди в процессе становления магматических тел довольно детально описано в ряде публикаций [2, 7]. Как показано в работе [7], для всех дифференцированных трапповых интрузий характерны два максимума в содержаниях Cu по вертикальным разрезам тел. Диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала также характеризуются более или менее четко проявленными двумя максимумами в распределении этого элемента. Двойственный характер распределения меди в процессе становления магматических тел обязан одновременному действию двух процессов. С одной стороны, медь, обладая большим сродством к сере, на ранних этапах эволюции расплава связывается в ликвирующей сульфидной жидкости, с другой стороны, часть ее в виде легкоподвижных соединений обогащает остаточные порции расплава, давая второй максимум в породах поздних стадий кристаллизации. При анализе распределения меди по разрезам диабаз-пикритовых комплексов были отмечены характерные особенности поведения этого элемента, наиболее четко проявленные в массивах Шуйдинского и Мисаелгинского комплексах, а именно: приуроченность максимальных концентраций Cu к отдельным ритмам. В том случае, если количество ритмов превышает два (Мисаелгинский комплекс), то соответственно повышается количество положительных значений концентраций Cu по отношению к среднему содержанию, характерному для отдельно взятого тела, что позволяет говорить о «послойном» характере распределения меди.

Анализ петрохимических характеристик пород разновозрастных комплексов, позволяет говорить, что в целом процесс дифференциации в них имеет толеитовое направление, причем в Мисаелгинском комплексе он характеризуется «феннеровской» направленностью и аналогичен дифференциации Скеаргардского массива, а заключительные этапы становления интрузивных тел Шуйдинского комплекса близки к известково-щелочному направлению.

Дифференциация в породах Лапыштинского, Мисаелгинского и Лысогорского комплексов имеет направление оливиновый базальт – оливиновый толеит – насыщенный толеит, в то время как породы шуйдинского комплекса изменяются от оливинового толеита до пресыщенного толеита (по классификации А.Н. Заварицкого). Эволюция во времени химизма пород (как аналогов по основности, так и тренда в целом) направлена на увеличение титанистости, щелочности и, что менее проявлено, мафичности от нижнего рифея к венду.

Анализ средних содержаний Cr и Ni в диабаз-пикритовых комплексах и сравнение их с количествами в основных и ультраосновных породах из различных регионов мира показывает, что первые резко обогащены этими элементами (приблизительно на 1 порядок) по сравнению, как с океаническими, так и с континентальными базальтами. В то же время в ультраосновных породах континентов и океанов, а также в слабоистощенном мантийном субстрате (шпинелевый лерцолит) содержания Cr и Ni в 1.5-2 раза больше, причем данная тенденция характерна практически для всех пикритовых комплексов Урала. Опираясь на положение о том, что хром и никель являются тугоплавкими элементами и высокое Ni/Co отношение, которое, по мнению Л.Н. Когарко [4] характеризует особенности происхождения различных магм, можно говорить о том, что расплавы, сформировавшие южноуральские дифференцированные тела, являлись непосредственными выплавками из мантийного субстрата не претерпевшими дифференциации в промежуточных очагах.

Проведенное сопоставление средних содержаний некогерентных элементов (см.табл.) с аналогичными данными для различных магматических пород показывает, что по содержанию Rb они близки к средним составам щелочных оливиновых базальтов и континентальным толеитам (за исключением шуйдинского комплекса, в котором аномальные содержания этого элемента, вероятнее всего, обусловлены его привносом в процессе вторичных изменений). По содержанию Sr они занимают промежуточное положение между океаническими и континентальными толеитами, резко отличаясь повышенными количествами этого элемента как от пикритов Урала, так и от ультрабазитов различной формационной принадлежности. По количеству Zr диабаз-пикритовые комплексы близки к океаническим гипербазитам и толеитам. По соотношению изотопов стронция и Rb/Sr отношению породы диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала оказываются близкими к неистощенному мантийному субстрату, вернее, непосредственным выплавкам из него.

Анализ распределения редкоземельных элементов в разновозрастных комплексах показывает, что все они характеризуются повышенными содержаниями лантана и группы тяжелых РЗЭ. Для раннерифейских и вендских комплексов характерен четко выраженный Eu-вый максимум (нормализованные отношения Sm/Eu составляют 0.66 и 1.01, а Gd/Eu – 0.95 и 0.52 соответственно), что подразумевает, отсутствие сколь-нибудь заметного фракционирования плагиоклаза и/или клинопироксена в промежуточных очагах.

Для оценки P-T условий формирования пород и воссоздания геодинамических обстановок их реализации были проведены расчеты и моделирование кристаллизации расплавов, на основании алгоритма, предложенного в работе [9]. Сравнительный анализ полученных результатов показывает, что состав расплава, сформировавшего раннерифейские комплексы, близок к тренду плавления гранатового перидотита, соответствуя 20-22% выплавке из него. В то же время анализ зависимости степени плавления от давления показывает, что поле

генерации расплавов, сформировавших дифференцированные комплексы, попадает в область устойчивости оливин + ортопироксеновой ассоциации на границе с оливин + ортопироксен + клинопироксеновой, не достигая значений давления, характерных для ассоциации с гранатом. Отсюда следует, что расплавы, сформировавшие раннерифейские дифференцированные комплексы образовались при 20-22% плавлении мантийного субстрата при давлении в очаге магмогенерации около 25 Кбар, причем субстрат по химическому составу был близок к гранатовому перидотиту, но область магмогенерации располагалась выше стабильного состояния граната. Аналогичный анализ, проведенный в отношении генезиса расплавов, сформировавших средне- и позднерифейские комплексы, позволяет говорить о том, что их образование обусловлено частичным (20-25%) плавлением шпинелевого перидотита при давлении 25-28 Кбар.

Повышение титанистости пород в процессе эволюции рифейского магматизма, вероятнее всего, обусловлено подвижностью титана в процессах «мантийного метасоматоза» (в понимании Б.Г.Лутца) во флюидных фазах устойчиво-равновесных с мантийными минералами при высоких давлениях [6]. По-мнению И.Д.Макгрегора, который исследовал тройную систему MgO-SiO_2-TiO_2 в качестве экспериментальной модели выплавления базальтов из перидотитов, легкоплавкая смесь обогащается титаном в большей степени, чем большим оказывается давление. То есть в нашем случае, можно сделать заключение о том, что в процессе эволюции рифейского мафит-ультрамафитового магматизма происходит увеличение глубины очагов магмогенерации (как функции давления) и роли «мантийного метасоматоза» в направлении от раннего рифея к позднему. Вероятнее всего, эти процессы являются индикаторами унаследовательности эволюции магматизма и показателями того, что процесс рифейского глубинного петрогенезиса «предвосхищает» вендский магматизм, имеющий четко проявленный щелочной характер в пределах западного склона Южного Урала.

Суммируя приведенные выше материалы необходимо отметить следующее:

– геолого-геохимические характеристики диабаз-пикритового магматизма, распространенного в пределах западного склона Южного Урала, позволяют с достаточной степенью надежности утверждать, что расплавы, сформировавшие эти тела, являются продуктом кристаллизации недифференцированного мантийного вещества, внедрившегося в верхние горизонты коры на ранних стадиях рифтогенеза. Процессы дифференциации, протекавшие в коровых условиях в различных структурно-формационных зонах, обусловили разнообразие внутреннего строения отдельных интрузивных тел и геохимических характеристик, слагающих их пород;

– временная эволюция диабаз-пикритового магматизма в пределах региона характеризует процесс стабилизации геодинамического режима и наращивания континентальной коры в рифейское время.

Литература

1. ***Алексеев А.А.*** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
2. ***Ковалев С.Г.*** Особенности поведения элементов-примесей в диабаз-пикритовых интрузиях западного склона Южного Урала / Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты, БНЦ УрО АН СССР. Уфа: 1990. С. 112-117.
3. ***Ковалев С.Г.*** Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1996. 99 с.
4. ***Когарко Л.Н.*** Отношение Ni/Co – индикатор мантийного происхождения магмы // Геохимия, № 10, 1973. С. 1441-1446.
5. ***Ленных В.И., Петров В.И.*** Пикриты тараташского комплекса // Труды Ильмен. гос. заповед. Вып. 17. 1978. С. 45-52.
6. ***Лутц Б.Г.*** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
7. ***Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.*** Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973. 198 с.
8. ***Nathan H.D., Vankirk C.K.*** A model of magmatic crystallization // Petrol., 1978. V.19. Pt. 1. P. 66-94.

МАНТИЙНЫЙ ИСТОЧНИК СУПЕРКРУПНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (Lu-Hf СИСТЕМА)

Л.Н. Когарко[1], Я. Лайель[2], Г. Брай [2]

[1]ГЕОХИ РАН, г. Москва, e-mail: kogarko@geokhi.ru
[2]Университет Гёте, г. Франкфурт

В центре Кольского полуострова находятся два крупнейших в мире комплекса нефелиновых сиенитов повышенной щелочности - Хибинский и Ловозерский массивы. С Хибинским массивом связаны магматические апатитовые месторождения промышленного масштаба. К Ловозерской расслоенной интрузии приурочены редкометальные лопаритовые и эвдиалитовые руды на редкие земли, ниобий, тантал, радиоактивные элементы, цирконий и гафний. Ранее проведенные нами исследования изотопного состава пород Хибинского и Ловозерского массивов (изотопные системы Rb-Sr, Sm-Nb) [1,2] показали, что мантийные источники крупнейших в мире щелочных интрузий значительно деплетированы в отношении рубидия и легких редких земель, то есть характеризуются низкими отношениями Rb/Sr и Nd/Sm. Возникает парадокс: с одной стороны щелочные породы Кольского полуострова являются самыми обогащенными в мире редкими элеметами, щелочами и легкими редкими землями (с ними связаны суперкрупные редкометальные месторождения), а с другой стороны они формировались в зоне частичного плавления резко деплетированного субстрата. Решение этой проблемы по-видимому связано с быстро протекающим мантийным метасоматозом, в результате которого в зоны магмаобразования происходил привнос редких элементов, щелочей, летучих компонентов.

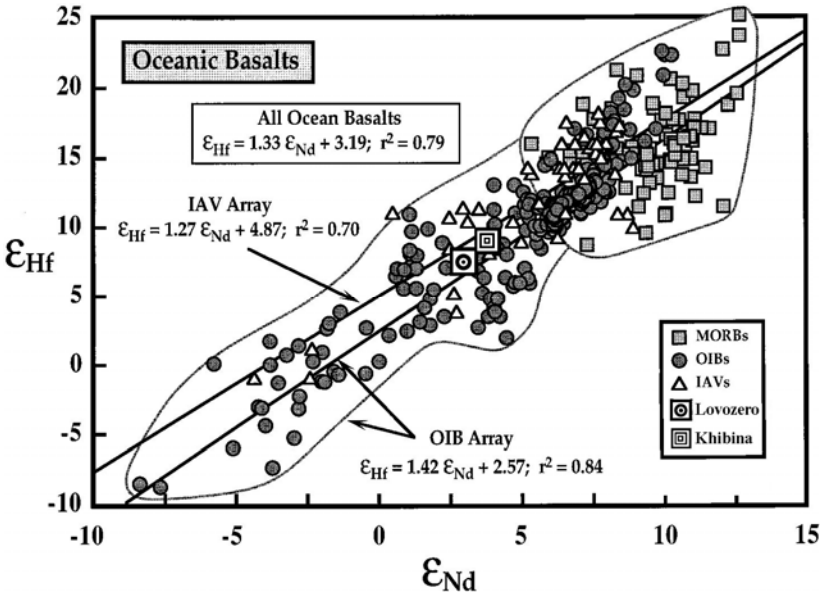
	E_{Nd}			E_{Hf}		$^{87}Sr/^{86}Sr$
лопарит	3.5	3фаза	эвдиалит	8	апатит	0.70340
лопарит	3.2	3фаза	эвдиалит	6		
лопарит	3.3	3фаза	эвдиалит	9		
лопарит	2.9	3фаза	эвдиалит	5		
лопарит	3.4	3фаза	эвдиалит	4		
лопарит	3.3	3фаза	эвдиалит	7		
лопарит	3.0	3фаза	эвдиалит	6		
лопарит	3.2	2фаза	эвдиалит	7	апатит	0.70334
лопарит	3.5	2фаза	эвдиалит	7	лопарит	0.70369
лопарит	3.5	2фаза	эвдиалит	6	лопарит	0.70370
лопарит	3.0	2фаза	эвдиалит	7	лопарит	0.70374
лопарит	3.1	2фаза	эвдиалит	7	лопарит	0.70395
лопарит	2.9	2фаза	эвдиалит	6	лопарит	0.70386
лопарит	3.1	2фаза	эвдиалит	6	лопарит	0.70387
мозандрит	3.1	2 фаза	эвдиалит	5	лопарит	0.70380
беловит	3.3	пегматит	циркон	6	беловит	0.71269
пирохлор	3.4	пегматит	циркон	6	пирохлор	0.70474
лопарит	3.5	пегматит	паракелдышит	5	лопарит	0.70363

Представляло интерес исследовать щелочные породы и минералы редкометальных руд (лопарит, эвдиалит, апатит) методами лазерной абляции в точке для определения изотопных характеристик в системах Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf.

Некоторые данные приведены в таблице.

Нанесение полученных данных на диаграмму мантийной корреляции [3] E_{Nd}-E_{Hf} для магматических пород показывает, что щелочные породы и руды Ловозерского и Хибинского редкометальных месторождений имеют деплетированные мантийные источники, близкие по своим характеристикам к данным для OIB.

Таким образом, деплетированные источники для щелочных пород Восточной части Балтийского щита подтверждаются и данными по изотопной системе Lu-Hf.



Литература

1. ***Когарко Л.Н., Крамм У., Блаксланд А., Грауэрт Б., Петрова Е.Н.*** // ДАН СССР. 1981 Т. 260. №4. С. 1001-1004.

2. ***Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б.*** // ДАН СССР. 1983. Т. 268. №4. С. 970-972.

3. ***Jeff D. Vervoort, P.*** Jonotan Pathett, Janne Blichert-Toft, Francis Albarede // Earth and Planetary Letters. 1999.168. P. 79-99.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ВЫСОКОБАРНЫХ ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ МАНТИИ

Н.Е. Козлов, Н.О. Сорохтин, Е.В. Мартынов, Н.Е. Козлова

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Ранее нами при изучении архейских метаморфитов Кольского региона [4] отмечалось устойчивое различие вещественного состава ранне- и позднеархейских породных ассоциаций, сходное с трендом отличия бонинитовых вулканических серий от островодужных толеитов фанерозоя, что позволило сделать предположение - данная петрогеохимическая «временна́я» тенденция отражает начальную стадию эволюции вещественного состава метамагматитов изученной территории от ранних, толеитовых ассоциаций к более поздним, палеопротерозойским «бонинитоподобным» образованиям, с которыми ряд авторов [8] связывает формирование уникальной платиноносной провинции Северо-востока Балтийского щита. Если это предположение верно, можно говорить о том, что предпосылки такого формирования создавались еще в архее, что подчеркивает правомерность вывода о длительности геологических процессов в раннем докембрии [5].

Одной из проблем, на решение которой была направлена настоящая работа, являлось выяснение причин геологического, минералогического и, что более важно в практическом плане, металлогенического своеобразия Кольского региона. Гигантские по размерам и уникальные по качеству сырья апатитовые, апатит-магнетитовые, флогопитовые, вермикулитовые месторождения, редкометальная минерализация, в первую очередь иттриевая, руды платиновых металлов определяют ведущее место Кольского региона среди других докембрийских провинций в металлогеническом плане. Исходя из приведенных выше предположений можно полагать, что следы такой уникальности могли зарождаться еще в раннем докембрии. Авторы не претендуют на окончательное решение данной проблемы. В настоящей работе сделана лишь попытка приблизиться к решению данной проблемы, изучив особенности состава метаморфитов, образованных на ранних этапах развития Кольского коллизиона, где, как представляется, могли проявиться первые черты упомянутого выше своеобразия.

В методическом плане авторы придерживались выбранного ранее [3] подхода – сравнение однотипных по петрогеохимической номенклатуре образований. В качестве объектов исследования были выбраны породы основного состава, метаморфизованные аналоги которых распознаются наиболее надежно. Кроме того, информация о составе данных пород, связанных в своем формировании с мантией, несет в себе сведения о некоторых ее геохимических характеристиках. При постановке исследований авторы исходили из положения о том, что базальты океанических структур отличны по составу от континентальных, причем эти различия отмечаются уже в архее, что свидетельствует в пользу правомерности вывода о различии мантии под океанами и континентами и, следовательно, как минимум, ее гетерогенном составе с архейского времени. [3] .

В работе были использованы данные о составе метабазальтов высокобарных гранулитовых поясов Евразии, развитых в Лапландском поясе (ЛГП), на Анабарском, Алданском, Украинском и Канадском щитах, в Прибайкалье, Северо-Восточной Азии, Южной и Юго-Восточной Индии и Северном Китае. Всего для цели сопоставления было использовано более 1000 полных силикатных анализов. Необходимо отметить, что авторы настоящей работы по-разному реконструируют геодинамические обстановки, в условиях которых могли формироваться протолиты этих образований, что, тем не менее, не является принципиальным при решении задачи, поставленной в данном исследовании. Более важным представляется то, и здесь все авторы едины в своем мнении, что исследованные объекты формировались в сходных геодинамических условиях, а, следовательно, можно ожидать, что продукты основного магматизма данных структур, при всем своеобразии каждого региона, должны иметь сходные петрогеохимические черты. И лишь в случае существования ярко выраженной специфики состава мантии в любом из названных регионов можно ожидать проявление этого в составе соответствующих мантийных продуктов.

С учетом изложенного была сформулирована задача поиска фактора, по которому основные породы Лапландского гранулитового пояса значимо отличаются от аналогичных по петрогеохимической классификации пород прочих перечисленных выше структур при незначимом различии состава последних между собой. Такой фактор был найден (табл., рис. 1). Отчетливо видно, что при варьировании величины факторной нагрузки важную роль в данных отличиях играют железо, магний и щелочные элементы. Таким образом, можно сделать вывод о том, что уже в позднем архее – раннем протерозое мантийные продукты в пределах Кольского региона были специфичны по содержанию данных элементов. В целом же положение метабазитов гранулитовых поясов Евразии на данном факторе (рис. 1) свидетельствует о существенной гетерогенности мантийных продуктов

данных структур, а, следовательно, латеральной неоднородности древней мантии. В этой связи интересным представляется тот факт, что гранулиты Канадского щита, территориально наиболее близкие к ЛГП, наиболее сходны по составу с его породными ассоциациями. Если несколько изменить задачу и найти фактор отличия основных гранулитов Канады от метабазитов гранулитовых поясов Евразии (кроме ЛГП), сходство породных ассоциаций Канадского щита и ЛГП проявляется еще более наглядно (табл., рис. 2).

Этот факт представляется интересным, поскольку кроме территориальной близости данные регионы характеризуются сходным магматизмом более позднего времени. При этом и в ЛГП, и на Канадском щите исследованные основные породы несколько обеднены в сравнении с метабазитами других регионов щелочными элементами. Возможно, этот факт указывает на латеральные изменения химического состава архейской мантии, которые мы склонны связывать с изменением ее температуры в пространстве. Факт закономерного увеличения щелочей с северо-запада на юго-восток может быть объясним неоднородностью разогрева вещества мантии в архее, однако это требует более серьезных исследований. По-видимому, именно эта специфика состояния раннедокембрийской мантии данных регионов явилась причиной своеобразия состава продуктов последующих этапов магматизма.

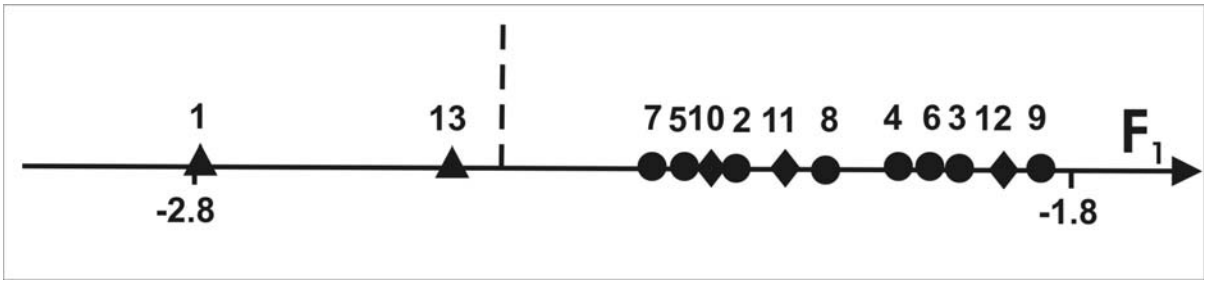


Рис.1. *Положение точек составов основных пород ЛГП (1), Канадского щита (2), высокобарных гранулитовых поясов Евразии (3-9), а также некоторых раннедокембрийских структур Кольского региона (10-13) на факторе F_1. 3 – Украинский щит, 4 – Северо-восточная Азия, 5 – Прибайкалье, 6 – Анабарский щит, 7 – Южная и юго-восточная Индия, 8 – Алданский щит, 9 - Северный Китай, 10 – Северная Печенга, 11 – Имандра-Варзуга, 12 – Куолаярви, 13 – Колмозеро-Воронья. Пунктиром обозначена условная граница между породами ЛГП и остальных высокобарных гранулитовых поясов Евразии.*

Таблица.

Нагрузки факторов отличия докембрийских комплексов.

Окислы	**F_1***	**F_2**	**F_3**
SiO_2	-0.12	0.03	0.20
Al_2O_3	-0.02	-0.09	-0.16
∑Fe	0.19	0.23	-0.03
MgO	0.21	0.08	0.64
CaO	-0.03	0.21	-0.57
Na_2O	0.29	0.33	0.25
K_2O	0.55	0.29	-0.37

**F_1- фактор отличия основных пород ЛГП от аналогичных образований других гранулитовых поясов Евразии; F_2- фактор отличия основных гранулитов Канадского щита от аналогичных образований гранулитовых поясов Евразии (кроме ЛГП); F_3- фактор отличия основных пород архейских и протерозойских комплексов Кольского региона*

Поскольку в пределах Кольского региона были исследованы породы лишь одной из слагающих его многочисленных структур, возникает вопрос – является ли выявленная закономерность спецификой данного объекта или же признаком, характеризующим регион в целом. Для его решения на фактор F_1 были нанесены сведения о составе основных пород ряда архейских и протерозойских комплексов Северо-востока Балтийского щита (рис. 1). В качестве таких объектов были выбраны структуры, которые, как и ЛГП, можно охарактеризовать как пояса, а именно, архейская зона Колмозеро-Врорнья и протерозойские пояса Печенга-Имандра-Варзуга и Пана-Куолаярви. Разброс по времени формирования протолитов выбранных для исследования объектов определен тем, что по вопросу о возрасте метабазитов ЛГП существуют различные точки зрения. Ряд авторов, например [7], полагает, что они имеют протерозойский возраст, в то время как другие, в том числе и авторы настоящей работы [1, 2], приводят данные об архейском возрасте протолитов основных пород.

Как это видно на рис.1, архейские образования Кольского региона характеризуются той же спецификой химического состава, что и метабазиты ЛГП. В то же время для протерозойских комплексов региона такая закономерность не характерна. Если для сторонников предположения об архейском возрасте

протолитов основных пород ЛГП такая закономерность вполне объяснима, для тех, кто настаивает на протерозойском времени формирования ЛГП, она нуждается в каком-либо объяснении.

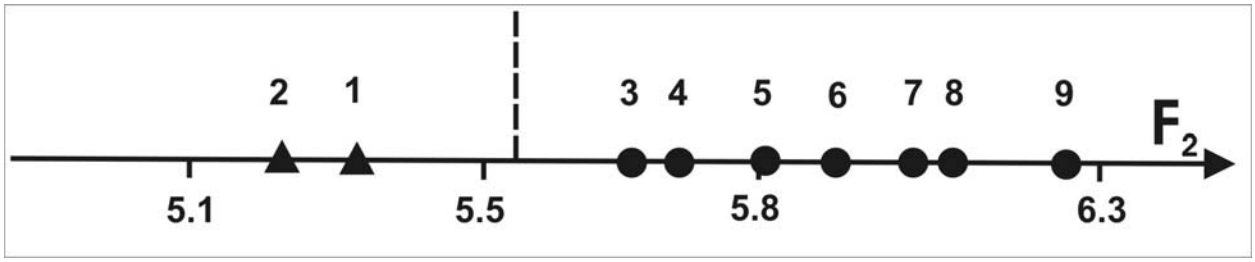


Рис. 2. *Положение точек составов основных пород ЛГП (1), Канадского щита (2) и высокобарных гранулитовых поясов Евразии (3-9) на факторе F_2. 3 – Украинский щит, 4 – Северо-восточная Азия, 5 – Прибайкалье, 6 – Анабарский щит, 7 – Южная и юго-восточная Индия, 8 – Алданский щит, 9 - Северный Китай. Пунктиром обозначена условная граница между породами Канадского щита и высокобарных гранулитовых поясов Евразии.*

С учетом достаточно четкого отличия вещественного состава архейских и протерозойских образований (рис.1) вопрос их сопоставления был исследован специально, с привлечением материалов по всему региону. Были использованы данные по Мурманскому, Кольско-Норвежскому, Кейвскому и Беломорскому доменам, а также Колмозеро-Вороньинской, Печенгской, Имандра-Варзугской и Пана-Куолаярвинской структурам, три последние из которых бесспорно имеют протерозойский возраст формирования протолитов. Всего при решении этой задачи было использовано около 1700 полных силикатных анализов. Данные по ЛГП, ввиду спорности вопроса о времени формирования его протолитов, при решении данной задачи не учитывались. Установлено, что архейские и протерозойские породы основного состава значимо отличаются по фактору F_3 (табл., рис. 3), который характеризует уменьшение во времени совокупного влияния Al_2O_3, суммы Fe, CaO и K_2O и возрастанием SiO_2, MgO и Na_2O.

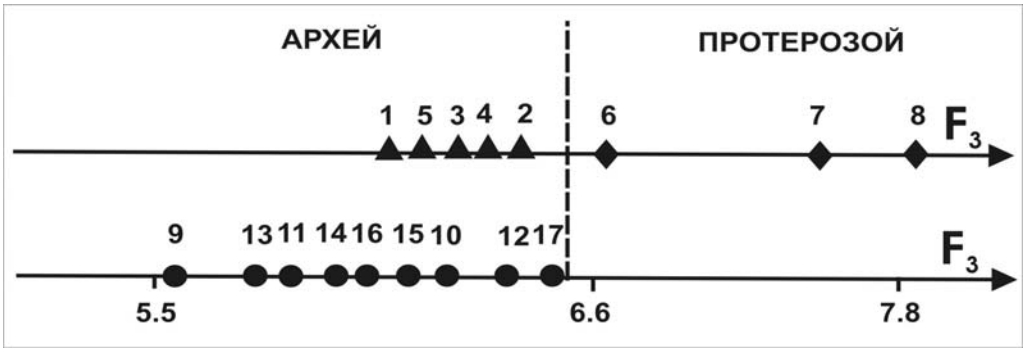


Рис. 3. *Положение точек составов основных пород докембрийских структур Кольского региона, а также высокобарных гранулитовых поясов Евразии и Канады на факторе F_3. 1 – Мурманский домен, 2 – Кольско-Норвежский домен, 3 – Кейвский домен, 4 – Беломорский пояс, 5 – пояс Колмозеро-Воронья, 6 – Печенгская структура, 7 – пояс Имандра-Варзуга, 8 – пояс Пана-Куолаярви, 9 – Лапландский гранулитовый пояс, 10 – Канадский щит, 11 – Украинский щит, 12 – Северо-восточная Азия, 13 – Прибайкалье, 14 – Анабарский щит, 15 – Южная и юго-восточная Индия, 16 – Алданский щит, 17 - Северный Китай. Пунктиром обозначена условная граница между архейскими и протерозойскими породами Кольского региона.*

Данная закономерность представляется интересной и отражает, вероятно, совокупность как глобальных, так и более частных изменений в однотипных образованиях разного возраста. В этой связи следует отметить, что граница архея и протерозоя отмечена в истории Земли катастрофическим изменением геодинамических процессов, приведшим к существенному преобразованию всех геосфер Земли. Именно на этом рубеже произошло резкое снижение температуры мантии Земли, увеличение мощности литосферных плит, нарастание объема гидросферы и, как следствие, перекрытие водой в протерозое уровня СОХ [6]. Эти же глобальные изменения неизбежно приводили и к эволюционному изменению химического состава ее мантии [там же.]. Здесь же следует отметить и то, что вещество архейских и протерозойских структур формировалось в принципиально различных геодинамических обстановках. Протерозойские породные ассоциации основного состава следует относить к типично рифтогенным образованиям, сформированным за счет раскола зрелой и достаточно мощной континентальной литосферы того времени, архейские же комплексы имели иную природу формирования. Этот факт влиял, прежде всего, на глубину залегания очага магмагенерации мантийных образований и, как следствие, на их химический состав.

В этой связи становятся понятными закономерности изменения всех исследованных нами химических компонентов во времени и влияние на них различных по масштабам проявления факторов изменения тектонической активности Земли в целом, и геодинамической природы процессов в частности. Так, например, при гидратации пироксенсодержащих пород раннепротерозойских породных ассоциаций обильно выделялся кремнезем с образованием серпентина. Оливиновые породы так же преобразовывались в серпентин- и магнезит содержащие ассоциации. В архейских же комплексах эти процессы были проявлены гораздо в меньшем объеме. Следовательно, со временем в основных породах от архея к протерозою их химический состав закономерно менялся в сторону увеличения кремнезема и магния. Изменение во времени содержаний CaO и Na_2O и их соотношения в основных породах региона может указывать на изменение глубины залегания очагов магмагенерации - вещество архейских образований формировалось, вероятно, на небольших (первые км) глубинах, тогда как раннепротерозойские были сформированы за счет раскола континентальной литосферы на глубине не менее 100 км. Уменьшение содержаний калия во времени мы склонны связывать с закономерным переходом этого элемента из мантии в континентальную кору, что привело к постепенному обеднению мантийных образований этим и рядом других литофильных и халькофильных элементов.

Интересным представляется также тот факт, что по приведенному выше фактору базитовые ассоциации всех гранулитовых поясов Евразии лежат в пределах его значений, характерных для архея. Это относится и к основным гранулитам ЛГП (рис.3), что еще раз свидетельствует в пользу архейского времени формирования их протолитов.

Таким образов, на основании приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Основные породы гранулитовых поясов Евразии характеризутся существенной дисперсией химизма, что подтверждает вывод о гетерогенности вещественного состава раннедокембрийской мантии.
2. Основные породы ЛГП отличны по особенностям вещественного состава от метаморфитов высокобарных гранулитовых поясов Евразии и сходны с породными ассоциациями Канады, что, с учетом территориальной близости Балтийского и Канадского щитов и сходства проявлений в их пределах магматизма более позднего времени, представляется интересным. Возможно, именно эта специфика состава раннедокембрийской мантии данных регионов явилась причиной своеобразия состава продуктов последующих этапов мантийного магматизма.
3. В пределах Кольского региона фиксируется отчетливое отличие вещественных комплексов архейских и протерозойских пород основного состава. Возрастание SiO_2, MgO и Na_2O и убывание Σ Fe, CaO и K_2O хорошо объясняется глобальными закономерностями эволюции химического состава мантии Земли [6] и различиями в условиях их формирования.
4. Сходство особенностей вещественного состава основных пород архейских структур Кольского региона и ЛГП свидетельствует в пользу архейского возраста протолита последних.

Работа выполнена по гранту ОНЗ «Эволюция геологических формаций континентальной коры Гондваны и Лавразии в докембрии и их металлогения» Авторы выражают признательность академикам РАН Д.В.Рундквисту и Ф.П.Митрофанову за постоянное внимание к данным исследованиям и полезные дискуссии и консультации.

Литература

1. ***Вревский А.Б., Другова Г.М. и др.*** К геохимии редкоземельных элементов в Лапландском гранулитовом комплексе (Балтийский щит) // Вестник МГТУ, т.3, №2, 2000, с.315-324.

2. ***Козлов Н.Е.*** Вещественный сосоав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере лапландских гранулитов) Автореф. Дисс.докт.геол.-мин. Наук, Спб.,1995, 36 с.

3. ***Козлов Н.Е, Мартынов Е.В., Иванов А.А.*** Черты петрогеохимических различий основных пород энсиалических и энсиматических комплексов (сравнительный анализ фанерозоя и докембрия). // Геохимия,1999, №6, С.582-588.

4. ***Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О. и др.*** Геология архея Балтийского щита. Спб.: Наука, 2006 – 329 с.

5. ***Митрофанов Ф.П.*** Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера, 2001, № 1, с.5-14.

6. ***Сорохтин О.Г.*** Жизнь Земли. М-Ижевск, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007, 450с.

7. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. –М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006, 736 с.

8. ***Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.*** Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита. // Петрология, 1997, т.5, №5, С.503-522.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКИХ СТРУКТУР И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Л.В. Кулешевич

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Северная Карелия и южная часть Кольского региона – единая в геологическом плане территория, включающая разновозрастные гетерогенные комплексы пород (архейские и палеопротерозойские), формирующиеся в разных геодинамических обстановках, и имеющая совместную историю развития в позднем палеопротерозое в связи с Беломорско-Лапландской коллизией. В пределах Северо-Карельской части можно выделить следующие структурные единицы – северная часть Карельского кратона, Беломорский складчатый пояс или область (БСП или БСО), палеопротерозойские структуры Паано-Куолаярвинская (восточная часть Лапландского зеленокаменного пояса), Кукасозерская и другие структуры рифтогенного заложения. Для них характерны соответствующие породные комплексы перспективные на различные виды полезных ископаемых (табл. 1, 2) [6].

Беломорская складчатый пояс и Тикшезеро-Авнеозерский зеленокаменный пояс.

Беломорский складчатый пояс (табл. 1) сложен многократно деформированными и метаморфизованными породами, выделяемыми ранее как саамский комплекс или беломорская серия наиболее древних пород, гранито-гнейсов и мигматитов. В состав беломорской серии включаются керетская существенно гранито-гнейсовая свита, хетоламбинская свита, представленная амфиболитами и амфиболовыми гнейсами и чупинская свита, сложенная биотит-гранатовыми гнейсами, сланцами и мигматитами по ним. Современные исследования по материалам разных авторов позволяют представить складчатые образования Беломорья как область надвиговых структур, развивавшуюся первоначально в режиме субдукции и объединившую различные обстановки (океанические, островодужные, аккреционной призмы). Зеленокаменные пояса западной части БСО, входящие в состав Тикшезеро-Авнеозерского зеленокаменного пояса, сформировались как разновозрастные островодужные системы в период времени 2.82–2.88 млрд. лет (толщи Керетьозерской структуры) и 2.8–2.705 млрд. лет (Хизоваарская структура, Винга, по данным В.Н. Кожевникова, А.В. Самсонова, А.А. Щипанского). Эти комплексы пород содержат метаморфизованное, регенерированное и переотложенное на коллизионном этапе колчеданное оруденение, которое встречается на нескольких уровнях, и, несмотря на значительные преобразования при метаморфизме, в целом, отражает региональную зональность: 1 - Co-содержащие руды в амфиболитах (Кив-губа, океаническая обстановка); 2 – вкраплено-прожилковая колчеданная минерализация и железистые кварциты в толщах среднего состава (Майозеро-Кереть, Хизоваара-Винга, островодужная ранней генерации); 3 - вкраплено-прожилковое Sb-As-полисульфидное оруденение в кислых и средних толщах, в штоках и их ореолах, в метасоматитах (Винга, Степанова Ламба, Хизоваара, островодужная поздней генерации); и 4 – переотложенная сульфидная минерализация в метасоматитах заключительной коллизионной стадии (в связи с Беломорской или позднепалеопротерозойской Беломорско-Лапландской коллизией).

В Беломорской складчатой области современный геологический срез отвечает глубинным уровням амфиболитовой и гранулитовой фаций. Гранулитовый метаморфизм связывается со стадией формирования зрелой островной дуги, с моментом внедрения чарнокитов (от 2.72–2.71 до 2.69 млрд. лет). Основной этап метаморфизма и гранитообразования (I-типа) приходится на 2740–2720 млн. лет. Комплекс ТТГ прорывает и мигматизирует гнейсы и амфиболиты чупинской и хетоламбинской свиты. Более поздние процессы – относительно высокобарический метаморфизм, мигматизация и формирование коровых магматических очагов, связаны с коллизией островной дуги и края древнего континента и датированы возрастом мелких тел гранитоидов в 2.7-2.68 млрд. лет. Считается, что заключительный гранитный магматизм в БСП происходил в интервале времени 2.75–2.65 млрд. лет с участием более древнего корового материала. Общая продолжительность беломорского цикла оценивается в 200 млн. лет [3, 4].

Структурно-тектоническая и метаморфическая эволюция Беломорского пояса в позднем архее сопровождалась метасоматическими изменениями пород в условиях повышенных T и P. Колчеданное оруденение всех породных комплексов в этих условиях было перекристаллизовано или переотложено, и встречается уже как метаморфогенное. Вкраплено-прожилковое оруденение Кив-губы и других проявлений вдоль побережья Белого моря приурочено к толще основных пород хетоламбинской свиты, выделяемых как океанические. Оруденение локализуется в амфиболитах и метасоматитах (скаполит-диопсид-содержащих, гранат-роговообманковых), а также в ореоле пегматитов. Подобную природу имеет рассеянная сульфидная минерализация в гнейсах чупинской свиты и в ореолах пегматитов, секущих их. Колчеданные руды и сульфидная минерализация отличаются повышенными концентрациями Co и Cu, низкими других полиметаллов и Au до 0.6-2.4 г/т на участке Картеш. В ореоле пегматитов в сульфидных рудах и в зальбандах кварцевых жил иногда появляются повышенные концентрации Bi, Au, Ag иногда Mo, As, Pb, Au до 1-40 г/т, и их собственные минералы [5], однако к значительному концентрированию золота этот процесс не привел.

Таблица 1.

Состав вмещающих толщ, обстановки формирования и металлогеническая специализация Беломорского складчатого пояса.

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст млн. лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс (млн. лет)	Металлогеническая специализация (руды и минерализация)
Беломорский складчатый пояс (в протерозое)					
7	1800–1760	Посторогенный	1860–1780	Чупинский к-с: пегматиты (керамические, слюдяные, реже редкометалльные)	Керамическое сырье, слюда, кварц.
5-6	1950–1800	Позднеороген-ный (коллизия)		Граниты, мигматиты и метаморфогенно-метасоматические преобразования пород	Абразивное сырье: гранат, кианит. **Метаморфогенная Au-S минерализация рассеянная**
4	2100–1950	Рифтогенная		Дайки ультрабазитов	S-Cu-Ni (геохим. спец.)
3	Ятулий 2300–2100	Рифтогенная	2115 (4)	Дайковый к-с: коронитовые габбро (2115±25)	Титаномагнетитовое, повышенные конц. Cu
1-2	Сумий, сариолий 2550–2300	Сохраняющийся орогенный. Рифтогенная.	2415–2450 (2, 3). 2433–2460 (1)	Вичанский к-с: граниты-чарнокиты (2415, 2432). Куземский к-с: лерцолиты-габбро-нориты (2433, 2460). Травяная губа (?)	Геох. аномалии Mo, Cu, Au. Ni, ильменит-титаномагнетитовые руды с МПГ и **Au**

Примечание: 1 – из материалов А.И. Слабунова и др. (2000); 2 – В.М. Шемякина (1976); 3 – В.Л. Злобина (2005); 4 – А.В. Степановой (2004).

Беломорский складчатый пояс, Тикшезерско-Авнеозерский зеленокаменный пояс: структуры Хизоваарская, Керетьозерская, Винга, Степанова Ламба, Иринго́ра, восточный и центральный Беломорский домен					
6	Верхний архей: AR_2. Лопий: L_2^2 (2650–2700)	Континентальная коллизия	2660–2691(5) 2700–2707 (1, 9)	Плагиомикроклиновые граниты, мигматит-граниты. Высокобарические метасоматиты. СЗ часть БСП: Пажемские К-граниты (2660). Габбро Тупой губы (2691±12). Лейкограниты (2700±10), агматиты (2707±1).	Переотложенная S-минерализация, рассеянная Au-S. Абразивное сырье (гранат, кианит)
5	L_2^2 (2700–2800)	Островная дуга	2705–2780 (7, 8) 2780 (6) 2714–2730 (5) 2720–2780 (1, 2)	На кратоне: Таваярвинский к-с (2724) Северо-Карельские з/п. Верхнехизоваарский к-с: шаровые метабазальты, риодациты (2705 ±7), углеродсодержащие сланцы, арениты, андезиты (2780±10). Бониниты Иринго́ры. СЗ часть БСП: эндербиты (2714±7, 2730±15). БСП, ТТГ комплекс: тоналиты оз. Венгели (2720±25), тоналиты Тупой губы (2780±10), диориты м. Картеш (2780)	Вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация (S, As, Sb, Cu, Zn, Pb, Au) (?)
4	L_1^2 (2800–2850)	Островная дуга 2 генерации, окраинно-континентальная, задуговые рифт. бассейны	2801–2808 (1, 4) 2803 (3)	Северо-Карельские з/п. Кварцевые диориты, оз. Кереть (2801,3±3,6; 2803±13; 2807,7±1,4). Хизоваарская структура: нижнехизоваарский комплекс: риодациты (2803±35), туфогенно-осадочная толща, андезиты, амфиболиты по базальтам, ферробазальты, коматииты.	? Колчеданы (с примесью Cu, Zn, Au). Ni (геохим. спец.).
3	L_1^1 (2850–2900)	Субдукцион-ный. Островная дуга 1 генерац., окраинноконти-нентальная. Преддуговая (аккрреционная призма)	2860 2880–2820 (1) 2.8–2.9 млрд. л. (1)	БСП. Комплекс ТТГ: диориты Серяк (2860±30); габбро. Керетьозерская структура, хаттомозерская свита: метаандезиты, агломератовые туфы (2877±45, 2820), дациты (2829±30), метабазальты, углеродсодержащие сланцы. БСП. Чупинская свита (2,8–2,9): гнейсы по грауваккам, частично мигматизированные	? (аналогия с шилосским к-сом). Рассеянная колчеданная минерализация (с примесью Au), железистые кварциты. Повышенный геохимический фон Co, Ni, V, Cr, Au
2	L_1^1 (2900–3100)	Океаническая	>2870 (1)	БСП. Хетоламбинская свита: амфиболиты по базальтам, гарцбургитам (офиолиты), Na-риодациты (2878±13).	Геохимическая специализация на Ni, Co, Cr; Co- Cu-содержащие колчеданы
1	AR_1 (>3000)	?			

Примечание: 1, 2 – из материалов Е.В. Бибиковой, А.И. Слабунова и др. (1995, 1999); 3, 10 – В.Н. Кожевникова (1992, 2000); 4 – О.А. Левченкова (2002); 5 – С.Б. Лобач-Жученко, Е.В. Бибиковой (1995); 6, 8 – А.А. Щипанского и др. (1999, 2001); 7 – А.В. Самсонова (2000); 9 – В.А. Глебовицкого и др. (2000).

Формирование вулканогенно-осадочных толщ и углеродистых сланцев в нижних частях разрезов структур Керетьозерской, Хизоваарской, Винги, Степановой Ламбы Тикшезерско-Авнеозерского зеленокаменного пояса происходило с отложением небогатых колчеданных руд (преимущественно пирротинового типа с примесью халькопирита), содержащих незначительную примесь золота, и маломощных горизонтов железистых кварцитов. При метаморфизме они были перекристаллизованы, либо переотложены как вкрапленно-прожилковые и гнездово-вкрапленные в сланцах, гнейсах и разнообразных метасоматитах (гранат-, амфибол-, либо кианит-содержащих бластолитах с пирротином, либо магнетитом). В зонах развития сульфид-кварцевых прожилков в них встречаются повышенные концентрации золота до 0.27–1 г/т.

В верхних частях разрезов Северо-Карельских зеленокаменных структур (Хизоваара, Винга, Степанова Ламба) в кислых и средних толщах, часто штоках, участках раннего гидротермального изменения пород, преобразованных в уловиях интенсивно проявленного кислотного метасоматоза, образуется более разнообразная часто штокверковая минерализация. Она представлена пирротином, халькопиритом, арсенопиритом, Sb-минералами, сульфосолями, пиритом, реже встречаются галенит, молибденит. С колчеданным оруденением, кварц-халькопиритовыми прожилками и Sb-As-минерализацией связаны повышенные концентрации полиметаллов и золота в рудопроявлениях Северной Карелии (Винга, Степанова Ламба, Еловое, Хизоваара, Au до 0.6-1 г/т) [8, 9].

В связи с широким развитием гранито-гнейсовых и мигматитовых полей и ограниченным расчленением этих разновозрастных комплексов с выделением раннеорогенных диоритов, гранодиоритов с ними и в их ореолах практически не изучена рудная минерализация.

В палеопротерозое в интервале времени 2.45-2.4, 2.1-2.0 млрд. лет в БСО внедряются многочисленные небольшие интрузивные тела лерцолитов-габбро-норитов и гранатовых габбро, которые сопровождаются титаномагнетитовой минерализацией и платиноидами [9]. С ильменит-титаномагнетитовыми рудами участка Травяная Губа, содержащими вкрапленность халькопирита, борнита, связана сульфидно-арсенидная минерализация Pt и Pd (с Bi, Sb, Te, интерметаллидами, сумма МПГ до 1.58 г/т, Au до 2.5 г/т [7, 12]. При метаморфизме руды перекристаллизовываются и переотлагаются в виде пластовых и прожилковых существенно ильменитовых залежей, обогащаясь Ag, Bi, РЗЭ.

На этапе Беломорско-Лапландской коллизии (1.9 млрд. лет) БСП испытывает интенсивное сжатие: метаморфизм достигает кианит-силлиманитовой фации. На регрессивном этапе возникают шир-зоны, сопровождающиеся метасоматитами с переотложенной сульфидной минерализацией и аномальными концентрациями Cu, Au, Co. С метасоматитами связано минеральное техническое сырье – гранат, кианит. Локально формируются керамические и слюдяные пегматиты чупинского комплекса (1780–1860 млн. лет) и сульфидная минерализация в их ореоле. Учитывая то, что БСО испытывала неоднократный метаморфизм в условиях фаций высоких давлений и в настоящий момент на поверхность выведен наиболее глубокий эрозионный срез, ожидать особых перспектив на золото в этих условиях сложно. Рассеянная золото-сульфидная минерализация в ореоле пегматитов и в участках переотложения колчеданов пока не представляет собой практического интереса.

Протерозойские структуры в СЗ части Карельского кратона.

В раннем палеопротерозое (табл. 2) на сумийско-сариолийский этап времени (2550–2400 млн. лет) геодинамический режим развития Карельского кратона отвечает нескольким одновременно существовавшим обстановкам. Для этого этапа характерно заложение крупной СЗ Куола-Выгозерской рифтогенной зоны вдоль СВ окраины Карельского кратона, включающий Ветреный Пояс, Лехтинскую и Паана-Куолаярвинскую структуры (в региональном плане они входят в Норвежско-Онежскую рифтогенную зону). Центральной частью этого рифта является Лапландский зеленокаменный пояс на территории Финляндии и в СЗ Карелии и Ветреный Пояс на территории Карелии. С формированием рифта связано излияние пикрито-базальтов в Лапландском зеленокаменном поясе и на Ветреннои Поясе в Карелии в раннем палеопротерозое. Сопряжено с этим в С. Карелии формировались СВ трансформные разломы, определившие внедрение расслоенных интрузивов Олангской группы (перидотит-габбро-норитового комплекса, 2450-2442 млн. лет), дайковых тел (2433–2460 млн. лет) в БСО и северной части кратона на юге Тикшезеро-Пяозерской площади. С интрузивными телами Олангского комплекса (Кивакка, Луккулайсваара) связаны рудопроявления платиноидов (сумма МПГ до 3-17.9 г/т, Au до 0.1-0.6 г/т [10, кадастр]).

В СВ Карелии на границе БСП и Карельского кратона в сумийское время в пределах Паанаярвинской и Лехтинской структур формировался кислый вулканогенный комплекс и внедрились субвулканические тела кварц-полевошпатовых порфиров минаваракской и ожиярвинской и свит (риодациты K-Na–серии, 2432–2448 млн. лет). В СЗ Карелии внедряются интрузивы монцодиоритов–гранитов Койгерско–Нуоруненского

комплекса (2449 млн. лет). В СВ части кратона на границе с БСО на глубинных уровнях формируются чарнокиты Вичанского и Топозерского комплексов (2415–2432 млн. л.). В ореоле Вичанской интрузии установлены аномальные концентрации Mo, Cu, Au.

Среди средне-палеопротерозойских (ятулийских и среднелаппонийских) отложений Паано-Куолоярвинской структуры и пояса Куусамо в Финляндии наиболее развиты комплексные месторождения и проявления золота, урана, меди и кобальта, приуроченные в шир-зонам в кварцитах, кварц-серицитовых сланцах, контактам альбитизированных габбро [13]. Вторая группа месторождений размещается в базальтах и измененных коматиитах и в меньшей степени в углеродсодержащих сланцах и вулканогенно-осадочных образованиях, связанных с кислым магматизмом в породах верхнего лаппония, а на нашей территории людиковия. Это золоторудные месторождения золото-сульфидного формационного типа района Соданкейля–Киттиля, локализующиеся в шир-зоне Сиркка в Лапландии [13]. С зонами изменений и сульфидной минерализации в кварцито-песчаниках, сланцах и на контактах габброидов в Паанаярвинской и южной части Кукасозерской структур связана Au-Cu-Co-U–минерализация [1, 2].

Таблица 2.

Состав вмещающих толщ, геодинамические обстановки формирования и металлогеническая специализация Северо-Карельских структур в палеопротерозое.

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст млн. лет (ссылка)	Литология и магматический Комплекс, (млн. лет)	Металлогеническая специализация
Куоло-Выгозерская рифтогенная зона. Паано-Куолаярвинская и Кукасозерская структуры					
7	1800–1760			Лейкограниты; пегматиты	
6	1850–1800			Граниты на территории Финляндии	
5	1950–1850	Континентальный рифтогенез	1881–1850, 1770–1750 (5)	Тикшезерский к-с щелочно-ультраосновных пород (1850; 1881). Карбонатиты (1770–1750)	Карбонатиты, апатит, РЗЭ, МПГ
4	Людиковий 2100–1950. Суйсарский и заонежский горизонты	Рифтогенный		Апаярвинская и соткойвинская свиты, пикритовый и андезибазальтовый к-сы. Куолаярвинская, кайлорская, хосиярвинская, хирвинаволокская свиты, карбонатно-сланцево-базальтовый к-с. Куолаярвинский к-с: габбро-перидотиты. Ханкусьярвинский и Кукасозерский к-сы: перидотиты, габбро-долериты.	**U, Cu, Au-Cu-S, Au-кварцевое в шир-зонах, наложенное**
3	Ятулий 2300–2100	Внутриконтинентальный бассейн		Юрхямяярвинская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Ниллутиярвинская, ниваярвинская и кукасозерская свиты, терригенно-базальтовый к-с: кварциты, песчаники, базальты. Кискинлампинская свита: конгломераты.	Cu минерализация, (**сопутствующее Co, U, Au**)
1-2	Сариолий 2400–2300 Сумий 2550–2400	Рифтогенный. Островная дуга (надсубдукционная) окраина кратона (6) рифтогенез	2440-2446 (1, 2). 2432-2438 (3-4). 2449 (3).	Олангский к-с (Кивакка и др.) перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов (2440, 2446, 2449±1,1; 2365±100) Миноваракская свита, дацит-риолитовый к-с (2432). Койгерско-Нуороненский к-с монцо-диоритов-гранитов (2449).	Ni, титаномагнетитовые руды, **МПГ, Au-содержащие.**

Примечание: 1 – из материалов А.Ю. Баркова и др. (1991); 2 – Ю.В. Амелина и др. (1995); 3-4 – О.А.Левченкова и др., (1994), А.К. Буйко (1995); 5 – Б.В. Беляцкого и др. (2000); 6 - В.Л. Злобина и др. (2007).

В Паана-Куолаярвинской и Кукасозерской структурах в Северной Карелии, на раннем рифтогенном этапе происходит внедрение интрузий перидотитов и габброидов (куолаярвинского, кукасозерского комплексов). Более молодые гранитоидные тела, секущие протерозойские образования известны в районе оз. Ниваярви и предполагаются по гравитационным аномалиям в центре Куолаярвинской структуры. К зоне деформаций СЗ простирания в восточном борту Куолаярвинской структуры и к шир-зонам СВ простирания в центральной части приурочен кварцевый жильный пояс и золото-сульфидные, медные и полисульфидные проявления и золото-кварцевое месторождение Майское (ср. Au 7,63 г/т, макс. до 580 г/т) [10, 11]. Наиболее значительные золотосульфидные, золото-кварцевые, Au-Co-Cu проявления в протерозойских толщах приурочены к шир-зонам раннеколлизионного свекофеннского этапа.

В Южно-Тикшезерской площади в позднем палеопротерозое внедряются щелочно-габброидный Елетьозерский и щелочно-ультрабазитовый с карбонатитами Тикшезерский массивы (1780–1860 млн. лет) и

лагиярвинский комплекс ультрабазитов. С этими породами связаны редкоземельно-редкометалльные, апатитовые и титаномагнетитовые руды с сопутствующими МПГ.

Литература

1. ***Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.Н.*** Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куолаярвинского прогиба (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 3. Петрозаводск. 2001. С. 26–32.
2. ***Батузов С.С.*** Отчет о результатах поисков золото-серебряно-медных руд на участке Кукасозеро в 1993–1996 годах. Р. Карелия, Лоухский р-н. 1996.
3. ***Глебовицкий В.А.*** Рост и преобразование раннедокембрийской коры Балтийского щита: структурно-геологические, петрологические и изотопные геохимические критерии // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т.1. 2002. С. 34–36.
4. ***Глебовицкий В.А., Козаков И.К., Котов А.Б.*** Длительность процессов по изотопно-георонологическим данным // Тез докл. конф. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. 2003. С. 128–132.
5. ***Крупеник В.А., Ахмедов А.М., Кнауф В.В.*** Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // ДАН. 2000. № 6. С. 799–802.
6. ***Кулешевич Л.В.*** Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Тезисы докл. Петрозаводск.2005. С. 207-211.
7. ***Кулешевич Л.В., Земцов В.А., Слюсарев В.Д.*** Минералогия и локализация благороднометалльного оруденения в северной Карелии по геолого-геофизическим данным // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всерос. науч.конф. 2007 г. Апатиты. 2007. С. 105-109.
8. ***Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Гришин А.С., Земцов В.А.*** Новые данные по минералогии и геохимии сурьмяно-мышьякового оруденения Северной Карелии // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск. 1990. С. 141–161.
9. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 335 с.
10. Минерально-сырьевая база Республики Карелии. Кн.1. Петрозаводск. 2003. 278 с.
11. ***Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон и др.*** Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудн. месторождений. 2003. Т.45. №5. С. 429–451.
12. ***Степанов В.С.*** Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск. 2001. С. 54–62.
13. ***Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P. and Niiranen T.*** A review of gold mineralization styles in Finland // Economic geology. Vol. 98. 2003. P. 1329–1353.

КАГУСИТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ РУДНЫХ ЖИЛ

А.А. Маракушев[1], П.К. Скуфьин[2]

[1]Институт Экспериментальной Минералогии РАН, г. Черноголовка, e-mail: belova@iem.ac.ru
[2]Геологический Институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Кагуситами называются ультракислые (до почти чисто кварцевых) вулканические породы, впервые описанные в 1934 г. в лавовых потоках вулкана Кагуси в Африке. В вулканитах Печенгской структуры эти породы, содержащие SiO_2 = 80-95 мас.%, обнаружены П.К. Скуфьиным [1] в районе Ждановского медно-никелевого сульфидного месторождения и в базальтовой матертской свите, непосредственно перекрывающей терригенную ждановскую свиту, разделяющую нижние толеит-базальтовые породы заполярнинской свиты и верхние матертские пикриты и базальты. Свита имеет небольшую мощность – всего около 1.5 км – и тем не менее, только в нее избирательно внедрились все (более 300) расслоенные габбро-верлитовые интрузивы депрессии, в том числе рудоносные, содержащие Cu-Ni сульфидные руды.

Приуроченность в Печенгской структуре базит-гипербазитовых интрузивов исключительно к ждановской (продуктивной) туфогенно-осадочной свите раскрывает специфику их внедрения, осуществлявшегося путем магматического замещения, определяемого потоками трансмагматических флюидов, насыщенных базит-гипербазитовыми компонентами. Они относительно легко растворяли терригенные породы, тогда как базальты, близкие по составу внедряющимся магмам, представляли среду, неблагоприятную для магматического замещения и поэтому практически не подвергались внедрению базит-гипербазитовых магм.

В развитии Печенгской структуры ждановская свита фиксирует длительный перерыв в вулканизме, в течение которого, тем не менее, продолжалось развитие питавших вулканизм глубинных магматических очагов, разраставшихся за счет мантийного субстрата. Происходило повышение щелочности магм, обусловленное флюидным выносом из них кремнезема, поэтому возобновление вулканизма породило покровы субщелочных базальтов, ассоциирующихся с другими щелочными дифференциатами [2].

Матертская свита состоит из базальтов (92%), пикритов (6%) и кислых субщелочных пород, представленных лавами и туфами (2%). Кагуситы приурочены к разделяющему ее, примерно пополам, на нижнюю (2300 м) и верхнюю (2800 м) подсвиты, горизонту дифференцированных пород (ГДП), который обнажается южнее горы Райсо-айви, а также в ряде мест к западу от нее. Аналогичные породы представлены и в эруптивных брекчиях висячего контакта Пильгуярвинской рудоносной интрузии (рис. 1).

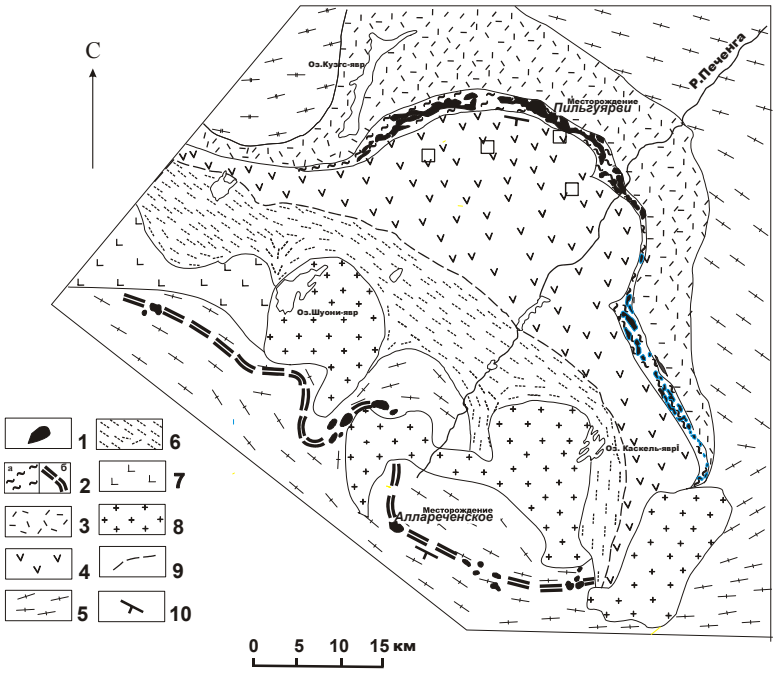


Рис.1. *Схема геологического строения Печенгской структуры (по Г.И. Горбунову [3] с упрощениями и добавлениями [2]) и указанием на ней районов обнаружения кагуситов (квадратные знаки). 1 – габбро-верлитовые рудоносные и безрудные интрузивы, 2 – вмещающие их терригенные углеродистые породы ждановской свиты (а) и предполагаемые их метаморфические аналоги в южной части структуры (в), 3 – базальты, в том числе толеитовые (в верхней части), 4 – субщелочные базальты и пикриты, 5 – гнейсы, амфиболиты и мигматиты, образующие кристаллическое основание Печенгской структуры (Кольская серия 2.8-2.5 млрд. лет) и ее более молодое (2.7-2.4 млрд. лет) метаморфическое обрамление в запрокинутой и дислоцированной южной части, 6 – наложенный южнопеченгский вулкагенно-осадочный комплекс, 7 – габбро, 2.1-1.8 – млрд. лет (8), 9 – разлом, 10 – элементы залегания.*

Породы ГДП образуют ассоциацию крайне контрастных по составу кислых, основных и ультраосновных (пикритовых) пород, переслаивающихся друг с другом или образующих эруптивные брекчии, в которых обломки и каплевидные выделения кагусита погружены в стекловатый базальтовый гиалокластит. Кагусит образует также почковидные выделения и неправильные обособления в стекловатой базальтовой матрице, а также формирует фрагменты, внешне напоминающие кварцевую гальку. Средние составы этих пород приводится в таблице. Наряду с кагуситами (анализы 13-17 в таблице), в состав рассматриваемого породного комплекса входят богатые кремнеземом риолиты и игнимбритоподобные риолиты (анализы 11 и 12). На петрохимической диаграмме, рис. 2, составленной по средним составам пород матертской свиты и ГДП (таблица), дается общая схема формирования главных

типов составляющих свиту пород. От доминирующих базальтовых расплавов повышенной щелочности, обогащенных рубидием и сильными основаниями (барием и стронцием), происходило отщепление, с одной стороны, пикритовых (анализ 10), с другой – кремнекислых магм (анализы 11-17), которые в свою очередь расщеплялись на кагуситовые и риолитовые расплавы.

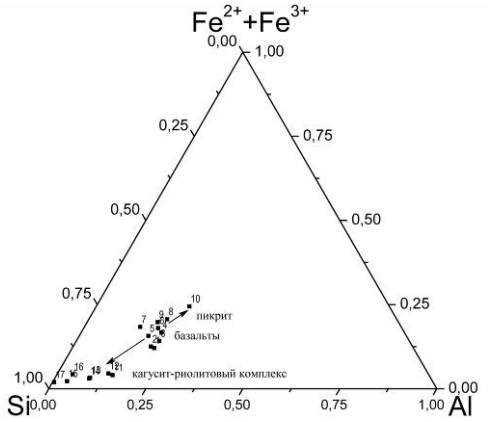


Рис. 2. *Схема образования вулканитов матертской свиты (цифры – номера анализов в таблице).*

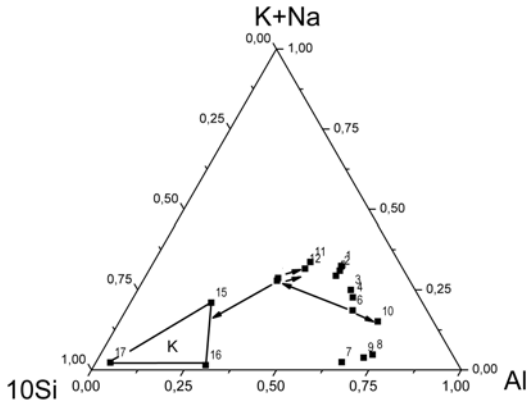


Рис. 3. *Схема формирования кагуситов плюмагитового (16-17) и агпаитового (15) типов. К – кагуситы.*

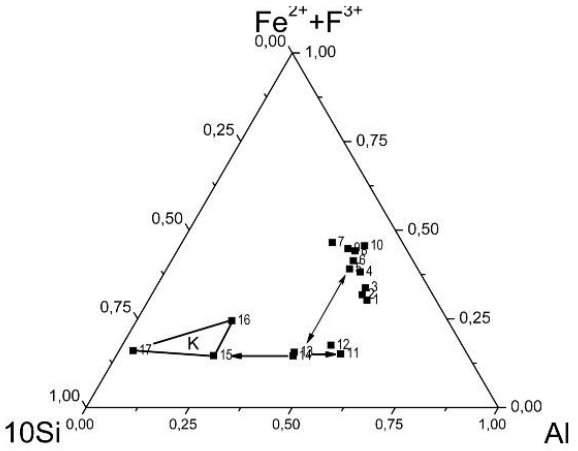


Рис. 4. *Схема формирования кагуситов, определяющая обогащенность их железом, не связанном в силикатных структурах. К – кагуситы.*

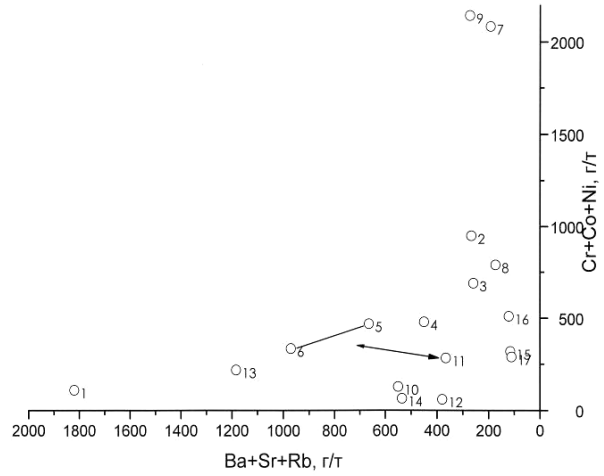


Рис. 5. *Расщепление элементов-примесей щелочного (Rb + Sr + Ba) и ультраосновного (Cr + Co + Ni) типов между кагуситами и вулканическими породами, входящими с ними в ассоциацию (см. таблицу). Коннодой и расходящимися стрелками обозначены магматические расщепления, согласно рис. 3.*

Структурные взаимоотношения пикритов и базальтов наглядно выражены в вариолитах, сложенных базальтовыми глобулями в пикритовой матрице (анализы 5 и 6 в таблице). Составы этих пород на петрохимической диаграмме (Рис. 3) соединены коннодой, подчеркивающей их происхождение в связи с развитием в расплавах несмесимости. На диаграмме, рис. 5, показано сочетание двух трендов по элементам-примесям в рассматриваемом магматическом комплексе: гипербазитового (Cr + Co + Ni), предельно выраженного в пикритах (анализы 7 и 9), и щелочного (Ba + Si + Rb), представленного не только в щелочных базальтах (анализ 1), но и в кагуситах (анализ 13). К важным факторам, определяющим концентрацию рудных металлов во флюидных кварцевых расплавах относится нахождение в них железа, не связанного в силикатных структурах (Рис. 4). Оно относительно легко подвергается флюидной сульфуризации с привносом меди и халькофильных металлов, что и служит основной формирования сульфидоносных кварцевых рудных жил, определяющих рудоносность гранитных интрузивов (плутонических аналогов риолитов (анализы 11 и 12). Накопление Ba+Sr+Rb совместно со щелочными металлами в базальтовых расплавах связано с отделением от них кремнезема, что неизменно сопровождает щелочной уклон в магматизме. В общем случае в процессе флюидного ощелачивания магм кремнезем отделяется в трансмагматические флюиды, выносящие его из магматических систем. С обогащением флюидов кремнеземом и силикатными компонентами возникает их переход к флюидным ультракислым расплавам, иногда почти чисто кварцевым (анализ 17 в таблице), остающимся в магматических системах в контрастных взаимоотношениях жидкостной несмесимости с основными и кислыми магмами. Роль щелочных металлов в формировании кагуситов Печенгской структуры наглядно выражена на диаграмме, рис. 3, на которой отчетливо выражена позиция риолит-кагуситовой серии на завершении ряда повышения щелочности базальтов, характеризуемого возрастанием в их составе отношения (K+Na):Al. На диаграмме показана схема формирования кагуситов плюмагитового и агпаитового типов. По составу щелочных металлов кагуситы разделяются на калиевый и натриевый типы (анализы 13, 14 и 15 соответственно).

Щелочной (щелочнометальный) характер кагуситы приобретают с понижением в их составе Al2O3, при недостатке которого вместо образования полевых шпатов и слюд возникают щелочные гидрооксиды K(OH) и др., или соответствующие им сульфидные и галогенидные комплексы.

В результате их образования, растворимость рудных металлов во флюидных кварцевых расплавах, при достаточно высокой их щелочнометальности, может значительно превосходить их растворимость в силикатных расплавах, и тем более в трансмагматических флюидах (гидротермальных растворах), отличающихся низкой растворимостью в них рудных металлов. На этой основе и формируются кварцевые рудные залежи, в т.ч. и в Печенгской структуре, характеризующиеся широким распространением и разнообразием металлических руд. В последние годы усилиями геологов ОАО ЦКЭ в районе оз. Брагино выявлены значительные по мощности зоны проявления полиметаллической и благороднометальной минерализации, связанной с телами кагуситов (Ахмедов и др., 2004). Здесь с рудными концентрациями Au (до 8.1 г/т) ассоциируют аномальные содержания Pt и Pd (0.1-0.3 г/т) с выделением самостоятельных минеральных фаз этих металлов. Поисковые работы первого этапа охватили лишь около 30% площади Южнопеченгской зоны, по которой прогнозные запасы составили 26 т Au (категория P_2). Обогащенность ультракислых (щелочнометальных) расплавов серой, фтором, хлором и другими флюидными компонентами может создавать их избирательное химическое сродство к различным рудным металлам, особенно показательно их высокое химическое сродство к золоту. В кислых и нейтральных растворах золото, образующее нейтральные комплексы $AuHS^o$ и др., обладает низкой растворимостью, но с переходом к щелочнометальной среде растворимость его резко возрастает благодаря образованию легко растворимых одновалентного и трехвалентного соединений $KAu(HS)_2$, $KAuO_2$, $KAuS_2$. Этот эффект, экспериментально исследованный применительно к гидротермальным растворам, рис. 6, приложим и к щелочнометальным ультракремнекислым флюидным расплавам, содержащим “свободные” щелочные металлы, не связанные в алюмосиликатные структуры. Кварцевые расплавы, практически не содержащие алюминия, в наибольшей мере отвечают этому условию, представляя среду, наиболее благоприятную для эффективной экстракции золота из силикатных расплавов. Как подчеркивалось в работе [4], эта экстракция играла главную роль в формировании золоторудных кварцевых жил. В сочетании с агпаитовым характером флюидных кварцевых расплавов этот фактор может способствовать образованию гигантских рудных месторождений, таких как Витватерсранд в Африке. Его руды состоят из каплевидных выделений кварца размером около 2 см (составляют 70-80 % руды) и пирита размером от 0.5 мм до 3 мм,. образующего так называемую пиритовую дробь или шрапнель. Рудоносный цемент состоит из кварца, серицита, хлорита, турмалина, пирофиллита, пирита, содержит высокопробное золото, уранинит, урановую смолку, браннерит, тухолит (углеводород с ураном и торием), мелкие алмазы зеленоватого цвета, циркон, хромит, минералы осмия, иридия, рутения и платины. В геологической литературе широко распространено представление о рудах Витватерсранда, как о россыпных конгломератах, содержащих осадочные кварцевые гальки. Это представление является явно ошибочным, находящимся в противоречии с петрографическим изучением ураново-золотых руд, позволяющим рассматривать их как псевдоконгломераты: кварцевые выделения в них имеют причудливые формы и соединяются друг с другом перемычками. Это отражает образование их в результате развития жидкостной несмесимости в первично однородных флюидных расплавах. В кварцевых каплях изредка встречаются капли пирита, распространенные в основном в рудной матрицеи. Платиновые минералы и хромит играют в рудах индикаторную роль, отражая связь депрессии Витватерсранд с глубинным развитием базит-гипербазитового магматизма. Урановая специфика рудообразования характеризует развитие в магматизме щелочного уклона. Вероятно, золотоносные флюидные расплавы периодически выбрасывались взрывами подобно тагамитовым или зювитовым расплавам псевдоастроблем и формировали покровы (золотоносные рифы) на всем длительном протяжении образования депрессии Витватерсранд, что и создало ее уникальную золотоносность. Грандиозность этих взрывов фиксируется наличием мелких зерен алмаза, входящих в состав U-Au руд щита).

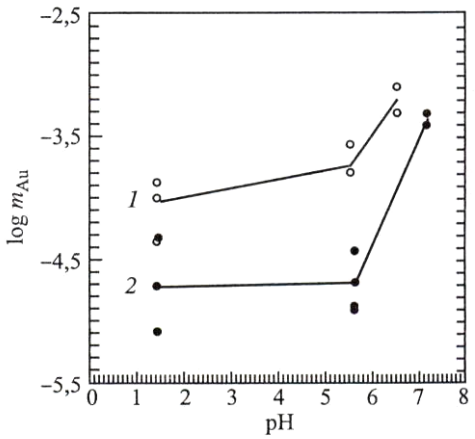


Рис. 6. *Диаграмма зависимости растворимости золота от щелочности гидротермального раствора при T=300°C и P=300 бар. Концентрация серы в растворе 1- 0,4 т, 2 – 0,1 т.. По Дадзе Т.П. и Каширцевой [4].*

Литература

1. ***Скуфьин П.К.*** Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов. Автореферат докт. дисс., М., 1998, 66 с.
2. ***Маракушев А.А., Скуфьин П.К.*** Базальт-кагуситовое расщепление лав раннепротерозойской Печенгской депрессии на Кольском полуострове // ДАН. 2008, т. 419, № 5. С. 1-5.
3. ***Горбунов Г.И.*** Геология и генезис сульфидных Cu-Ni месторождений Печенги. М. Недра, 1968, 274 с.
4. ***Дадзе Т.П., Каширцева Г.А.*** Экспериментальное изучение растворимости золота в сульфидсодержащих гиротермальных растворах. // Экспериментальная минералогия. М.: Наука, 2004. С. 315-326.

Таблица.

Химические составы (мас. %) и элементы-примеси (г/т) дифференцированного комплекса пород матертской свиты и района Пильгуярвинского месторождения

Компо-ненты	**1 n = 1**	**2 n = 2**	**3 n = 3**	**4 n = 39**	**5 n = 6**	**6 n = 6**	**7 n = 6**	**8 n = 4**	**9 n = 4**	**10 n = 2**	**11 n = 2**	**12 n = 21**	**13 n = 2**	**14 n = 2**	**15 n = 1**	**16 n = 1**	**17 n = 1**
SiO_2	47.18	48.61	47.62	48.34	49.07	44.44	41.89	42.49	41.92	40.21	74.39	74.71	80.78	82.24	83.92	86.10	94.73
TiO_2	3.49	1.61	1.51	1.85	3.57	3.94	2.08	1.78	2.18	0.11	0.19	0.39	0.74	0.19	0.27	0.51	0.00
Al_2O_3	12.67	12.29	13.42	13.55	11.16	11.52	7.60	12.30	10.43	15.88	11.17	10.07	7.03	7.05	2.73	3.22	0.34
Fe_2O_3	4.04	6.01	2.21	3.66	4.41	3.62	3.65	5.45	3.42	5.60	0.21	0.99	0.50	0.51	1.21	1.18	0.53
FeO	6.56	5.38	10.56	12.10	9.88	11.96	10.39	12.82	12.91	17.76	4.20	4.03	3.16	2.91	1.29	3.75	1.78
MnO	0.24	0.18	0.22	0.20	0.16	0.19	0.17	0.20	0.24	0.20	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.06	0.01
MgO	2.08	8.75	9.01	6.20	5.17	8.38	12.95	5.96	16.16	8.30	1.42	0.89	1.11	0.32	1.36	1.77	0.18
CaO	8.51	7.44	6.61	8.37	9.54	10.32	11.28	11.77	6.63	0.34	0.60	1.40	1.03	0.82	3.41	0.98	0.80
Na_2O	2.10	3.87	2.42	2.98	2.89	1.34	0.13	0.38	0.19	0.82	4.29	2.62	1.79	0.64	1.50	0.09	0.10
K_2O	4.21	0.92	1.69	0.25	1.50	1.19	0.06	0.16	0.23	1.93	1.69	3.02	2.44	4.03	0.14	0.01	0.03
H_2O^-	0.56	0.11	0.46	0.39	0.22	0.19	0.24	0.33	0.32	0.57	0.00	0.15	0.00	0.12	0.00	0.25	0.06
H_2O^+	3.37	3.42	4.01	1.85	1.92	2.52	5.17	5.05	4.89	8.03	1.27	1.02	1.01	0.74	1.66	2.05	0.35
P_2O_5	0.48	0.12	0.11	0.15	0.38	0.40	0.18	0.12	0.20	0.01	0.02	0.05	0.14	0.02	0.19	0.00	0.00
CO_2	4.02	0.25	0.10	0.11	0.02	0.06	4.32	0.65	0.30	0.31	0.45	0.17	0.15	0.35	2.13	0.26	0.59
$S_{общ}$	0.20	1.22	0.15	0.11	0.34	0.04	0.12	0.55	0.10	0.06	0.10	0.16	0.24	0.05	0.02	0.00	0.40
Сумма	**99.71**	**100.18**	**100.10**	**100.11**	**100.23**	**100.11**	**100.23**	**100.01**	**100.12**	**100.13**	**100.03**	**99.73**	**100.15**	**100.03**	**99.87**	**100.23**	**99.90**
Rb	70	10	30	20	25	31	4	4	24	40	16	85	44	90	5	2	1
Sr	510	118	130	230	110	140	150	90	190	50	140	55	91	35	71	40	30
Ba	1240	140	100	200	530	800	40	80	60	460	210	240	1050	410	40	80	80
Ni	40	400	200	150	150	140	800	200	950	60	60	30	120	15	100	100	100
Co	11	50	90	30	50	55	85	90	95	50	45	5	15	5	20	10	0
Cr	60	500	400	300	270	140	1200	500	1100	20	180	25	85	45	200	400	190

Примечание: 1 – щелочной базальт; 2-5, 8 – базальты и 6, 7, 9, 10 – пикриты, в том числе вариолиты, состоящие из базальтовых глобул (5) и пикритовой матрицы (6); 11, 12 – риолиты и игнимбриты риолитового состава; 13-17 – кагуситы и эруптивные базальт-кагуситовые брекчии (2, 15, 17) в районе Пильгуярвинского месторождения. Анализы выполнены в Химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Е.А. Апанасевич, Т.В. Ивонина, Н.П. Калугина, Л.В. Малышева и Ю.Н. Новикова.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА И НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ МАССИВА

Л.И. Нерович, Е.Э. Савченко, П.А. Серов

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: nerovich@geoksc.apatity.ru

Раннепротерозойский Мончетундровский массив является частью крупной интрузии основных пород Чуна-Монче-Волчьих-Лосевых тундр (Главный хребет). Он расположен в пределах Печенга-Имандра-Варзугской рифтовой структуры в разломной зоне северо-западного простирания, ограниченной Мончетундровским и Витегубско-Сейдозерским разломами. Геологическое изучение Мончетундровского массива велось, большей частью, в связи с поисками сульфидного медно-никелевого оруденения, аналогичного наблюдавшемуся в Мончегорском плутоне. В последнее десятилетие акцент был перенесен на поиски платинометального оруденения. Основной объем работ всегда был сосредоточен в зоне сопряжения Мончегорского и Мончетундровского массивов.

Основные результаты геологических исследований изложены в работах Е.К. Козлова [4], Б.А. Юдина [9], Е.В. Шаркова [7, 8], В.Ф. Смолькина [5, 6] и Т.Л. Гроховской [1, 2]. Е.В. Шарков [7, 8] в обнажениях на поверхности в сводном вертикальном разрезе массива Главного хребта выделяет три зоны. Нижняя габброноритовая зона сложена на флангах интрузии габброноритами, а в центральной части – чередующимися среднезернистыми габброноритами, оливиновыми габброноритами, плагиоперидотитами и пироксенитами. Ультраосновные породы образуют маломощные слои. В составе средней габбронорит-анортозитовой зоны преобладают трахитоидные габбронорит-анортозиты и анортозиты. Верхняя зона сложена крупнозернистыми массивными и такситовыми габбро-анортозитами. В.Ф. Смолькин [5], по данным изучения глубокой скважины М, в составе Мончетундровской интрузии выделяет две зоны: верхнюю габброноритовую и нижнюю норит-ортопироксенитовую. Нижняя зона представляет собою сложное чередование пород разного состава, норитов, габброноритов, пироксенитов с прослоями ультраосновных пород - оливинитов и гарцбургитов. Верхняя зона сложена преимущественно мезократовыми габброноритами и, в меньшей степени, лейкократовыми разновидностями.

В процессе исследований 2005-2007 годов нами были использованы оба приема. Составлена схема геологического строения центральной и юго-восточной частей Мончетундровской интрузии (рис. 1) и детально изучены разрезы скважин 765 и М-1. По результатам исследований был сделан вывод, что в строении Мончетундровского массива принимают участие мафиты и ультрамафиты, которые по преобладанию характерных разновидностей пород на определенных уровнях общего вертикального разреза интрузива, подразделяются на три зоны: верхнюю – массивных крупнозернистых лейкократовых габброноритов, норитов и габбронорит-анортозитов, среднюю – трахитоидных среднезернистых габброноритов и нижнюю – мафит-ультрамафитовую (оливинит-гарцбургит-норит-пироксенитовую). Верхней зоне в кумулятивной стратиграфии соответствует преимущественное развитие плагиокумулатов. В средней зоне достаточно широко представлены как пироксен-плагиоклазовые адкумулаты, так и плагиокумулаты. Породы нижней зоны преимущественно представляют собой ортопироксеновые, оливин-ортопироксеновые и оливиновые кумулаты.

Внутреннее строение массива характеризуется значительной латеральной неоднородностью. Так, породы верхней зоны более дифференцированы на западе и северо-западе изученной площади, где среди доминирующих лейкократовых габброноритов и габбронорит-анортозитов наблюдаются прослои оливиновых лейконоритов и норит-анортозитов, реже оливиновых габброноритов (рис. 1). Сходная картина характерна и для средней зоны. Прослои оливиновых габброноритов и троктолитов среди трахитоидных габброноритов, нами наблюдались только на западе и северо-западе изученной площади. На восточном фланге среди пород нижней зоны доминируют нориты и ортопироксениты, минимальна доля габброноритов. В скважине М-1 с глубины 750 м заметно начинают преобладать нориты и ортопироксениты. В юго-восточной части массива в низах разреза преобладают оливиниты, ортопироксениты, возрастает доля габброноритов, среди норитов появляются оливиновые разности. В скважине 765 в интервале глубин 1740-1100 метров намечается не менее четырех ритмов с дифференциацией пород от оливинитов до норитов и габброноритов и от пироксенитов до габброноритов. Наиболее тонкая расслоенность характерна для интервала 1400-1100 метров. Граница между породами средней и нижней зон падает в юго-западном направлении. В скважине М-1 она находится на глубине 750 м, в скважине 765 на глубине 1100 м, а в скважине 742, расположенной в 2.5 км юго-западнее скважины 765, нориты, ортопироксениты и ультрамафиты, по данным производственным организаций, появляются в разрезе глубже 1300 м. При этом отметки устья скважин очень близки (примерно 330, 375 и 385 м).

Таким образом, сопоставление особенностей геологического строения массива в плане и по вертикали показывает тенденцию увеличения степени дифференцированности массива в целом в юго-западном направлении. Это позволяет, базируясь на критериях прогнозирования платинометального магматического оруденения [3], выдвинуть предположение, что в качестве перспективной на платинометальное оруденение малосульфидного типа, может рассматриваться не только зона сопряжения Мончегорского и Мончетундровского массивов [2], но и юго-западный, юго-восточный и западный фланги Мончетундровского массива.

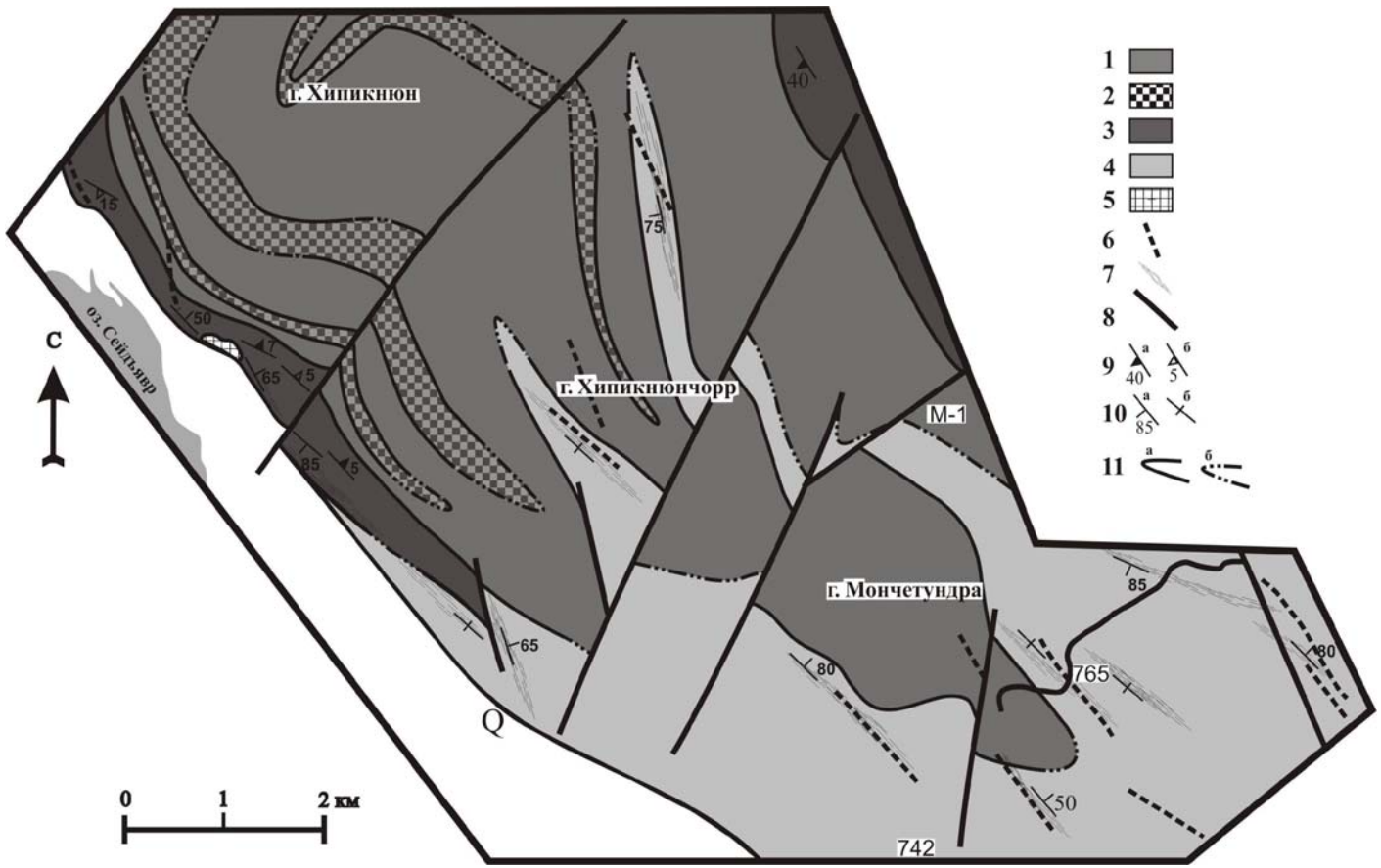


Рис. 1. *Схема геологического строения центральной и юго-восточной частей Мончетундровского массива. 1. Лейкократовые габбронориты и нориты, габбронорит-анортозиты, реже лейкогаббро, габбро-анортозиты. Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые. 2. Оливиновые лейконориты, норит-анортозиты, редко габбронориты. Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые. 3. Габбронориты (на западном фланге с прослоями оливиновых габброноритов, троктолитов). Трахитоидные, среднезернистые, крупно-среднезернистые. 4. Мезократовые и мезо-лейкократовые, редко меланократовые амфибол-плагиоклазовые породы (часто с гранатом, эпидотом, хлоритом, биотитом). Массивные, неравномернозернистые. 5. Плагиомикроклиновые гранито-гнейсы. 6. Дайки долеритов, габбро-долеритов, часто преобразованные в амфиболиты. 7. Зоны рассланцевания и бластомилонитизации. 8. Разрывные нарушения. 9. Первичные расслоенность (а) и трахитоидность (б). 10. Метаморфические сланцеватость и полосчатость: наклонная (а) и вертикальная (б). 11. Границы распространения пород: достоверные (а) и предполагаемые (б).*

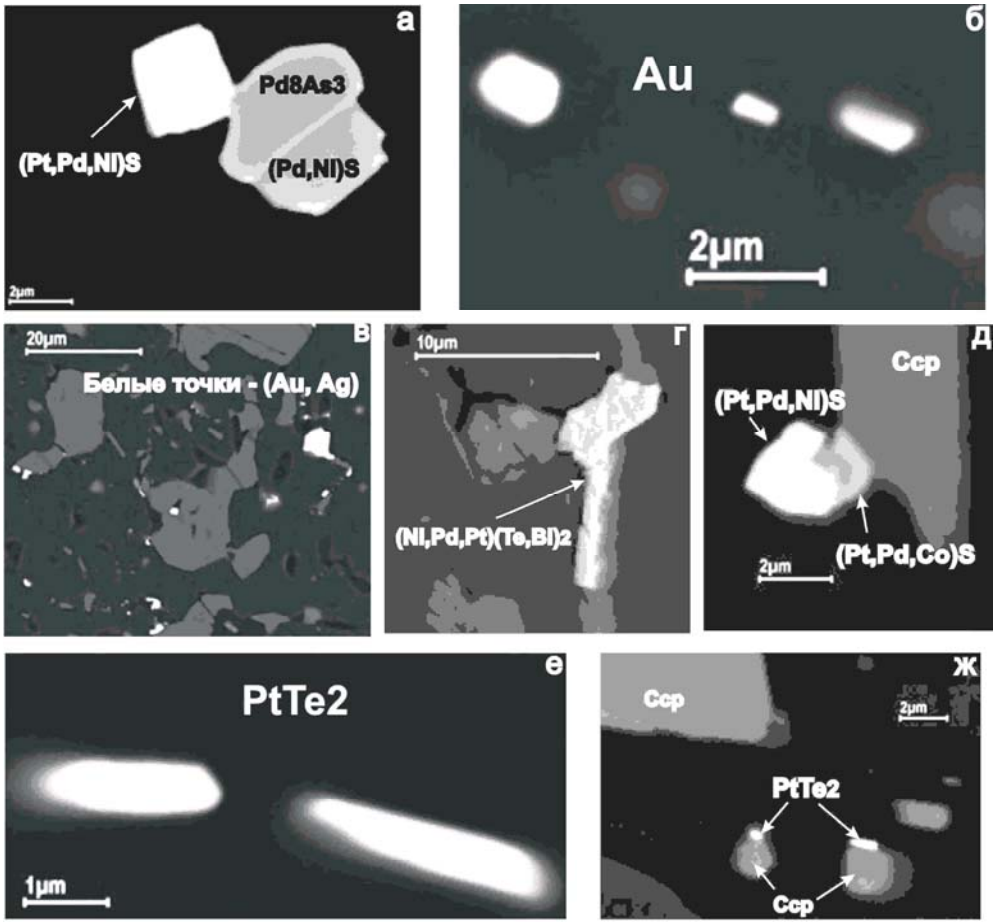


Рис.2 *Изображения сканирования минералов благородных элементов из трахитоидных габброноритов западного фланга Мончетундровского массива в обратно-рассеянных электронах:а – сросток бреггита [(Pt, Pd, Ni) S], стиллуотерита [Pd_8As_3] и высоцкита [(Pd, Ni) S]; б, в - мономинеральные зерна самородного золота (Au) и в сростках с оксидами; г - минерал ряда меренскиит-мелонит [(Pd, Pt, Ni) (Te, Bi)$_2$]; д – бреггит [(Pt, Pd, Ni) S] и [(Pt, Pd, Co) S] в сростке с халькопиритом [Cp]; е, ж – мономинеральные выделения мончеита ($PtTe_2$) и в сростке с халькопиритом [Cp].*

Результаты поисковых работ последнего десятилетия свидетельствуют, что основные перспективы обнаружения промышленного платинометального оруденения в породах Мончетундровской интрузии связываются с норитами и пироксенитами нижней зоны [1, 2, 6]. Именно в породах нижней зоны в районе Пентландитового ущелья была установлена локальная аномалия с суммарным содержанием ЭПГ 32 г/т, а на юго-восточном фланге массива оконтурены рудные тела с суммарным содержанием ЭПГ 3-5 г/т (участки Восточно-Мончетундровский и Южно-Сопчинский).

В периодической печати до настоящего времени не было сведений о наличии платинометальной минерализации в породах верхней и средней зон. Однако, имелись данные ЗАО «Пана» о повышенном содержании ЭПГ+Au (до 0.2 г/т) на участке Лойпишнюн, расположенном на восточном склоне хр. Мончетундра, а также ОАО ЦКЭ о повышенном содержании Pt и Pd в габброноритах из скважин 765 и 742, начиная с глубины 580 м.

В 2005-2007 годах мы провели геохимическое опробование по коренным обнаженных участков центральной и юго-восточной частей Мончетундровского массива, которые характеризуются преимущественным развитием пород верхней зоны, а на восточном и западном флангах – развитием пород средней зоны (рис. 1). Масса геохимических проб составляла в среднем 2 кг. Анализ пород на ЭПГ, Au и Ag проводился атомно-абсорбционным методом в лаборатории анализа благородных металлов ГИ КНЦ РАН. Локальные аномалии благороднометальных элементов, выявленные при геохимическом опробовании, были заверены минераграфическими методами. Изучение аншлифов в обратно-рассеянных электронах выполнено в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов ГИ КНЦ РАН, в сканирующем электронном микроскопе LEO-1450.

Анализ геохимических данных показал, что большая часть локальных геохимических аномалий сосредоточена в пределах западного склона хр. Мончетундра. Исключение представляет собой г. Хипикнюнчорр, где повышенные содержания Pd наблюдаются по всему пересечению с востока на запад. В целом для массивных габброидов верхней зоны интрузива, а также для пегматитов и пегматоидов более

характерна оксидная минерализация, которая иногда сопровождается сингенетичной халькопиритовой и эпигенетичной халькозин-борнит-халькопиритовой минерализацией, что коррелируется с небольшим повышением содержания Pd и реже Au. Незначительное увеличение содержания Pd отмечается, также, в хлорит-амфиболовых сланцах по габброидам массива, приуроченным к плоскостям смещения сбросо-сдвигового характера. Во всех перечисленных выше случаях собственных минералов благородных металлов обнаружено не было.

Относительно более высокие содержания полезных компонентов (десятые доли г/т Au и Pd, сотые доли г/т Pt) выявлены в трахитоидных габброноритах в районе оз. Сейдъявр. Видимая мощность горизонта трахитоидных габброноритов здесь обычно не превышает 200 м, между г. Хипикнюнчорр и г. Хипикнюн – до 400 м. Истинная мощность – порядка 50-70 м. К северу от оз. Сейдъявр северо-западное простирание горизонта постепенно переходит в субмеридиональное, а ориентировка расслоенности и трахитоидности в этом же направлении изменяется от субгоризонтальной до падения в юго-западном направлении. Видимая сульфидная вкрапленность чаще наблюдается в пределах гипсометрического интервала 300-330 м, которому соответствуют прослои оливиновых габброноритов и троктолитов. Количество сульфидов составляет 0.5-2.5%. Четкая структурно-литологическая привязка минерализованной зоны свидетельствует о стратиформном характере оруденения, а низкое содержание сульфидов – о малосульфидном типе. При минераграфических исследованиях пород горизонта была обнаружена достаточно разнообразная ассоциация минералов благородных металлов. Бреггит [(Pt, Pd, Ni) S] наблюдается как в виде мономинеральных зерен сферической формы среди силикатов, так и в виде срастаний с высоцкитом [(Pd, Ni) S], стиллуотеритом [Pd_8As_3], [(Pt, Pd, Co) S], халькопиритом (рис. 2а, 2д). Самородное золото и мончеит [$PtTe_2$] образуют срастания с халькопиритом, оксидами и мономинеральные выделения (рис. 2б, 2в, 2е, 2ж). Отмечено, также, присутствие электрума [Au, Ag] и минералов ряда меренскиит-мелонит [(Pd, Pt, Ni) $(Te, Bi)_2$] (рис. 2г).

Местоположение перспективных участков Восточно-Мончетундровский и Южно-Сопчинский и обнаружение нового проявления благороднометальной минерализации в западной части массива вполне согласуются с отмеченной выше закономерностью его внутреннего строения, а именно с увеличением степени дифференцированности массива на западном и южном флангах. В изученном горизонте трахитоидных габброноритов обращает на себя внимание разнообразие минеральных фаз благородных элементов при пока низком общем их содержании. Учитывая латеральную неоднородность большинства известных платиноносных горизонтов, присутствие бедного благороднометального оруденения стратиформного типа в средней зоне массива оставляет надежду на обнаружение более высоких содержаний, как по простиранию данного горизонта, так и в целом по разрезу средней и нижней зон.

Грант РФФИ № 08-05-00324 и НШ 1413.2006.5.

Литература

1. ***Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Лапина М.И., Шолохнев В.В.*** Платинометальное оруденение Мончетундры. Материалы Всероссийского симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». М.: ООО «Связь-Принт», 2002, С. 136-140.

2. ***Гроховская Т.Л., Тевелев А.В., Лапина М.И., Бакаев Г.Ф.*** Генетическая модель формирования малосульфидного платинометального оруденения на примере Мончегорского магматического комплекса // Материалы Всероссийской конференции «Петрология, геохимия, минералогия, геология месторождений полезных ископаемых, геоэкология». М.: ООО «Связь-Принт», 2002, С. 254-256.

3. ***Додин Д.А. и др.*** Платинометальные месторождения мира. – Т.1.-Кн. 1.: Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М. «Геоинформмарк», 1994. 279с.

4. ***Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С.*** Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука. 1967. 166 с.

5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. *Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин.* Ч. 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с.

6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / *Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин.* Ч. 2. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с.

7. ***Шарков Е.В.*** Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука. 1980. 180 с.

8. ***Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А.*** Время формирования Мончетундровского разлома (кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.

9. ***Юдин Б.А.*** Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука. 1980. 169 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ХРОМОВЫХ РУД САРАНОВСКОЙ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ ИЗ ХРОМИТОВОГО РАСПЛАВА

Б.В. Перевозчиков

Пермский госуниверситет, г. Пермь, e-mail: olivin@perm.ru

Сарановская группа массивов входит в Сарановский пояс протяженностью свыше 80 км, который расположен в западном палеоконтинентальном секторе Урала в земной коре, переходной от внутрикратонного подтипа к перикратонному и рифтовому, на восточной периферии Камского выступа архейского фундамента. В тектонических структурах Западного Урала хромитоносные расслоенные интрузии входят в Кваркушский антиклинорий Центрально-Уральской мегазоны [6]. Массивы Сарановской группы залегают в зоне Сарановского разлома субвертикального, участками крутого западного падения. Разлом ограничивает с востока вытянутое в ССЗ направлении горстообразное поднятие пород верхнего рифея от нижневендских комплексов. Горстообразное поднятие пространственно совпадает с Вижайской положительной гравимагнитной аномалией протяженностью 65 км, шириной 6-7 км и зоной интенсивного проявления рифтогенного магматизма. Продукты размыва ультрабазитов и хромовых руд встречаются в отложениях нижнего венда как в районе Сарановской группы массивов, так и с западной стороны от горстообразного поднятия позднерифейских комплексов. Предполагается, что основная часть крупной расслоенной интрузии находится на глубине в районе Вижайской аномалии, а ультрабазитовые хромитоносные массивы Сарановского пояса представляют собой небольшие тектонические блоки, выжатые по тектоническим зонам, наследующим поверхности палеосбросов [1, 6]. По мнению О.К. Иванова [2], массивы Сарановского пояса сформировались на месте своего залегания.

Массивы Сарановской группы (Северный и Южный Сарановские), в которых локализованы соответственно Главное Сарановское и Южно-Сарановское хромитовые месторождения, являются наиболее крупными и изученными в Сарановском поясе [2, 5]. По существу, Северный и Южный Сарановские массивы являются одним массивом, разделенным на два рыхлыми отложениями долины р. Малый Пестерь и тектоническим разрывом северо-восточного направления. Массивы имеют ширину до 420 м и общую длину 4,6 км, по данным бурения прослежены на глубину до 800 м. Ультрамафиты выходят по всей длине массивов при ширине от 20-40 м до 240 м. Габбро-анортозиты примыкают к ультрабазитам с востока по тектонической границе. В пределах Северного Сарановского массива блок габброидов имеет на поверхности размеры 920×230 м, на глубине увеличивается до 1800×300 м. В Южном Сарановском массиве на поверхности габброиды выходят в виде полосы длиной до 240 м, шириной – до первых метров. На глубине размеры тела габброидов увеличиваются до 740×40 м.

При тектоническом перемещении в зоне Сарановского разлома и более позднем внедрении мощных (до 150 м) габбро-диабазовых даек дублинского комплекса ультрабазитовые массивы были будинированы, разбиты тектоническими разрывами на многочисленные блоки (рис. 1). Все породы Сарановских массивов повсеместно претерпели метаморфические изменения низкотемпературной, частично, на границах с более поздними интрузиями, среднетемпературной ступени. Силикатные минералы повсеместно замещены вторичными минералами.

В строении расслоенных массивов снизу вверх выделяются три породных ассоциации: дунитовая, расслоенная дунит-гарцбургитовая хромитоносная и габбро-норит-анортозитовая [2]. Первые две ассоциации связаны постепенными переходами. Габбро-норит-анортозитовая ассоциация примыкает к расслоенной хромитоносной ассоциации по тектоническому разрыву.

Дунитовая ассоциация мощностью до 160 м развита в западной части массивов и представлена нацело серпентинизированными дунитами с железистостью оливина 13-15% (оценка по железистости серпентинитов). Дуниты содержат мелкие (до 0.2 мм) зерна хромшпинели: идиоморфные в зернах оливина и ксеноморфные – в интерстициях кристаллов оливина.

Расслоенная дунит-гарцбургитовая хромитоносная ассоциация характеризуется переслаиванием разных типов ультрамафитов, хромитсодержащих ультрамафитов и хромититов.

Нижний горизонт сложен бронзитовыми и бронзитсодержащими дунитами с семью пластами хромититов, приуроченных к его нижней и средней частям. Мощность хромитовых пластов изменяется от 0.2 до 6 м. Хромититы представлены порфировидными пироксеновыми и пироксенсодержащими разностями. Переходы к вмещающим дунитам постепенные.

Горизонт хромитсодержащих дунитов мощностью 80 м. Ультрамафиты представлены бронзитовыми и бронзитсодержащими дунитами часто с повышенной вкрапленностью хромшпинели. Довольно широко развиты дунит-пегматиты [2]. Горизонт включает 5-6 хромитовых пластов мощностью от 0.2-0.4 м до 5-6.8 м. Хромититы редко-, средне-, и густопорфировидные, в верхней части двух нижних пластов – мелкоовоидные.

Горизонт бронзитсодержащих и бронзитовых дунитов мощностью до 40 м. В нижней части бронзитсодержащие дуниты местами содержат до 5-7% хромшпинели. В верхней части, где ультрамафиты постепенно обогащаются ортопироксеном, имеется пласт порфировидных пироксеновых хромититов мощностью до 2 м.

Продуктивный хромитоносный горизонт. Нижняя граница горизонта проведена в основании Западного рудного тела (хромитовый пласт 13), верхняя граница – по кровле Центрального рудного тела (хромитовый пласт 14). Расстояние между пластами составляет до 22 м. Ультрамафиты между рудными телами имеют состав хромит-бронзитсодержащих, бронзит-флогопитсодержащих дунитов. Мощность пласта 13 – 3.0-5.8 м, пласта 14 – до 12-13 м. Пласты сложены порфировидными и овоидными пироксеновыми хромититами. В пласте 14 овоидные хромититы развиты в верхней части пласта в интервале 3 м. Овоиды уменьшаются в размере снизу вверх от 8-10 до 1 см в поперечнике. В большинстве своем овоиды имеют вытянутую или пластообразную форму, согласную с границей пласта. Нижние контакты хромитовых пластов с ультрамафическими пегматитами резкие, верхние – с постепенным переходом в оливин-пироксеновые хромититы и оливин-пироксен-хромитовые породы. Содержание Cr_2O_3 в хромититах составляет 36.3 мас.% (пласт 13) и 38.4 мас.% (пласт 14).

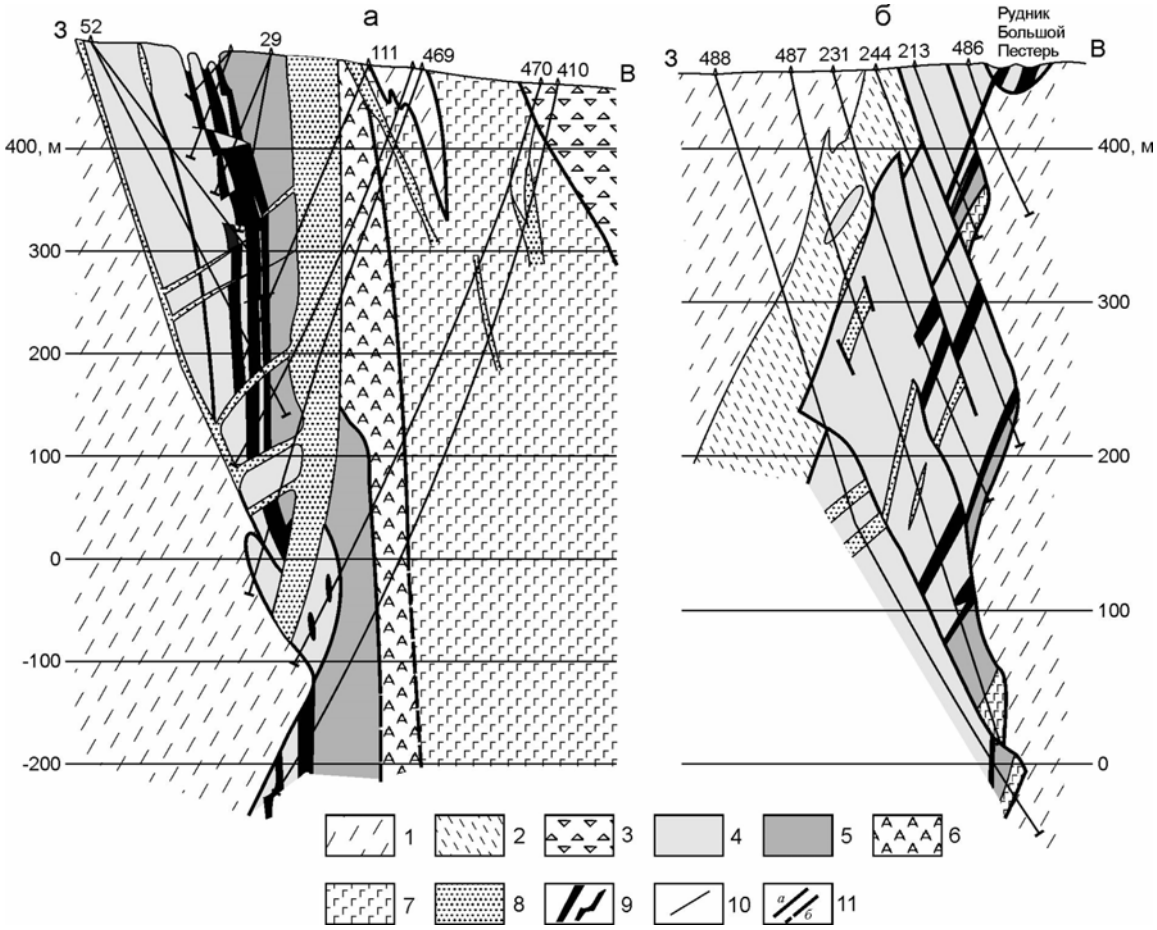


Рис. 1. *Геологические разрезы Северного Сарановского (а) и Южного Сарановского (б) массивов (по [2] с изменениями). 1 – зеленые сланцы; 2 – углистые сланцы; 3 – осадочные брекчии; 4 – аподунитовые серпентиниты; 5 – апогарцбургитовые серпентиниты; 6 – апоанортозитовые породы; 7 – апогаббровые породы; 8 – диабазы и габбро-диабазы; 9 – хромититы; 10 – геологические границы; 11 – тектонические разрывы: достоверные (а); предполагаемые (б).*

Гарцбургитовый горизонт объединяет ультрамафиты, представленные бронзитовыми дунитами, переходящими в средней и верхней частях в гарцбургиты с ясно выраженной пойкилитовой структурой и с отдельными скоплениями пойкилитового флогопитового перидотита, и 9 слоев хромитовых пластов. Мощность горизонта до 60 м, нижняя граница проводится по кровле пласта 14. Хромитовые слои, за исключением двух, моломощные – от 2-4 см до 30-60 см. Для пласта 16 мощностью 18-20 см установлено ответвление пропластка мощностью 1 см на расстояние 2 см. Для Бушвельдского массива проявление ответвлений от хромитовых пластов среди анортозитов рассматривается как “возможное внедрение хромититового расплава в анортозитовые слои и анортозитового – в слои хромитита” [7, с. 364]. Наиболее значительными являются Восточное рудное тело (рудный пласт 18) мощностью 2.5-4 м и Восточное рудное тело II (рудный пласт 24) мощностью 0.5-3 м. Пласт 18 сложен порфировидными и полиэдрическими хромититами и отличается отсутствием овоидных хромититов. В основании пласт постепенно через ритмическое чередование переходит в ультрамафиты. Пласт 24 представлен средне- и редкопорфировидными хромититами. В центральной части пласта имеются мелкие овоиды.

Верхний дунитовый горизонт мощностью 7 м представлен мелкозернистыми дунитами. Ближе к верхней части среди дунитов наблюдаются небольшие, до 0.5-1.0 см, редкие гнезда пойкилитового гарцбургита. Серпентиниты по дунитам отличаются максимальной для массива железистостью – 17-18%.

Верхний гарцбургитовый горизонт мощностью до 9 м участками граничит с габброидами. В состав горизонта входят породы от бронзитовых дунитов до гарцбургитов. В основании горизонта имеются два пласта хромититов мощностью 30 см и 10-15 см.

Габбро-норит-анортозитовая ассоциация косо сечет расслоенность нижней дунит-гарцбургитовой ассоциации. В пределах габброидного блока установлена грубая расслоенность, обусловленная присутствием нескольких слоев анортозитов, наиболее крупный из которых имеет мощность около 100 м.

В целом, на Сарановских массивах установлены все основные признаки расслоенных интрузий – макрослоистость, ритмическая слоистость, фазовая и скрытая слоистость. По разрезу снизу вверх в ультрамафитах выявлено постепенное увеличение количества ортопироксена, появление в верхних частях разреза клинопироксена, установлен рост железистости ультрамафитов и хромититов, отмечено уменьшение мощности пластов хромититов, содержания в них хромшпинели и размера ее порфировидных выделений. В ультрамафитах часто встречается пойкилитовая структура. В хромититах установлены массивная, вкрапленная, овоидная и овоидно-полосчатая текстуры, мелкозернистая, порфировидная и полиэдрическая структуры [2].

Вместе с тем, Сарановские массивы отличает от других известных расслоенных интрузий (Бушвельд, Великая Дайка, Стиллуотер, Маскокс, Фискенессет) ряд особенностей, касающихся хромитового оруденения [2]: 1) самая маленькая мощность хромитоносных зон – 120 м; 2) самая большая максимальная мощность хромитовых пластов – до 12-13 м; 3) самая высокая суммарная мощность хромитовых пластов – 22 м; 4) самое высокое число хромитовых пластов – 29.

Часть ультрамафитов и хромититов Сарановского массива были отнесены к постмагматическим (метасоматическим) образованиям: это ультрамафические пегматиты, сарановиты, хромититы с порфировидной и полиэдрической структурой [2].

Ультрамафические пегматиты по составу от дунитов до гарцбургитов и вебстеритов находятся в расслоенной серии и обычно приурочены к границе дунитов и нижним контактам хромитовых пластов и имеют жило- или пластообразную форму. Контакты их постепенные и согласные со слоями ультрамафитов и хромититов, реже резкие с заливами до 20 см в те и другие. Породы характеризуются грубозернистой (до 2-5 см), пойкилитовой структурой. Оливин в них идиоморфен по отношению к ортопироксену и хромиту, а последний – к ортопироксену. Такие породы в расслоенных интрузиях относят к адкумулатам или гетерадкумулатам при наличии пойкилитовой структуры [7]. Иначе эти породы можно называть грубозернистые дуниты, бронзитовые дуниты, гарцбургиты и т.д. Структурные особенности грубозернистых ультрамафитов указывают на условия их кристаллизации из расплава при повышенном содержании летучих компонентов. Эти породы не являются постмагматическими, скорее всего это позднемагматические образования. На кристаллизацию из расплава указывает их локальное проникновение в более ранние ультрамафиты и хромититы.

Сарановиты, так названы среднезернистые оливин-хромшпинелевые породы [2], в Северном Сарановском массиве образуют жилообразные и плитообразные тела протяженностью до 700 м, которые ассоциируют с ультрамафитовыми пегматитами и расположены в расслоенных ультрабазитах под Западным рудным телом. В Южном Сарановском массиве сарановиты редки и образуют линзовидные и пластообразные тела мощностью до 1 м, приуроченные к ультрамафитовым пегматитам в нижней части разреза массива. Зерна хромита в сарановитах идиоморфные размером 0.3-1.8 мм (преобладают 0.6-1.3 мм), иногда с порфировыми выделениями размером 2.5-4.2 мм. Зерна оливина и пироксена в цементе ксеноморфные, не исключено, что крупные кристаллы пироксена образуют пойкилитовую структуру. На магматическую природу сарановитов указывают наличие в них угловатых и округлых ксенолитов вмещающих ультрабазитов, а также цементация сарановитами угловатой брекчии ультрабазитов [2].

Пегматиты и сарановиты, учитывая их сходное положение в разрезе стратиформных интрузий и пространственную близость, жилообразную и пластообразную форму тел, инъекционный характер внедрения на отдельных участках, магматическую последовательность кристаллизации слагающих их минералов, не следует относить к продуктам метасоматоза. Скорее всего, они представляют собой продукты завершающей стадии магматической кристаллизации, когда в определенных частях разреза, в том числе в подошве хромитовых пластов, в остаточных расплавах накапливались флюиды.

Относить хромититы с порфировидной и полиэдрической структурой к продуктам метасоматоза также нет никаких оснований. В структуре порфировидных хромититов ясно выделяются две стадии кристаллизации [4]: 1) образование порфировидных идиоморфных кристаллов с выдержанным размером 0.6-1.8 мм; 2) кристаллизация основной массы идиоморфных кристаллов хромшпинели размером 0.1-0.3 мм и ксеноморфного пироксена. Полиэдрические хромититы отличаются от порфировидных хромититов слабо проявленной первой стадией кристаллизации. Размер идиоморфных зерен хромшпинели изменяется в пределах 0.2-1.1 мм при преобладающем размере 0.4-0.8 мм. Пироксен составляет 5-10% объема породы и отчетливо ксеноморфен по отношению к хромшпинели. В расслоенных интрузиях хромититы с порфировидной и полиэдрической структурой относят к ортокумулятам [7].

В Сарановских массивах широко проявлена овоидная текстура хромититов. Развитие овоидов, их размеры

и форма находятся в прямой зависимости от мощности хромитовых пластов. В пластах мощностью 3-6 м появляются овоиды, размеры которых редко превышают 2 см. В пластах мощностью более 5-6 м размер овоидов увеличивается до 10 см, появляются овоидные пропластки, и овоидные хромититы слагают до 2/3 мощности пласта, тяготея к его верхней части. Снизу вверх форма овоидов последовательно изменяется от шаровой к эллиптической и прослоевидной. Последние при мощности 1-2 см достигают длину в десятки сантиметров. Длинная ось овоидов всегда параллельна границам пласта. Границы овоидов резкие. Размер зерен в овоидах такой же мелкий (0.1-0.2 мм), как в основной массе порфировидных хромититов. Различие между основной частью хромититов и овоидами заключается в отсутствии в овоиде крупных кристаллов хромшпинели и в количестве хромшпинели: в основной массе достигает 70-95%, а в овоиде – не более 60-70%. Наиболее вероятной гипотезой образования овоидов в хромититах является ликвационная [3]. Из ликвационной гипотезы на природу овоидов в хромититах, как следствие, вытекает вывод о формировании хромититов из хромитового расплава.

Прямым доказательством формирования хромовых руд из хромитового расплава является наличие в подошвенной части Западного рудного тела Южного Сарановского массива хромититовых инъекций в дуниты (рис. 2). В прожилках хромититов сохраняются ксенолиты дунитов. На границе с хромититами в дунитах видна реакционная светлая кайма.



Рис. 2. *Инъекции хромититов (черное) в дуниты. Южный Сарановский массив. Подошва Западного рудного тела.*

Для объяснения природы хромитового расплава необходимо признать важную роль ликвационных процессов в дифференциации исходной магмы и ее расщепления в докристаллизационный период на ультрабазитовую и базитовую магмы [3]. Основное возражение против ликвационного расщепления исходной магмы в земной коре заключается в том, что температура кристаллизации ультраосновного расплава будет намного превосходить температуру кристаллизации исходной базитовой магмы [7]. По мнению А.А. Маракушева, оценки состава исходной магмы по зонам закалки соответствуют только базитовым дифференциатам, а не составу исходной магмы в целом. Кроме того, следует обратить внимание на тот факт, что в состав ультраосновного расплава входит хромитовая составляющая и флюиды, наличие которых подтверждается в разрезах Сарановской интрузии и которые значительно понижают температуру кристаллизации.

Последующая дифференциация ультраосновного расплава, которая могла происходить путем ликвационного расщепления, кристаллизационной дифференциации в сочетании с гравитационной дифференциацией и конвекционными потоками в магме, требует специального исследования.

Литература

1. ***Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилисов Н.Г.*** Новые данные по геологии и рудоносности Сарановского комплекса // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. Вып.151. С. 70-81.

2. ***Иванов О.К.*** Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.

3. ***Маракушев А.А.*** Вопросы рудоносности гипербазитов / Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 3-23.

4. ***Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.*** Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 198 с.

5. ***Перевозчиков Б.В.*** Хром / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энциклопедия // Под ред. А.И. Кудряшова, Б.М. Осовецкого. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 169-173.

6. ***Перевозчиков Б.В., Зильберман А.М., Клочко А.А.*** Региональные факторы рудоносности расслоенных интрузий Западного Урала / Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья. Матер. регион. науч. конф. Пермь: Перм. ун-т, 1998. С. 12-14.

7. ***Уэджер Л., Браун Г.*** Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕРМОМЕТРИИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ИЗУЧЕННЫМ МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ОБРАЗОВАНИЯМ – ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРЫ

Л.С. Петровская, В.П. Петров

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: petrovsk@apatity.ru

В метаморфической петрологии метапелиты являются наиболее информативным объектом для разработки детальных схем подразделения соответствующих метаморфических фаций, а также изменения P-T условий минералообразования под воздействием различных факторов. Исследованные комплексы гетерогенны и существенно различаются как по химизму, так и по минеральному составу. Поэтому для каждого типа пород необходим индивидуальный подход и свои методы геотермобарометрии. В последнее время для высокоглиноземистых пород этого типа широко применяются различные варианты Grt-Bt и Crd-Grt геотермометров [15; 27; 24; 3; 4 7; 25; 16; др.] и Grt-Pl-Al_2SiO_5 – геобарометра [18; 11; 23; др.]. Особенность минеральных парагенезисов, лежащих в основе этих геотермометров и геобарометров, заключается в том, что они являются сквозными и охватывают широкий диапазон фациальных условий метаморфизма.

Существуют определенные трудности при оценке термодинамических условий минеральных парагенезисов с использованием этих и других геотермометров и геобарометров, так как сначала необходимо определить температуру по одному из существующих Grt-Bt или Crd-Grtгеотермометров, а потом с учетом полученных температур определить давления по Grt-Pl геобарометру. В этом случае не учитывается взаимосвязь температуры и давления в исследуемых минеральных равновесиях. Следует также отметить, что Grt-Pl геобарометр может быть корректно использован только для ассоциаций, включающих один из полиморфов Al_2SiO_5. Очевидно, что такой геобарометр, строго говоря, неправомочно использовать для часто встречающихся минеральных ассоциаций с одновременным участием двух или трех полиморфов Al_2SiO_5 или для гранат-биотит-плагиоклазовых ассоциаций без фаз Al_2SiO_5.

Для оценки P-T параметров образования минеральных парагенезисов умереннокальциевых и высококальциевых гнейсов кольской серии района Пулозеро – Полнек-Тундра (Центрально-Кольский блок) нами использовалась компьютерная программа GRANAT, разработанная Д.Г. Егоровым (ГИ КНЦ РАН). Эта программа основывается на совместном решении ряда геобарометрических равновесий Т. Хойша [19; 20] и Grt-Bt геотермометров Дж. Ферри и Ф. Спира [15], Томпсона [24], Л.Л. Перчука и др. [5]. Апробация данной программы была сделана В.П. Петровым [8], которая показала, что полученные значения температур и давлений для парагенезисов амфиболитовой фации оказываются в хорошем соответствии с петрогенетическими схемами.

Вычисления по программе TPF (версия 2.0), разработанной сотрудниками ИЭМ РАН – В.И. Фонаревым, А.А. Графчиковым и А.Н. Кониловым (1997), производились только для минеральных парагенезисов умереннокальциевых гнейсов, включающих фазу Al_2SiO_5 (Sil), так как в высококальциевых гнейсах фаза Al_2SiO_5 отсутствует. Термодинамические условия образования минеральных парагенезисов умереннокальциевых гнейсов кольской серии определялись при совместном решении и различном сочетании Grt-Bt геотермометров [25; 27] и Grt-Pl-Qtz-Sil геобарометров [11; 18].

Для оценки P-T условий образования кордиеритсодержащих минеральных парагенезисов из умереннокальциевых гнейсов кольской серии использовались Crd-Grt геотермометры [27; 21; 29; 3; 14; 7; 16; др.] в сочетании с Grt+Crd+Sil+Qtz геобарометрами [28; 29], а также Grt+Crd+Sil+Qtz геотермобарометры [11; 25] по программе TPF (версия 2.0), разработанной сотрудниками ИЭМ РАН – В.И. Фонаревым, А.А. Графчиковым и А.Н. Кониловым (1997).

Для некоторых образцов из гнейсов кольской серии расчеты P-T параметров были любезно выполнены специалистом по термодинамическим исследованиям Д.В. Доливо-Добровольским (ИГГД РАН) с помощью компьютерной программы TWQ (версия 2.02) Р. Бермана и Т. Брауна [13]. При этом была использована база взаимосогласованных термодинамических данных Р. Бермана и Л. Я Арановича [12], наиболее подходящая для работы с парагенезисами гранулитовой и амфиболитовой фаций.

При оценках P-T параметров метаморфизма обычно исходят из предположения, что в минералах, обладающих химической зональностью, центральные и краевые части зерен контактирующих минералов находились в равновесном состоянии в разные моменты времени. В породах гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации чаще всего химической зональностью обладают гранаты; слабая химическая зональность или неоднородность иногда наблюдается в биотитах и плагиоклазах. Для корректной оценки термодинамических условий в минералах с химической зональностью роста учитываются минералы-«узники», парагенезисы и составы которых могут закономерно изменяться от ядра к краевой части минерала-«хозяина» [6].

Можно предположить, исходя из данных микроскопических и микрозондовых исследований, что пиковые условия метаморфизма для гнейсов кольской серии соответствуют максимальным оценкам по центральным частям минералов, слагающих ранний гранулитовый парагенезис $Grt_1+Bt_1+Pl_1$. Значения

температур и давлений при наложении амфиболитовой фации метаморфизма могут быть оценены по краевым частям Grt_1 и по центральным частям новообразованных гранатов Grt_2 в ассоциации с Bt_2+Pl_2 или по краевой части Bt_1.

Программа GRANAT. Сравнивая результаты, полученные с использованием трех Grt-Bt геотермометров [27; 5; 15], следует отметить, что в области умеренных температур (450-600^{o}C) они достаточно близки между собой, как по значениям температур, так и по значениям давлений. Причем, оценки температуры с использованием геотермометра А. Томпсона [27] оказываются незначительно выше, также как и полученные значения давлений с учетом данных геотермометра, определяемых по ряду геобарометрических равновесий откалиброванных Т. Хойшем [19; 20], чем соответствующие значения по двум другим геотермометрам. В более высокотемпературной области наблюдается значительное расхождение в оценках температур и давлений, которое может достигать 100-200^{o}C и 1-3 кбар. Здесь результаты, полученные с использованием геотермометра Дж. Ферри и Ф. Спира [15], оказываются постоянно более высокими, чем соответствующие значения по геотермометрам Л.Л. Перчука и др. [5] и А. Томпсона [27]. Что касается оценки давлений, то их значения оказываются постоянно более высокими с учетом геотермометра А. Томпсона [27].

Программа TPF. Сравнительный анализ результатов полученных при совместном решении Grt-Bt геотермометров и Grt-Pl-Qtz-Sil геобарометров: T_4= A. Thompson [27] и P_4= T. Ghent [18]; T_4= A. Thompson [27] и P_5= L. Aranovich, K. Podlesskii [11]; T_5= L. Perchuk et al [25] и P_4= T. Ghent [18]; T_5= L. Perchuk et al [25] и P_5=L. Aranovich, K. Podlesskii [11] показывает, что в области умеренных температур (500-620^{o}C) они достаточно близки между собой, как по значениям температур, так и по значениям давлений. Оценки P-T значений, определяемые с использованием Grt-Bt геотермометра А. Томпсона [27] и Grt-Pl-Qtz-Sil геобарометров Е. Гхента [18] или Л.Я. Арановича, К.К. Подлесского [11], оказываются незначительно выше, чем соответствующие значения по геотермометру Л.Л. Перчука и др. [25]. В высокотемпературной области наблюдается значительное расхождение в оценках температур и давлений, которое может достигать 50-150^{o}C и 0.5-2 кбар. Оценки P-T значений, полученных с использованием Grt-Bt геотермометра А. Томпсона [27] в сочетании с Grt-Pl-Qtz-Sil геобарометрами Е. Гхента [18] или Л.Я. Арановича и К.К. Подлесского [11], оказываются постоянно более высокими, чем соответствующие значения по геотермометру Л.Л. Перчука и др. [25] в сочетании с Grt-Pl-Qtz-Sil геобарометрами Е. Гхента [18] или Л.Я. Арановича, К.К. Подлесского [11].

Программа TWQ. Оценки термодинамических условий для минеральных парагенезисов из умереннокальциевых гнейсов, полученных, по программе TWQ для области умеренных температур оказываются близкими по своим значениям оценкам, полученным с использованием, выше рассмотренных программ TPF и GRANAT. В более высокотемпературной области для умереннокальциевых гнейсов оценки температур, полученные по программе TWQ, оказываются постоянно более высокими (на 25-132^{o}C), относительно значений, полученных с использований Grt-Bt геотермометров Л.Л. Перчука и др. [5; 25] по программам TPF и GRANAT и, в целом, более низкими (60-80^{o}C) относительно геотермометров А. Томпсона [27], Дж. Ферри и Ф. Спира [15], используемых в программе GRANAT и А. Томпсона [27] – в программе TPF. Что касается оценки давлений, полученных с использованием программы TWQ [13], то их значения постоянно выше на 1-2 кбар соответствующих значений с учетом геотермометров Л.Л. Перчука и др. [5; 25] в программах TPF и GRANAT и ниже примерно на 1 кбар значений давления с учетом геотермометра А. Томпсона [27] – программы TPF и GRANAT. Для высококальциевых гнейсов температура оценивалась по гранат-биотитовому геотермометру при заданном давлении 7 кбар. Значения температур для амфиболитовой ассоциации оцениваются в 718-760^{o}C. Оценки температур для гранулитовой ассоциации, полученные по Р. Берману и Т. Брауну [13] также оказываются более высокими на 55-120^{o}C относительно соответствующих значений, полученных по геотермометру Л.Л. Перчука [5], но являются близкими по своим значениям к оценкам по геотермометрам А. Томпсона [27], Дж. Ферри и Ф. Спира [15].

Таким образом, сопоставление термодинамических значений, полученных по программе GRANAT с использованием Grt-Bt геотермометра Л.Л. Перчука и др. [5], с результатами применения Grt-Bt геотермометра Л.Л. Перчука и др. [25] в сочетании с Grt-Pl-Qtz-Sil геобарометрами Е. Гхента [18] или Л.Я. Арановича и К.К. Подлесского [11] (программа TPF) показало, что различия между ними как по температуре, так и по давлению невелики. При сопоставлении термодинамических значений с использованием геотермометра А. Томпсона [27] наблюдается такая же закономерность. Причем, эта достаточно хорошая, сходимость термодинамических значений, полученных для определенного набора геотермометров и геобарометров, наблюдается независимо от используемой программы. Оценки P-T значений для области умеренных температур оказываются близкими по своим значениям оценкам, полученным с использованием, выше рассмотренных программ TPF и GRANAT TWQ. В более высокотемпературной области, полученные оценки значений по геотермометрам А. Томпсона [27] – программы GRANAT и TPF являются близкими с соответствующими значениями, рассчитанными по программе TWQ, но более высокими, чем соответствующие значения, рассчитанные с учетом геотермометров Л.Л. Перчука и др. [5; 25], по программам - GRANAT и TPF.

Проанализировав полученные данные, мы пришли к выводу, что полученные оценки температуры и давления, рассчитанные по программам GRANAT и TPF с использованием геотермометров Л.Л. Перчука и др.

[5; 25], могут рассматриваться как близкие к реальным P-T значениям, соответствующим условиям формирования гнейсов кольской серии (рис. 1). В пользу использования данных значений свидетельствует присутствие биотита с повышенной магнезиальностью в ранней минеральной ассоциации, который не может быть устойчивым при P-T значениях, полученных с использованием других вышеперечисленных геотермометров и методов (рис. 1).

Ранние парагенезисы. Наличие парагенезиса Grt_{55-69} + Bt_{25-32} (красно-коричневый) ± Sil + Pl_{23-29} ± Kfs+Qtz в умереннокальциевых гнейсах и Grt_{59-69} + Bt_{32-45} (коричневый) + Pl_{69-99} ± Kfs + Qtz в высококальциевых гнейсах свидетельствует о принадлежности изученных пород на кульминационной стадии метаморфизма к начальной гранулитовой фации. Для определения пиковых P-T условий изучены ядра кристаллов гранат-биотит-плагиоклазовых ассоциаций. Для умереннокальциевых гнейсов P-T значения кульминационной стадии метаморфизма оцениваются в интервале 700-800°C и 5.5-7.3 кбар. Для высококальциевых гнейсов оценки составляют – 766-831°C и 8.5-11.3 кбар. Приведенные оценки T и P для высококальциевых гнейсов представляются завышенными, по сравнению с параметрами умереннокальциевых гнейсов, что, возможно, обусловлено спецификой их химизма и, соответственно, возможностями использованных геотермобарометров [9; 10].

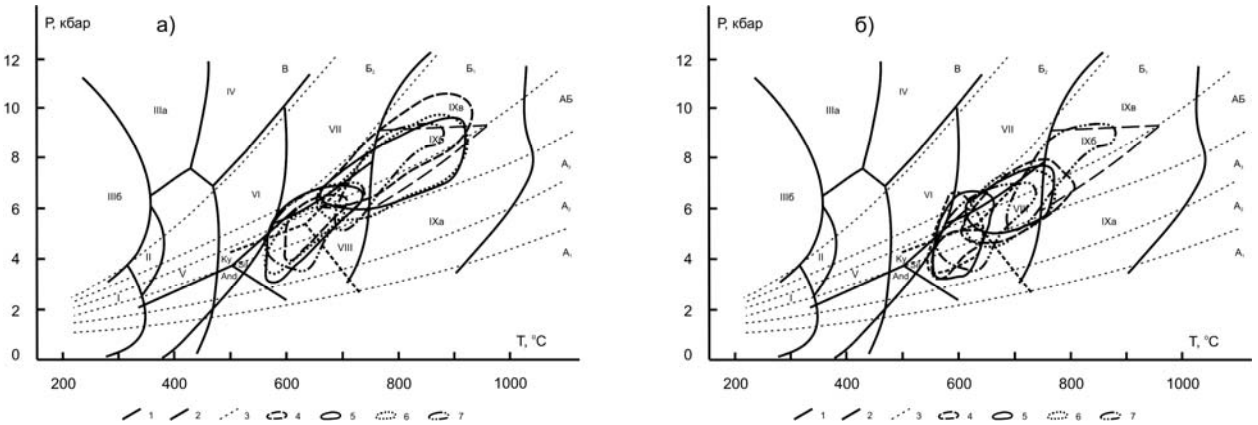


Рис. 1. *Вариации оценок P-T параметров умереннокальциевых гнейсов кольской серии района Пулозеро – Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока. Схема фаций и фациальных серий метаморфизма по В.А. Глебовицкому [2]. Границы: 1 - фаций; 2 - полей устойчивости парагенезисов гранулитов низких, умеренных и повышенных давлений; 3 - геотермические линии разграничивающие фациальные серии. A_1, A_2, A_3, АБ, $Б_1$, $Б_2$, В - фациальные серии. Фации: I - цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая; II пумпеллиит-актинолитовая; IIIа - глаукофан-лавсонитовая; IIIб - глаукофан-цоизитовая; IV - цоизит-кианит-кварцевых сланцев; V - зеленых сланцев; VI - эпидотовых амфиболитов; VII - альмандиновых амфиболитов; VIII - куммингтонитовых амфиболитов; IX - гранулитовая (IXа - низких, IXб - умеренных, IXв высоких давлений). Положение равновесий And-Ky-Sil и тройной точки Al_2SiO_5 показано: сполошными линиями - по Р. Ньютону [22], пунктирными линями - по С. Ричардсону [26]. Поля термодинамических параметров метаморфизма для гнейсов кольской серии определяемых по программам: а) GRANAT: 4 - (T) – A. Thompson [27], P – определено с учетом данных геотермометра по ряду геобарометрических равновесий для ассоциации Grt+Bt+Pl+Qtz±Ms, эмпирически откалиброванных Т. Хойшем [19; 20]; TPF: 5 - (T) – A. Thompson [27], (P) – T. Ghent [18]; 6 - (T) – A. Thompson [27], (P) – L. Aranovich, K. Podlesskii [11]; б) GRANAT: 4 - (T) – Л.Л. Перчук и др. [5], (P) - определено с учетом данных геотермометра по ряду геобарометрических равновесий для ассоциации Grt+Bt+Pl+Qtz±Ms, эмпирически откалиброванных Т. Хойшем [19; 20]; TPF: 5 - (T) - L. Perchuk et al [25], (P) – T. Ghent [18]; 6 - (T) – L. Perchuk et al [25], (P) – L. Aranovich, K. Podlesskii [11]; а, б) TWQ: 7 - P-T значения рассчитаны с помощью компьютерной программы TWQ (версия 2.02) Р. Бермана и Т. Брауна [13].*

Поздние парагенезисы. Парагенезисы Grt_{75-80} + Bt_{38-42} (светло-зеленый) ± $Sil_{(фибролит)}$ ± Crd_{13-17} + Pl_{22-24} + Qtz ± Kfs в умереннокальциевых гнейсах и Grt_{74-81} + Bt_{23-38} (зеленый) + Pl_{63-92} + Qtz в высококальциевых гнейсах свидетельствуют о проявлении ретроградного метаморфизма в изучаемых породах. Для оценок P-T условий ретроградных преобразований были использованы составы минеральных пар в точках их соприкосновения, а также центральные части новообразованных минеральных ассоциаций из рассланцованных разностей пород. Следует отметить, что составы всех минералов переменного состава в краях зерен существенно колеблются в пределах одного шлифа и даже одного зерна, что может свидетельствовать о неравновесности изученных систем. В таком случае можно предположить, что составы контактирующих минералов в местах их соприкосновения находились в равновесии, но каждый из этих участков отражает разные ступени равновесия, которое может быть достигнуто при разных температурах. Причины прекращения реакций на разных ступенях охлаждения могли быть обусловлены исключительно локальными кинетическими факторами [1]. Равновесность соприкасающихся минералов косвенным образом

подтверждается тем, что полученные по ним значения температуры и давления находятся в близкой линейной зависимости друг от друга и, соответственно, не могут рассматриваться как случайные.

Полученные оценки P-T параметров для центральных частей гранатов второй генерации равны 580-640°C и 4.0-6.0 кбар. В целом P-T условия стадии образования внешних зон граната первой генерации при наложенном метаморфизме для большинства образцов из умереннокальциевых гнейсов отвечают параметрам, рассчитанным для центральных частей гранатов второй генерации, и изменяются от 634 до 533°C и от 5.6 до 2.0 кбар. Значения 742 – 655°C и 6.7 – 3.6 кбар, полученные по составам краевой части граната первой генерации и матричного биотита, возможно, отражают самые начальные этапы охлаждения. Оценки температуры и давления ретроградной стадии метаморфизма с учётом биотитов, включенных в гранат первой генерации, определяются в интервале 620-450°C, а с учётом биотитов, включенных в гранат второй генерации, равны 530-520°C, что в среднем на 100°C ниже, чем расчеты в ассоциации с матричными биотитами. Полученные оценки P-T параметров для краевых зон гранатов второй генерации равны 644-533°C и 5.3-2.2 кбар.

Температуры, полученные по краям соприкасающихся гранатов и кордиеритов с использованием Grt-Crd геотермометров: A. Thompson [27]; M. Holdaway, S. Lee [21]; P. Wells [29]; Т.В. Лаврентьева, Л.Л. Перчук [3]; A. Bhattacharya [14]; Л.Л. Перчук [7]; V. Fonarev et al. [16] и Grt-Crd-Sil-Qtz геобарометров - P. R. Wells [29] и A. Thompson [28] имеют разброс от 535°C до 717°C и 535°C до 715°C, соответственно, а значения давления от 7 до 8 кбар. Оценки температур и давлений с использованием Grt-Crd-Sil-Qtz геотермобарометров Л.Л. Перчука и др. [25] и Л.Я. Арановича, К.К. Подлесского [11] в 572-668°C и 5.6-6.0 кбар, 592-655°C и 4.1-4.2 кбар, соответственно, хорошо согласуются с данными по гранат-биотитовой термобарометрии и отвечают P-T условиям наложенной амфиболитовой стадии.

P-T параметры, полученные для центральных частей гранатов второй генерации из высококальциевых гнейсов равны 600-675°C и 5.0-7.7 кбар. Оценки P-T условий стадии роста граната первой генерации для образцов из высококальциевых гнейсов укладываются в интервал 611-675°C и 5.5-8.0 кбар и хорошо согласуются с результатами по ядерным зонам гранатов второй генерации [9; 10].

Архейский метаморфизм в гнейсах кольской серии соответствует типу умеренных давлений по Глебовицкому [2]. Общая эволюция P-T режимов метаморфизма по оценкам P-T параметров соответствует серии АБ, промежуточной между And и Ky-Sil типами [2]. Однако, судя по минеральным парагенезисам, мы относим его к андалузит-силлиманитовому типу.

Литература

1. ***Герасимов В.Ю.*** Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий – М. : Наука, 1992. – 129 с.
2. ***Глебовицкий В.А.*** Минеральные фации как критерии оценки P-T параметров метаморфизма. В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. – Л. : Наука, 1977. – С. 5-39.
3. ***Лаврентьева Т.В., Перчук Л.Л.*** Кордиерит-гранатовый термометр. ДАН СССР. – 1981. – Т. 259. – № 3. – С. 697-700.
4. ***Перчук Л.Л.*** Коррекция биотит-гранатового термометра для случая изоморфизма Mn ↔ Mg + Fe в гранате. ДАН СССР. – 1981. – Т. 256. – № 2. – 1981. – С. 441-442.
5. ***Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В.,. Аранович Л.Я и др.*** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма – М. : Наука, 1983. – 197 с.
6. ***Перчук Л.Л., Федькин В.В.*** Эволюция PT-параметров при региональном метаморфизме. Геология и геофизика. – Новосибирск, 1986. – №7. – С. 65-69.
7. ***Перчук Л.Л.*** Взаимосогласование некоторых Fe – Mg-геотермометров на основе закона Нернста: Ревизия. Геохимия. – 1989. – № 5. – С. 611-622.
8. ***Петров В.П.*** Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита / В.П. Петров. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. – 325 с.
9. ***Петровская Л.С., Петровский М.Н., Базай А.В.*** Метаморфизм гнейсов кольской серии района Полнек-Тундры (Центрально-Кольский блок) – Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Международное (X Всероссийское) петрографическое совещание: Петрография XXI век». Т.3. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. – С. 223-225.
10. ***Петровская Л.С., Петровский М.Н., Базай А.В.*** Термодинамические условия образования гранатов из высококальциевых гнейсов кольской серии района Полнек-Тундры (Центрально Кольский блок). XV Российское совещание по экспериментальной минералогии. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – С. 292-294.
11. ***Aranovich L.YA., Podlesskii K.K.*** Geothermobarometry of hiqh-grade metapelites: simultaneously operating reactions. Evolutions of Metamorphic Belts, Geological Society Special Publication. – London, 1989 – № 43. – P. 45-61.
12. ***Berman R.G., Aranovich L. Ya.*** Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Canadian Mineralogist. – 1991. – V. 29. – P. 833-855.
13. ***Berman R.G.*** Optimized standard state and solution properties of mineral: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2. Contrib. Miner. Petrol. – 1996. – V. 126. – № 1-2 – P. 1-24.

14. ***Bhattacharya A., Mazumdar A.C., Sen S.K.*** "Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites". Amer. Mineral. – 1988. – V.73. – N.3-4. – P. 338-344.

15. ***Ferry J.M., Spear F.S.*** Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contr. Miner. and Petrol. – 1978. – V.66. – P.113-117.

16. ***Fonarev V.I., Konilov A.N, Graphchikov A.A.*** Geological thermometry and barometry of metamorphic complexes: Central Kola Archean granulite-gneiss region. Int. Geol. Rev. – 1991 b. – V. 33 – P. 743-783.

17. ***Fonarev V.I., Konilov A.N, Graphchikov A.A.*** A Consistent system of geothermometers for metamorphic coplex. Int. Geol. Rev. – 1993. – V. 35 – P. 401-435.

18. ***Ghent T.D.*** Plagioclase- garnet-Al_2O_3-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. Amer. Miner. – 1976. – V. 61. № 7-8. – P. 710-714.

19. ***Hoisch T.D.*** Emperical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. Contrib. Mineral. and Petrol. – 1990. – V. 104. – P. 225-234.

20. ***Hoisch T.D.*** Equlibria within the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase, and implication for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. Contrib. Mineral. and Petrol. – 1991. – V. 108. – P. 43-54.

21. ***Holdaway M.J., Lee S.M.*** Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. Contrib. Mineral and Petrol. – 1977. – V. 63. – P. 175-198.

22. ***Newton R.C.*** Kyanite-andalusite-equilibrium from 700 to 800 C. Science, 1966 – V. 151. – № 3732. – P. 170-172.

23. ***Newton R.C., Haselton H.T.*** Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer // Thermodynamics of Minerals and Melts. – New-York : Springer, 1981. – P. 131-147.

24. ***Perchuk L.L.*** Thermodinamic control of metamorphic processes. Energetics of geological processes. – New-York : Springer-Verlag, 1977. – P. 285-352.

25. ***Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V., Kotelnikov A.R., Petric I.*** Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian. Geologisky Zbornik-Geologica Carpatika, 1984. – V. 35. – № 1. – P. 105-155.

26. ***Richardson S.W., Gibert M.C., Bell P.M.*** Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. // Amer. J. Sci., 1969. – V. 267. – № 3. – P. 259-272.

27. ***Thompson A.B.*** Mineral reaction in pelite roks. 11 Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Amer. J. Sci. – 1976. – V. 276. – № 4. – P. 425-454.

28. ***Thompson A.B.*** Mineral reaction and mineral equilibria and their use in geothermometry, geobarometry". In: Thermometric Et Barometric Geologiques, Lagache m. (Ed.) / Soc. 7 Ranc. Mineral. Crystall. – 1984. – V. 1. – P. 174-199.

29. ***Wells P.R.A.*** P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland. J. Geol. Soc. London. – 1979. – V. 136. – P. 663-671.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ (ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКИЙ БЛОК)

Л.С. Петровская, М.Н. Петровский

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: petrovsk@apatity.ru

Для оценки условий образования магматической породной ассоциации эндербитов рассматриваются физико-химические модели расплавных систем, фазовые равновесия в которых определяются давлением флюида H_2O+CO_2. Анализ фазовых превращений в них производился с учетом порядка появления в ликвидусной области только линий разложения – образования $2Opx+Ort+H_2O = Opx+Bt+Qtz$ [2; 3].

Для решения петрологической проблемы формирования породной эндербит-чарнокитовой ассоциации М.И. Дубровским [2; 3] была рассмотрена реакция образования фазовой ассоциации Qtz+En+Kfs+L+V. За основу принято обоснованное объяснение причин появления ассоциации Kfs и Opx данное В. Латом [9] при изучении системы q-fo-kp-H_2O. В. Латом рассматривалось два варианта образования гранитной ассоциации: 1) в системе происходит кристаллизация при низких значениях PH_2O, до появления на ликвидусе флогопита с образованием ассоциации En+Kfs+Qtz +(H_2O); 2) когда $P_{флюида}$ достаточно для появления на ликвидусе флогопита, но в составе флюида не достаточно воды для полного использования Ort или En, чтобы получить Phl, и тогда образуется ассоциация Kfs+Opx+Phl+Qtz. Подобные варианты рассматривались М.И. Дубровским [2] в более сложных «гранитных» системах.

М.И. Дубровским [3] с учетом всех известных экспериментов и природных наблюдений над эндербит-чарнокитовой породной ассоциацией, которая выделяется по присутствию ортопироксена [5], были предложены три варианта условий появления Opx в гранитных породах:

«1) недостаточно высокое значение PH_2O – образуются следующие минеральные ассоциации: а) Kfs+Pl+Crd+Opx+Qtz+V; б) Kfs+Pl+Gr+Opx+Qtz+V в) Kfs+Pl+Cpx+Opx+Qtz+V – пироксеновые чарнокиты;

2) высокое давление сложного флюида, в котором недостаточно воды для полного прохождения реакции гидратации – образуются следующие минеральные ассоциации: а) Kfs+Pl+Crd+Opx+Bt+Qtz; б) Kfs+Pl+Gr+Opx+Bt+Qtz в) Kfs+Pl+Cpx+Opx+Bt+Qtz – биотитовые чарнокиты; г) Kfs+Pl+Cpx+Opx+Bt+Amf+Qtz – биотит-амфиболовые чарнокиты;

3) высокое значение давления воды, но количество ort-минала в расплаве меньше, чем (en+fs)-миналов – образуются ассоциации Bt+Opx, но без Kfs – различные минеральные разновидности эндербитов…» [3; стр. 80].

Для изученной нами магматической породной ассоциации Opx±Cpx+Bt+Pl+Qtz наиболее подходит третий вариант появления Opx в эндербитах с учетом того, что у нас присутствует сложный флюид (H_2O+CO_2).

Для оценки термодинамических условий кристаллизации эндербитов воспользуемся экспериментально-теоретическими моделями кристаллизации гранитных расплавов с различными соотношениями содержания летучих компонентов, представленных в виде H_2O+CO_2, которые являются главными компонентами во флюидной фазе магматических систем. В связи с тем, что образование плутонических гранитоидных пород не может происходить из «сухих» или недосыщенных флюидом магм, мы рассматриваем образование гранитных систем при насыщении их сложным флюидом. Давление флюида является внешним интенсивным параметром, который оказывает огромное влияние на фазовые превращения в расплавной системе. В результате чего создаются условия существования кристаллизующегося расплава с вполне подвижным поведением флюида.

Термодинамические условия формирования ассоциации Bt+Opx можно оценить по пересечению линии устойчивости изученных биотитов (средняя железистость равна 45%) с линиями кварц-полевошпатовых солидусов, характеризующимися различными соотношениями летучих компонентов (H_2O+CO_2) (рис. 1). Область существования нижнего предела устойчивости исследованных биотитов ограничивается нонвариантными точками для данного состава и положением ликвидуса, которое соответствует появлению биотита выше этих нонвариантных точек при $P = PH_2O \approx 2$ кбар, $P = P0.75H_2O+0.25CO_2 \approx 2.5$ кбар, $P = P0.50H_2O+0.50CO_2 \approx 3$ кбар и температурном интервале T = 750-820 °C. Верхний предел давления сложного флюида ограничивается нонвариантными точками для амфибола с железистостью (45%) и положением ликвидуса, которое соответствует появлению амфибола выше этих нонвариантных точек при $P = PH_2O \approx 3.0$ кбар, $P = P0.75H_2O+0.25CO_2 \approx 3.6$ кбар, $P = P0.50H_2O+0.50CO_2 \approx 4.1$ кбар и температурном интервале T = 720-810 °C, так как в эндербитах присутствуют зерна клинопироксена, но нет магматического амфибола ($Cpx+Pl+H_2O=Hbl+Qtz$), т.е. давления флюида не достигало тех значений, при которых амфибол мог кристаллизоваться из расплава.

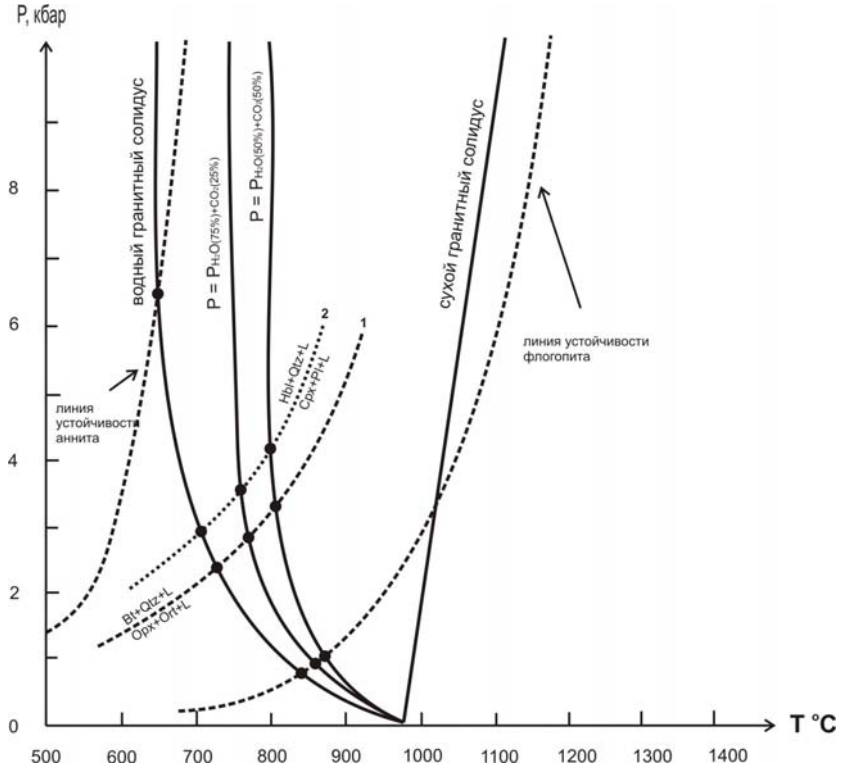


Рис. 1. *Схематическая P - T проекция ликвидус-солидусного равновесия для магматической гранитной минеральной ассоциации Opx±Cpx+Bt+Pl+Qtz. 1 - линия устойчивости биотита с железистостью f = 45%, 2 - линия устойчивости амфибола с железистостью f = 45% [2]. Линии: водного гранитного солидуса по [4]; водно-углекислотных гранитных солидусов по [8]; "сухого" гранитного солидуса по [7]; устойчивости аннита по [1]; устойчивости флогопита [6]. Черными кружками обозначены нонвариантные точки в местах пересечения линий устойчивости минералов с водными и водно-углекислотными гранитными солидусами. Линия устойчивости флогопита "сухой" гранитный солидус не пересекает.*

Таким образом, температура кристаллизации эндербитов из расплава оценивается в интервале 700-820 ^{o}C при давлении сложного флюида не ниже 2 кбар.

Литература

1. ***Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж***. Породообразующие минералы, т. 2 / Цепочечные силикаты. – М.: Мир, 1965. – 405 с.
2. ***Дубровский М.И.*** Парагенетический анализ минеральных ассоциаций минеральных ассоциаций гранитоидов. – Л.: Наука, 1987. – 256 с.
3. ***Дубровский М.И.*** Комплексная классификация магматических горных пород. – Апатиты : Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. – 234 с.
4. ***Йодер Г.С., мл. Тили К.Э.*** Происхождение базальтовых магм (Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем).– М.: Мир, 1965, 248 с.
5. Магматические горные породы, т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. – М. : Наука, 1987. – 438 с.
6. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под редакцией *В.С. Попова и О.А. Богатикова*. – М. : ЛОГОС, 2001. – 768 с.
7. ***Файф У.*** Несколько мыслей о гранитных магмах / У. Файф // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. – С. 173-187.
8. ***Holloway J.R.*** Fluid in the evolution of granitic magmas: consequences of finite CO_2 stability / J.R. Holloway // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1976. – V. 87. – № 10. – P. 1513-1518.
9. ***Luth W.C.*** Studies in the system $KAlSiO_4$-Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O (Inferred phase relations and petrologic applications). J. Petrol. – 1967. – V. 8. – № 3. – P. 372-416.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ГАББРО-ЛАБРАДОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.И. Пожиленко[1], М.К. Радченко

[1]Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru

Кольский регион является одним из уникальных регионов мира по разнообразию разновозрастных анортозитов, а также их типов и ассоциаций. Сформированы они были в разные этапы раннего докембрия и в разных структурных зонах. Массивы существенно различаются по строению, составу, породным парагенезисам, вторичным преобразованиям, характеру и масштабам оруденения. Наиболее широко развиты анортозиты, выделяемые в составе двух формаций: габбро-анортозитовой и габбро-лабрадоритовой [3, 4, 5].

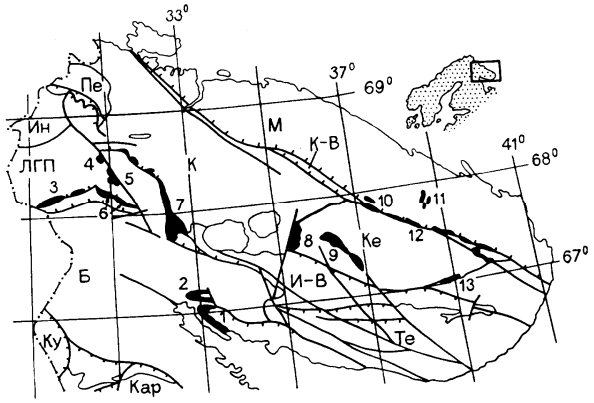


Рис. 1. *Схема размещения массивов габбро-анортозитов (1-7) и габбро-лабрадоритов (8-13). Массивы: 1 – Колвицкий, 2 – Кандалакшский, 3 – Яврозерский, 4 – Вулвара, 5 – Пыршин, 6 – группы Вуим-Элгорас, 7 – Главного хребта, 8 – Цагинский, 9 – Щучье-Медвежьеозерского комплекса, 10 – Потчемварака, 11 – Погерьяврского и Северо-Кейвского комплексов, 12 – Ачинский, 13 – Пачинский. Блоки: М – Мурманский, ЦК – Центрально-Кольский, Б – Беломорский, ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс*

Интрузивные тела габбро-лабрадоритов развиты исключительно в восточной части полуострова, преимущественно в пределах Кейвской зоны (рис. 1). Это массивы Цагинский, Пачинский, Медвежье-Щучьеозерского и Ачинского комплексов. Габбро-лабрадоритами сложены также небольшие тела, расположенные в пределах Мурманского блока – в р-не оз. Погеръявр и горы Патчемварака. По результатам U-Pb и геохронологии получается, что все продатированные массивы были сформированы в позднем архее. Возраст массивов: Цагинского - 2659±3, Медвежье-Щучьеозерскогого – 2663±7, Ачиского – 2678±16 млн. лет, т.е. сближенный, тогда как для массива Патчемварака - 2925±6 млн. лет [1, 3, 5].

Первичные текстуры, структуры и минеральные парагенезисы лучше всего сохранились в породах Цагинского массива, Медвежьеозерского и Погерьяврского комплексов [6, 7].

В породах Цагинского массива отчетливо выражены полосчатые и директивные текстуры. Анализ породных и минеральных парагенезисов позволяет выделить два ряда пород. Верхняя зона представлена рядом: лабрадориты → габбро-лабрадориты → габбро → титаномагнетитовые габбро → титаномагнетитовые троктолиты → титаномагнетитовые ультрабазиты (оливиниты, пироксениты) → титаномагнетитовые руды. Нижняя зона представлена рядом: оливиниты → перидотиты → клинопироксениты → габбро → габбронориты. Установлено, что в верхней зоне оливин и ортопироксен более магнезиальны, а плагиоклаз более основной, чем в нижней зоне [7]. Для клинопироксена такая закономерность не выявляется. Области составов этого минерала для обеих зон перекрываются и ограничиваются полем авгита (рис. 2), в котором содержание ферросилитового минала составляет 18-26%. В разрезе верхней зоны сверху вниз возрастает железистость фемических минералов и уменьшается основность плагиоклаза. Противоположная тенденция характерна для габбро – габброноритовой нижней зоны: увеличение железистости тех же минералов и уменьшение основности плагиоклаза от ранних ультрабазитов и меланократовых габбро к более поздним габбро и габброноритам. Таким образом, устанавливается принадлежность пород верхней и нижней зон к разнонаправленным (навстречу друг другу) кумулятивным сериям. Такой вывод согласуется с геологическими наблюдениями, свидетельствующими о более ранней кристаллизации габбро-лабрадоритов и лейкогаббро по отношению к краевым габброидам.

В Медвежьеозерском и Погерьяврском комплексах набор пород довольно ограничен. Преобладающей разновидностью являются лейкогаббро и габбро-лабрадориты. Меньшее распространение имеют оливиновые габбро, габбронориты и троктолиты. Первые две разновидности, наряду с лейкогаббро и габбро-лабрадоритами участвуют в строении дайковых тел и залежей. Троктолитами сложена нижняя часть одной из пластовых залежей. Для пород обоих комплексов характерны заметные вариации состава породообразующих минералов, причем более значительные для Медвежьеозерского комплекса. Область составов клинопироксенов в породах этого комплекса расширяется по сравнению с клинопироксенами Цагинского массива и они относятся к авгиту и диопсиду (рис. 2). Диопсид встречен в лейкогаббро самого крупного массивного тела в северо-западной части Медвежьеозерского пояса и в диабазовом плагиопорфирите юго-восточной пластовой залежи. Составы оливинов и ромбических пироксенов близки во всех перечисленных комплексах и в Цагинском массиве. Повсеместно устанавливается пижонит. В разрезах пластовых залежей Медвежьеозерского и Погерьяврского комплексов снизу вверх закономерно возрастает железистость

оливинов и пироксенов. Более железистый состав этих минералов установлен в дайках оливиновых габброидов [6, 7]. Преобладающей разновидностью плагиоклаза в обоих комплексах является лабрадор, как и в габброидах Цагинского массива.

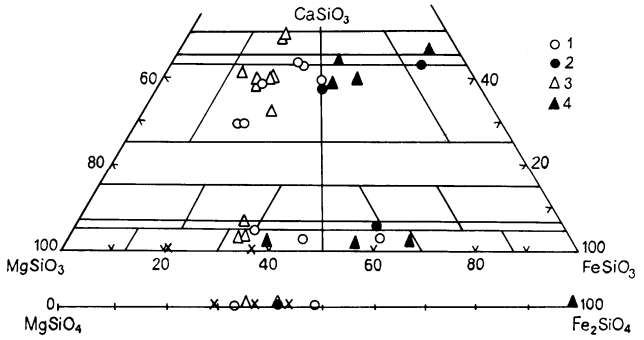


Рис. 2. *Состав оливинов и пироксенов, по (Гинзбург, 1970). Цагинский массив: 1 – ультрабазиты и базиты; 2 – монцодиориты и монцониты. Медвежьеозерский комплекс: 3 – базиты; 4 - калишпатовые габброиды, монцодиориты и монцониты.*

Отличительной особенностью оливиновых габброидов Медвежьеозерского комплекса является их порфировидная структура, выраженная крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, погруженными в среднезернистую матрицу, которая имеет сукофитовую и офитовую структуры. Сходные структурные особенности характерны для «краевых» габброидов Цагинского массива и базитов Погерьяврского комплекса, но в этих породах матрица более мелкозернистая и чаще подвержена вторичным изменениям.

Самые распространенные породы всех габбро-лабрадоритовых комплексов – габбро-лабрадориты и лейкогаббро имеют преимущественно гигантозернистое строение. Размер таблиц плагиоклаза достигает 15 см. Характерной чертой этих пород является также присутствие антипертитового и интерстициального калиевого полевого шпата и, нередко, – кварца (до 1.5%). В лейкогаббро и плагиоклазитах массивов г.Потчемварек отмечается высокая основность плагиоклаза (70-85% анортита), что существенно отличает их от всех известных габбро-лабрадоритовых массивов региона.

Для габбро-лабрадоритовых комплексов можно говорить о существенно двупироксен-оливиновой тенденции в распределении темноцветных минералов: оливин, орто- и клинопироксен являются «сквозными» минералами. В наименее измененных породах устанавливается совпадение реального и нормативного составов.

Калишпатовые габброиды, монцонитоиды, диориты и сиениты, находящиеся в пространственной связи с габбро-лабрадоритами, характеризуются унаследованностью минерального состава от ранних базитов. В них наблюдается аналогичный парагенезис темноцветных минералов - оливин+клинопироксен+ортопироксен, а для пироксенов характерны структуры распада. Общей особенностью средних пород является порфировидная и монцонитовая структуры с элементами бластической, а также ассоциация в них высокожелезистых фемических минералов, калиевого полевого шпата, низкоосновного плагиоклаза, иногда – кварца. Фаялит и геденбергит встречаются даже в порфировидных сиенитах, ассоциирующих с габбро-лабрадоритами.

Участие в складчатости и метаморфизме значительно изменили облик и состав габбро-лабрадоритов. В наибольшей степени преобразованы массивы Северо-Кейвского пояса, Пачинский и г.Потчемварек. Первичные текстуры и структуры в породах сохранились лишь в центральных частях интрузивных тел, имеющих значительную мощность. В большинстве своем ультрабазиты и базиты превращены преимущественно в плагио-амфиболовые и амфиболовые сланцы. В гигантозернистых габбро-лабрадоритах и лейкогаббро сохранился лишь крупнотаблитчатый первично-магматический плагиоклаз, испытавший различные стадии грануляции и перекристаллизации. Из темноцветных первичных минералов в ультрабазитах редко встречаются реликты оливина. Главным минералом в метабазитах является роговая обманка. Второстепенные минералы – тремолит, хлорит, куммингтонит, биотит, эпидот, клиноцоизит, гранат, сфен и карбонат.

Основность плагиоклаза в метабазитах снижается до 24% анортита в плагио-амфиболовых сланцах. Роговая обманка в Цагинском массиве представлена магнезиальной разновидностью и чермакитом (по классификации Лика), а в Медвежьеозерском комплексе – ферро-чермакитом. Более разнообразен состав роговых обманок в Ачинском массиве, где встречается и ферророговая обманка. Для массивов г.Потчемварек характерны магнезиальная и актинолитовая роговые обманки.

Гранат не имеет широкого распространения в габбро-лабрадоритовых комплексах. В Цагинском массиве кроме первично-магматического (автометаморфического?) граната, расположенного в келифитовых каймах на границе зерен плагиоклаза и титаномагнетита, гранат приурочен к зонам динамометаморфизма. В Медвежьеозерском комплексе в метаморфизованных лейкогаббро и габбро-лабрадоритах содержится до 5% граната. В Ачинском массиве гранат установлен преимущественно в мезо- и меланократовых метабазитах, а в габбро-лабрадоритах и лейкогаббро этого комплекса он встречается редко. В пластовых телах метабазитов синклинория Большие Кейвы гранат сконцентрирован в зальбандовых зонах [2]. По химизму гранаты всех комплексов относятся к гроссуляр-альмандинам. В Цагинском массиве в них установлено более высокое содержание альмандинового компонента (71-73%), чем в Медвежьеозерском комплексе. Содержание пиропового минала в среднем составляет 5% с максимумом в бластомилонитах по габбро Медвежьеозерского комплекса.

Общей особенностью пород габбро-лабрадоритовых комплексов является преимущественная принадлежность их к нормальному петрохимическому ряду и недосыщенным толеитам, о чем свидетельствуют нормативный оливин и гиперстен в их составе. Лишь незначительная часть пород пересыщена кремнеземом (рис. 3). Составы пород соответствуют базальтам субщелочной и толеитовой серий (рис. 4). В целом породам свойственны высокая железистость, повышенная титанистость и щелочность при значительной роли калия [3].

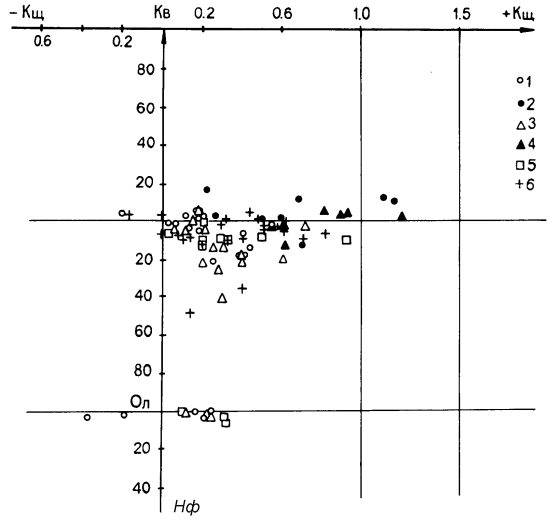


Рис. 3. *Диаграмма соотношений нормативных минералов КВ-ОЛ-НФ и щелочности пород Кейвского комплекса габбро-лабрадоритов (по М.И. Дубровскому, 1987). Цагинский массив: 1 – ультрабазиты и базиты; 2 – монцодиориты и монцониты. Медвежьеозерский комплекс: 3 – базиты; 4 – калишпатовые габброиды, монцодиориты и монцониты. Ультрабазиты и базиты Ачинского (5) и г .Потчемварек (6) массивов.*

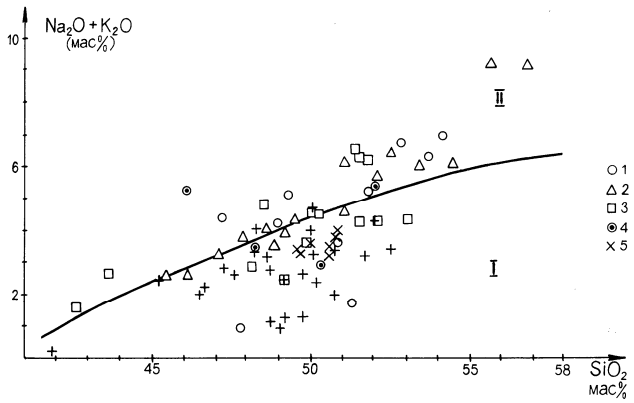


Рис. 4. *Диаграмма (Na_2O+K_2O)–SiO_2. Цагинский массив: 1 – ультрабазиты и базиты; 2 – монцодиориты и монцониты. Медвежьеозерский комплекс: 3 – базиты; 4 - калишпатовые габброиды, монцодиориты и монцониты. Ультрабазиты и базиты Ачинского (5) и г. Потчемварек (6) массивов.*

На корреляционной петрохимической диаграмме М.И.Дубровского породы габбро-лабрадоритовых комплексов преимущественно соответствуют натриевой и калиевой сериям, магнезиально-железистой и железистой подсериям (рис. 6). При сопоставлении массивов и комплексов на петрохимических диаграммах обнаруживается значительное сходство Цагинского и Ачинского массивов. В формировании Цагинского массива выделяется два этапа (рис. 5).

Первый этап соответствует стадии формирования верхней зоны и характеризуется антидромной направленностью развития ряда пород. Со вторым этапом связано формирование нижней зоны с гомодромной направленностью развития. Тренд дифференциации Ачинского массива отражает эволюцию расплава в промежуточном магматическом очаге и расположен в области более низких значений $K_ф$ - между эволюционными кривыми Цагинского массива и Медвежьеозерского комплекса (рис. 5).

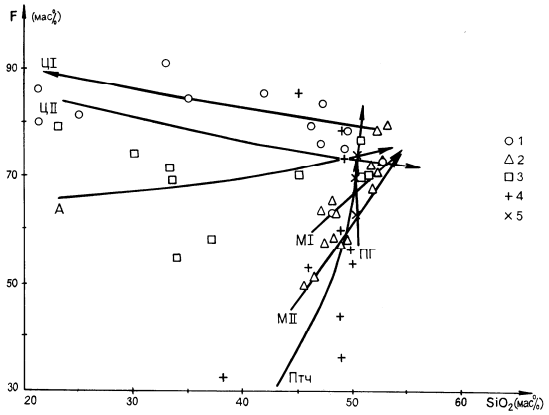


Рис. 5. *Диаграмма соотношений F – SiO_2, где $F=(Fe_2O_3+FeO)\times100/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$ мас.%. Тренды дифференциации массивов: Ц - Цагинского массива нижней зоны (I)и верхней зоны (II); А – Ачинского массива; М – Медвежьеозерского комплекса глубинной (I) и внутрикамерной (II) зон; ПТЧ – массивов г.Потчемварек; ПГ – дифференцированной пластовой залежи Погерьяврского комплекса.*

Медвежьеозерский и Погерьяврский комплексы, а также массивы г. Потчемварек занимают обособленное положение с явной тенденцией к смещению в область более основных и менее железистых составов, характерных для семейства оливиновых толеитов.

Устанавливается сходство трендов глубинной и внутрикамерной дифференциации для Медвежьеозерского комплекса, приведшей в первом случае к формированию контрастных по составу даек, а во втором – дифференцированных пологозалегающих пластин.

Тренд дифференциации массивов г.Потчемварек существенно отличается от остальных и характеризует направленность развития серии по промежуточному пути между известково-щелочным и феннеровским. К нему близка эволюционная кривая развития серии в Западном пластовом теле Погерьяврского комплекса. Развитие серии сопровождалось увеличением содержания железа при постоянстве содержания кремнезема.

На диаграмме соотношений нормативных минералов (рис. 7) область составов габбро-лабрадоритовых комплексов характеризуется широким диапазоном развития плагиоклаза (до 92%), в целом сходным составом нормативного плагиоклаза в разных массивах (за исключением массивов г. Потчемварек) (рис. 6), преобладающей оливин-орто-клинопирок-сеновой ассоциацией, значительными колебаниями в соотношении пироксенов, но с тенденцией в преобладании клинопироксена (рис. 7). При этом для менее измененных пород Цагинского массива и Медвежьеозерского комплекса устанавливается соответствие качественного нормативного минерального состава с модальным составом.

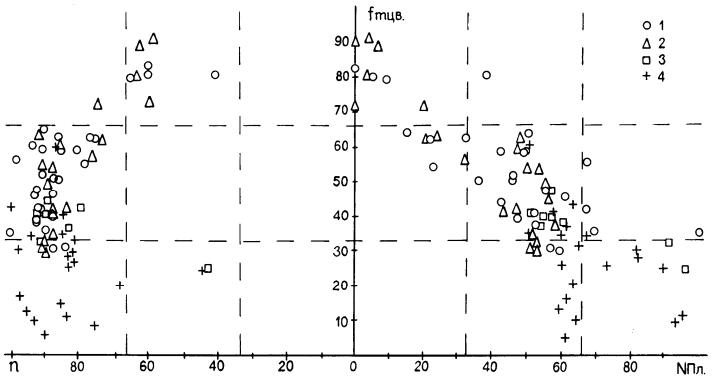


Рис. 6. *Диаграмма соотношений $f_{mцв}$, - № (нормативный номер плагиоклаза) – n. (по М.И.Дубровскому, 1987). Породы массивов: 1 – Цагинского, 2 – Медвежьеозерского комплекса, 3 – Ачинского, 4 – г. Потчемварек.*

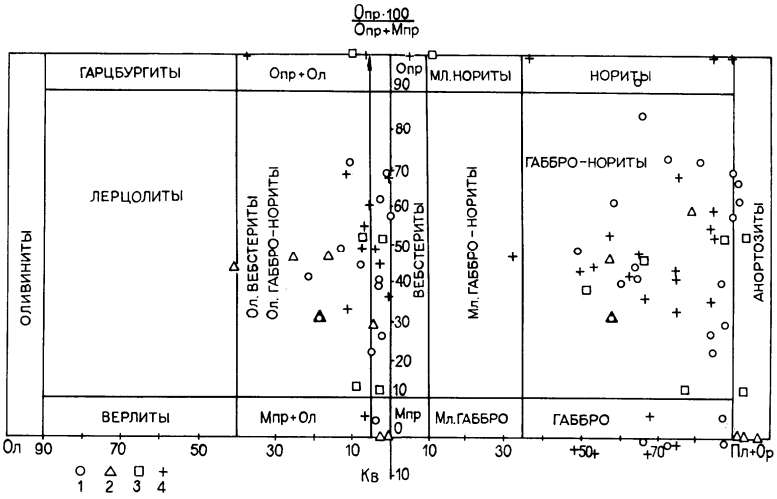


Рис. 7. *Диаграмма соотношений нормативных минералов. Породы массивов: 1 – Цагинского, 2 – Медвежьеозерского комплекса, 3 – Ачинского, 4 – г. Потчемварек.*

Вполне закономерно положение средних пород на петрохимической диаграмме (рис. 6, рис. 7): точки их составов расположены на продолжении эволюционных линий для Медвежьеозерского комплекса и Цагинского массива и соответствуют более железистым и менее натровым породам нормальной щелочности.

На классификационной диаграмме для кварцнормативных пород (рис. 8) выявляется их преимущественная принадлежность к семейству диоритов-сиенитов: к диоритам, монцодиоритам, монцонитам.

Кроме того, выделяется калишпатовая разновидность габброноритов (рис. 9), которая является промежуточной между обычными габброноритами и монцонитами-монцодио-ритами. Ее особенностью является присутствие нормативного оливина. Для средних пород и калишпатовых габброноритов характерны не только повышенные железистость и щелочность, но и повышенные фосфатоносность и титанистость.

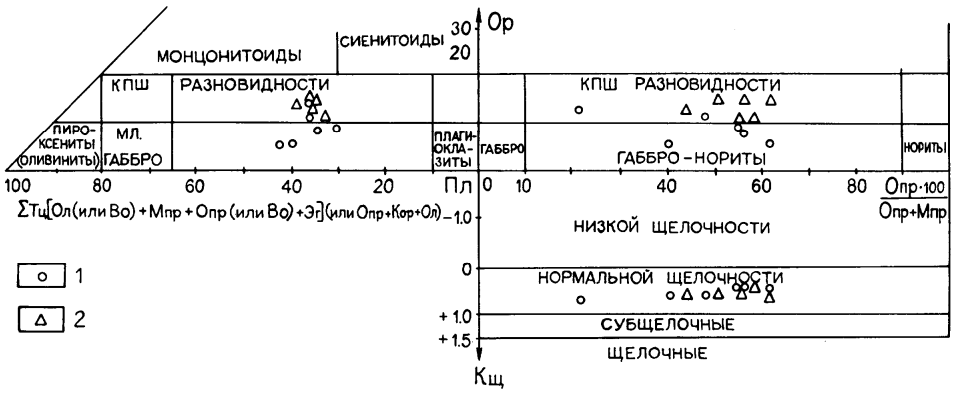


Рис. 8. *Диаграмма соотношений нормативных минералов в габброидах и сиенитоидах. Породы массивов: 1 – Цагинского, 2 – Медвежьеозерского комплекса.*

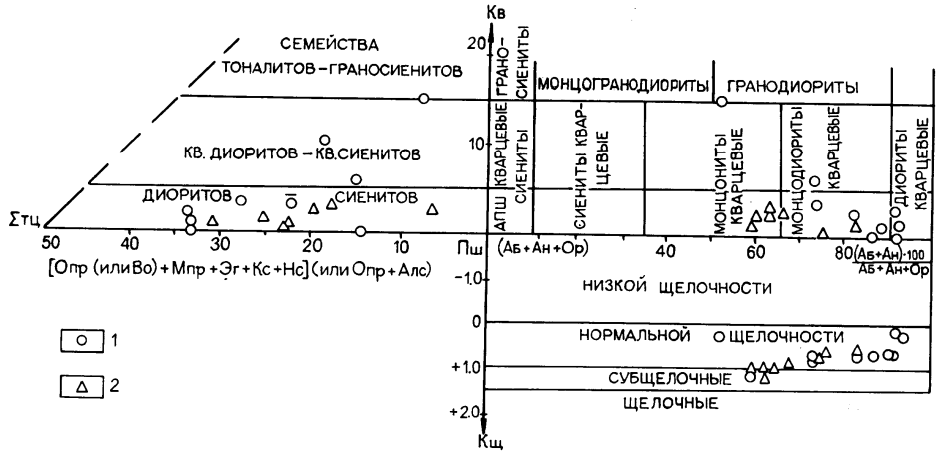


Рис. 9. *Диаграмма соотношений нормативных минералов для средних пород, ассоциирующих с габбро-лабрадоритами. Породы массивов: 1 – Цагинского, 2 – Медвежьеозерского комплекса.*

Литература

1. ***Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р.*** Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2002. – 53 с.
2. ***Мирская Д.Д.*** Петрология метабазитов района Кейв. - Л., Наука,1968. - 168 с.
3. ***Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И, Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кудряшов Н.М.*** Анортозиты северо-восточной части Балтийского щита. // Эволюция петрогенеза и дифференциации вещества Земли. Том 1. – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2005. – С. 149-153.
4. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000 (Под редакцией *Ф.П.Митрофанова*. Авторы: *Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К.*). – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. - 96 с.
5. ***Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.*** Геология рудных районов Мурманской области (под редакцией Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И.). – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. – 359 с.
6. ***Радченко М.К.*** Габбро-анортозитовый комплекс района озер Большое и Малое Ельские – Медвежье (Верхнепонойский блок) // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1987. – С. 40-48.
7. ***Юдин Б.А.*** Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. - Л., Наука, 1980. - 169 с.

НЕКОТОРЫЕ СУЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (К 50-ЛЕТИЮ ВЫХОДА В СВЕТ XXVII ТОМА «ГЕОЛОГИЯ СССР» ПОД РЕД. Л.Я. ХАРИТОНОВА)

А.А. Предовский

Геологический институт КНЦ РАН г. Апатиты, e-mail: felix@geoksc.apatity.ru

XXVII том «Геологии СССР» [4], подписанный к печати 7 марта 1958 года, был посвящен геологии Мурманской области. Редактором и одним из авторов этого тома был Л.Я. Харитонов, геолог-съёмщик и исследователь, значение трудов которого по докембрию восточной части Балтийского щита в полной мере может быть оценено лишь теперь, на новом этапе исследований.

В настоящем кратком сообщении затрагиваются лишь некоторые из проблем геологии Карело-Кольского региона, и рассматривается вклад в их решение Л.Я. Харитонова, человека скромного, доброжелательного и сдержанного, но решительного и последовательного в своих исканиях, чья недолгая жизнь (1910-1964 гг.), в которую вошли и напряженный мирный труд, и защита Отечества на фронтах войны в 1941-1945 гг., является примером самоотверженного служения любимому делу – геологии Европейского Севера России.

Одна из главных проблем объединенного Карело-Кольского региона – его тектоническое районирование и определение характера развития составляющих его поясов (зон) и блоков. В связи с этим необходимо упомянуть о XXXVII томе «Геологии СССР», посвященном Карелии и вышедшем в 1960 г. Редактором тома и ведущим автором был К.О. Кратц, нередко выступавший как оппонент Л.Я. Харитонова. Такой была ситуация и с тектоническим районированием региона.

Карело-Кольский регион связывает единая тектоническая зональность. В эту проблему Л.Я. Харитоновым был внесен решающий вклад: первым из отечественных геологов он обосновал представление о Карельском срединном массиве как о структуре, подобной, по его мнению, Мурманскому и Готскому протократонам. С востока и запада Карельский массив, по Л.Я. Харитонову, обрамляется соответственно Беломорской и Свекофеннской подвижными областями. В обобщенном виде концепция Карельского срединного массива, как протократона, была изложена в последней работе Л.Я. Харитонова [13], подготовленной им в качестве докторской диссертации, но опубликованной без защиты после его кончины в 1964 г. В основе представлений Л.Я. Харитонова о Карельском массиве и других проблемах региона лежит огромный фактический материал геологических наблюдений и съемок, полученный им лично в 1931-1940 годах и позднее с его участием в 1946-1957 годах, а также данные геологических работ съемочного и поискового характера, принадлежащие многим авторам, в том числе его коллегам и ученикам.

В те же годы сформировался и иной подход к интерпретации структуры региона, согласно которому основная часть Карелии в раннем докембрии представляла собой геосинклинальную область, а Беломорье – стабилизированный блок. Первоначально идею о стабилизированном тектоническом режиме Беломорья в протерозое высказал Н.С. Шатский. Она была воспринята карельскими геологами и активно развивалась К.О. Кратцем и его коллегами с применением принципов формационного анализа [6].

Чем завершилась упомянутая дискуссия видно из сводных работ более позднего времени [3, 5, 11]. Если в первых двух упомянутых сводках видно продолжение дискуссии, хотя и в несколько завуалированном варианте, то последняя обобщающая работа по существу подтверждает несомненную правоту концепции Л.Я. Харитонова в том, что Карельский массив – это протократонная структура архея - раннего протерозоя, в отличие от полициклично развивавшейся в то же время подвижной Беломорской области. Вероятно, последнюю можно рассматривать в качестве гомолога геосинклинальных областей более поздних эпох, т.е. одной из древнейших геосинклиналей. Первым, кто сформулировал эту идею, был А.А. Полканов.

На основании результатов сравнительного изучения северных побережий России и Норвегии, предпринятого геологами названных стран в последние годы XX века [7, 14], а также в связи с определением Б.С. Соколовым [10] положения северо-восточной границы Русской платформы, есть необходимость уточнения схемы тектонического районирования северной части Кольского региона. По-видимому, целесообразно выделение Баренцевоморской структурной области (или системы), которая будет включать в себя Мурманский блок и прилегающий к нему с северо-востока Варангер-Тиманский разрывно-складчатый пояс. Последний располагается в акватории Баренцева моря, а на суше представлен комплексом пород полуострова Рыбачьего. Этот пояс является естественной тектонической границей платформы и переходной зоной к шельфу.

Еще одна важная проблема геологии Карело-Кольского региона, в решение которой серьезный вклад внес Л.Я. Харитонов, – это проблема сиалической протокоры как древнейшего фундамента докембрия. Если в течение длительного времени геологи решались говорить только о фундаменте карелид региона, то, насколько известно автору настоящего сообщения, именно Л.Я. Харитонов [12, 13] первым поставил вопрос о древнейшем фундаменте докембрия, как о раннеархейском пли доархейском образовании. Это было сделано в осторожной форме, но идея нашла сторонников и последователей среди отечественных геологов и к концу 60-ых – началу 70-ых годов XX века появился ряд работ в этом направлении. Проблема независимо развивалась и в зарубежной литературе в форме глобальной концепции «серых гнейсов» или гранодиорит-тоналитового слоя коры. Идеи этого направления получили поддержку со стороны астрономии и планетологии при зарождении и развитии гипотезы полихронно-гетерогенной аккреции Земли, которая, возможно, завершилась формированием сиалической коры при метеоритной бомбардировке планеты за счет ресурсов верхней мантии [2, 9]. Наконец, в последние годы мощный импульс развития в данном направлении был получен в результате обнаружения в Западной Австралии, а

позже и в других районах мира «детритовых цирконов» с возрастом от 3.9 до 4.4 млрд. лет. Эти цирконы, выявленные в древнейших осадочных породах архея, рассматриваются рядом авторов как продукты размыва или иного разрушения сиалической протокоры, возникшей на особом, хадейском, этапе (3.9-4.5 млрд. лет назад), завершившем космическое, догеологическое развитие Земли, после которого возникли первые супракрустальные толщи архея, состоявшие из осадочных и вулканических пород [1, 15].

Складывающиеся в настоящее время аргументированные новыми данными представления о сиалической протокоре Земли имеют важное значение для более глубокого понимания строения и развития земной коры, для разработки новых подходов к проблеме стратисферы нашей планеты и к определению границы стратисферы с подстилающей ее доархейской сиалической протокорой, относящейся к завершающему этапу аккреции Земли [8]. К началу истории постановки и решения этих проблем имеют прямое отношение труды Л.Я. Харитонова.

Наконец, нельзя не вспомнить о тех трудностях, которые преодолевались в двадцатом веке карельскими и кольскими геологами в процессе стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских супракрустальных толщ востока Балтийского щита. Вклад в эту работу Л.Я. Харитонова представляется достаточно серьезным. Особенно важно отметить то, что при проведении своих работ в названном направлении Л.Я. Харитонов пользовался не общепринятыми и формализованными методами, а всякий раз искал возможности разработки новых принципов и методов исследования специфических особенностей изучаемых породных ассоциаций, относящихся к различным этапам развития и уровням общего разреза докембрия. Особенно интересны в этом отношении его методы и полученные результаты для толщ ятулийского уровня, а также подстилающих и перекрывающих их супракрустальных образований. Им выделялись характерные генотипы породных ассоциаций, отражающие влияние не только фациальных факторов седиментогенеза и вулканизма, но и более высоких по иерархическому значению условий тектонического и палеоклиматического характера. Это сближает его по сути дела с такими выдающимися скандинавскими геологами, изучавшими докембрий, как П. Эскола, В. Рамсей, Х. Вяйринен. Недаром Л.Я. Харитонов и его коллеги отказались от представления о степени регионального метаморфизма как показателя геологического возраста пород, а считали ее признаком определенного тектонического режима развития. На этой основе были пересмотрены схемы строения и стратиграфии ряда важных районов, например, Северного Приладожья. Отмеченная черта деятельности Л.Я. Харитонова прослеживается и в работах его учеников и последователей – В.З. Негруцы, Л.Н. Потрубович, Ю.Б. Богданова и других, – немало сделавших для достижения современного состояния стратиграфии докембрия региона.

Объем данного сообщения не позволяет детальнее рассмотреть методы и результаты исследований Л.Я. Харитонова. Невозможно не упомянуть важную черту всех его трудов – постоянный поиск связи между геологическим развитием региона и закономерностями формирования и размещения месторождений полезных ископаемых.

Все написанное выше объясняет тот факт, что исследователи геологии Балтийского щита до сих пор обращаются к наследию Л.Я. Харитонова и в том числе к насыщенному ценными фактическими данными XXVII тому «Геологии СССР».

Литература

1. ***Балашов Ю.А.*** Влияние ранней дифференциации Земли на мантийные и коровые процессы архея-фанерозоя // Геология и минерагения Кольского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 2007, с.207-210.
2. ***Барсуков В.Л.*** Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Земля и Вселенная. 1985, № 3, с.8-16.
3. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987, 231 с.
4. Геология СССР, том XXVII, Мурманская область, ред. Л.Я. Харитонов. М.: Гос. науч.-техн. издат. по геологии, 1958, 714 с.
5. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988, 442 с.
6. ***Кратц К.О.*** Геология карелид Карелии. М.-Л.: изд. АН СССР, 1963, 210 с.
7. ***Митрофанов Ф.П., Предовский А.А. и др.*** Структурная зональность прибрежной области Кольского п-ова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004, т.45, № 1, с.140-149.
8. ***Предовский А.А., Чикирев И.В.*** Проблема стратисферы Земли: когда началась собственно геологическая история планеты // Мат-лы межд. конф. «Наука и образование – 2008». Мурманск: МГТУ, 2008, ч.V, с.41-45.
9. ***Рудник В.А., Соботович Э.В.*** Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984, 349 с.
10. ***Соколов Б.С.*** Поздний докембрий // История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., Недра, 1964, с.15-24.
11. Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск: Кар. филиал АН СССР, 1984, 115 с.
12. ***Харитонов Л.Я.*** Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского п-ова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, пробл. IX, 1960.
13. ***Харитонов Л.Я.*** Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966, 360 с.
14. ***Lyubtsov V.V., Predovsky A.A. et al.*** Neoproterozoic sedimentary rock successions of the Barents and White Sea Coasts of the Kola Peninsula, Northwest Russia. Trondheim, NGU, Rep. № 99.138, 1999, 91 p.
15. ***Wyche E., Nelson D.R., Riganti A.*** 4350-3130 MA detritial zircons in the Sousthern Cross granitic-greenstone terrane, Western Australia: implications for the early evolution of the Ilgarn Craton // Austral. Iourn. Earth Sci., 2004, v.51, pp.31-45.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВУЛКАНИТОВ МАЯРВИНСКОЙ СВИТЫ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА НА РАЗНОЙ ГЛУБИНЕ

П.К. Скуфьин [1], Ю.Н. Яковлев [2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН,г. Апатиты, e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru
[2] (НПЦ "Кольская сверхглубокая"), e-mail: SD3KGL@com.mels.ru

Печенгская структура как часть раннепротерозойского Полмак-Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП), является его наиболее доступным и хорошо изученным фрагментом, широко известным также благодаря заложению и проходке Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), которая по-прежнему остается самой глубокой в мире (12262 м) [1]. Маярвинская вулканогенная свита сариолийского возраста залегает в основании печенгского разреза вулканитов, непосредственно на базальном горизонте элювиальных конгломерато-брекчий и полимиктовых конгломератов телевинской свиты. Основную часть разреза свиты слагают покровы андезибазальтов, андезитов и реже андезидацитов. Кроме лав, встречаются прослои туфов базитового и фельзического составов, а также пластовые силлоподобные тела средне- и крупнозернистых габбро-долеритов. Судя по спорадическому появлению шаровых лав, извержения в ряде случаев происходили под водой. Кольская сверхглубокая скважина вскрывает разрез свиты в интервале 5717.0-6835.0 м. Разрез свиты вскрыт также структурной скважиной Х (глубина 1100 м), которая расположена практически по восстанию свит и горизонтов СГ-3 в 9.5 км к ССЗ от неё. Наличие этих скважин является благоприятным фактором, обеспечивающим возможность сопоставления супракрустальных пород в разрезе СГ-3 с поверхностными и приповерхностными гомологами.

По данным НПЦ "Кольская сверхглубокая" [1], разрез маярвинской свиты в СГ-3 включает в себя три пачки пород (рис. 1), сложенных, в основном, апобазитовыми амфибол-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами. По данным наших исследований [2], разрез свиты в СГ-3 представляет собой переслаивание покровов измененных базальтов и андезибазальтов, реже андезитов с силлами

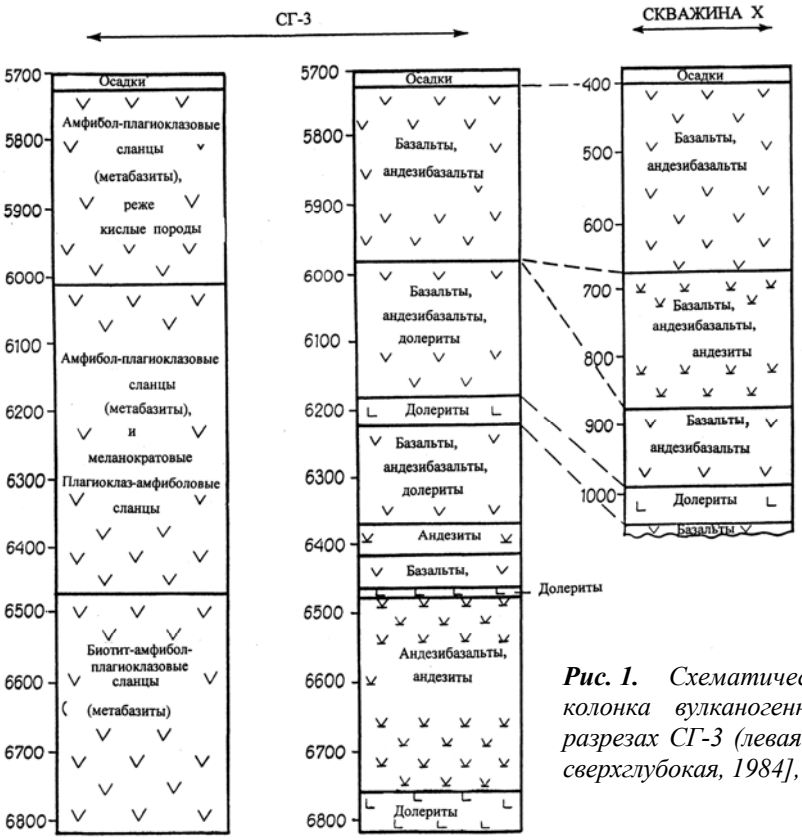


Рис. 1. *Схематическая литолого-стратиграфическая колонка вулканогенных пород маярвинской свиты в разрезах СГ-3 (левая колонка – ранние данные [Кольская сверхглубокая, 1984], правая – по нашим данным) и скв. Х.*

дифференцированных габбро-долеритов (интервалы 6185.0-6220.0, 6345.0-6354.5, 6452.5-6472.5, 6478.0-6491.0, 6613.0-6670.0 и 6758.0-6823.0 м). В разрезе скв. Х вулканиты также в основном представлены покровами базальтов, андезибазальтов и андезитов, реже пикробазальтов, а также редкими силлами габбро-долеритов. В целом разрезы маярвинской свиты в СГ-3 и скв. Х весьма сходны, но не идентичны. Верхняя часть свиты в обоих сопоставляемых объектах представлена чередованием покровов базальтов и андезибазальтов. В то же время в разрезе СГ-3 гораздо большую роль играют пластовые силлоподобные тела

габбро-долеритов. Скв. Х не пересекла разрез свиты полностью и не вскрыла нижние мощные тела габбро-долеритов, отмеченные в основании разреза свиты в СГ-3 (интервалы 6613.0-6670.0 м и 6758.0-6823.0 м). Кроме того, скв. Х не дошла до горизонта среднекислых вулканитов, приуроченного к низам маярвинской свиты в разрезе СГ-3 (6374.0-6420.0 м).

В остальном вулканиты маярвинской свиты в СГ-3 и скв. Х вполне отвечают понятию гомологичности. Однако породы поверхностного и приповерхностного уровней слабо рассланцованы, в них преобладают массивные и миндалекаменные текстуры; структуры пород типичные магматогенные: офитовая, микроофитовая, интерсертальная, вариолитовая, полнокристаллическая, фельзитовая и др. Вулканиты в разрезе СГ-3 характеризуются гораздо большей степенью метаморфизма и тектонического преобразования. В глубинных породах отмечены лишь реликтовые признаки габбро-офитовой структуры в измененных габбро-долеритах, а в основном породы приобретают типичные структуры метаморфических пород – гранобластовую, нематогранобластовую, лепидогранобластовую и др. В глубинных маярвинских породах актинолит преобразуется в роговую обманку. Содержание плагиоклаза снижается, но количество кварца возрастает. В ряде шлифов отмечен вторичный микроклин.

Отмечая значительную роль вулканитов андезибазальтового состава в формировании разреза маярвинской свиты, исследователи печенгского вулканизма обычно относили породы этого уровня к андезибазальтовой формации [2]. Этот вопрос, тем не менее, требует обсуждения. Бесспорно, что андезибазальты составляют значительную часть разреза свиты, вскрытой скважиной СГ-3. Некоторые исследователи приводят для них даже цифру 92%, что вряд ли соответствует истине, ибо одних только базальтоидов в разрезе свиты, по нашим данным, не менее 25%, и около 10% андезитов. Среди вулканитов разреза 5, к северу от СГ-3, соотношение базальтов, андезибазальтов и андезитов составляет, соответственно, 20: 65: 15 (табл. 1). Близкое соотношение (25: 65: 10) и в вулканитах свиты СГ-3 (разрез 5А). Иное соотношение в зонах к западу от СГ-3. В разрезе 1 оно составляет 20: 15: 65 (явное преобладание андезитов и дацитов). В разрез 2 соотношение составляет 30: 45: 25, т.е. налицо преобладание андезибазальтов над базальтами и андезитами. В разрезе 3, на севере структуры, соотношение вулканитов равно 30: 20: 50, налицо преобладание базальтов и андезитов над андезибазальтами, а в разрезе 4, по данным буровой скважины Х, это соотношение составляет 30: 40: 30, т.е. каждый из этих типов пород внес в формирование разреза примерно равную долю. Подобное, иногда достаточно резкое отличие вулканических разрезов соседних, нередко расположенных всего в нескольких километрах друг от друга фациальных зон, было обусловлено, прежде всего, малой подвижностью и высокой вязкостью в поверхностных условиях лав среднекислого состава, способных эффективно участвовать в формировании разрезов лишь в непосредственной близости от центров извержения, представлявших собой небольшие эруптивные центры с автономными источниками питания.

Таблица 1.

Соотношение вулканитов различного состава (об. %) в петрогеохимических разрезах пород маярвинской свиты.

Номер разреза	Базальты	Андезибазальты	Андезиты и дациты
1	20	15	65
2	30	45	25
3	30	20	50
4	30	40	30
5	20	65	15
5А	25	65	10

Примечание. Разрез 1 занимает самое западное положение в структуре, разрез 5 – самое восточное; остальные разрезы занимают промежуточное положение (см. Рис. 1). Разрез 5А составлен по породам СГ-3.

Таким образом, детальные петрогеохимические исследования показали, что вулканические ассоциации маярвинского времени в различных фациальных зонах имеют разный состав, объем и фациальные характеристики. Учитывая все вышеизложенное, представляется целесообразным считать всю совокупность вулканитов свиты продуктом Mg-базальт – андезибазальт – андезит – дацитовой формации, с автономным характером проявления вулканизма в отдельных зонах.

Из данных табл. 2 видно, что вулканиты маярвинской свиты как глубинного, так и поверхностного уровней представлены в основном магнезиальными базальтами, субщелочными базальтами, ферробазальтами, андезибазальтами и андезитами. Базитовые вулканиты свиты относятся, в основном, к кварц-нормативным гиперстеновым, реже оливин-нормативным разновидностям, в то время как андезитоиды – к кварц-нормативным гиперстен-авгитовым породам. Среднекислые вулканиты свиты относятся к магнезиально-железистым и низкоглиноземистым разновидностям – содержание MgO в них колеблется в пределах 3-6%, суммарное содержание Fe – 9-12%, а глинозема – 12-15%. Существенных различий в химическом составе вулканитов из разреза СГ-3 и поверхностного уровня нет (см. табл. 2), что в известной степени подтверждает представления А.А. Предовского (1974) об изохимичности состава вулканитов Печенгской структуры, метаморфизованных в интервале от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма. Глубинные образцы лишь несколько обеднены окисным железом. В целом вулканиты

представлены породами нормальной щелочности и относятся к дифференцированному, непрерывному по кремнекислотности формационному типу.

Таблица 2.

Средний состав (мас. %) наиболее распространенных типов вулканитов маярвинской свиты СГ-3 и поверхностного уровня.

Компоненты	Базальты магнезиальные		Базальты субщелочные		Ферробазальты		Андезибазальты		Андезиты	
	СГ-3 (n = 7)	Поверх. (n = 3)	СГ-3 (n = 3)	Поверх. (n = 12)	СГ-3 (n = 12)	Поверх. (n = 2)	СГ-3 (n = 46)	Поверх. (n = 40)	СГ-3 (n=11)	Поверх. (n = 21)
SiO_2	52.60	53.07	51.53	51.27	48.23	47.64	55.55	55.24	58.36	58.88
TiO_2	0.97	0.87	0.98	1.09	1.66	2.22	0.95	1.00	1.20	1.07
Al_2O_3	12.22	11.96	14.32	14.24	13.41	11.99	14.70	14.06	13.11	13.06
Fe_2O_3	0.35	0.49	2.34	2.38	2.35	7.32	1.48	2.79	2.10	2.90
FeO	10.01	10.37	9.71	9.67	13.67	9.82	8.13	7.96	9.26	7.33
MnO	0.16	0.16	0.17	0.19	0.26	0.18	0.16	0.16	0.14	0.18
MgO	8.58	8.74	6.00	6.11	6.28	7.85	5.64	4.63	3.38	3.19
CaO	9.09	8.86	8.22	8.14	8.55	7.58	7.65	7.43	6.41	6.47
Na_2O	2.34	2.00	3.48	3.29	2.63	2.68	3.19	3.35	3.13	3.23
K_2O	1.37	1.63	1.47	1.03	0.84	0.81	1.55	1.49	1.48	1.80
P_2O_5	0.17	0.14	0.12	0.17	0.18	0.20	0.17	0.17	0.17	0.22
H_2O^-	0.11	0.24	0.14	0.16	0.10	0.25	0.13	0.26	0.08	0.28
H_2O^+	1.85	1.29	1.64	1.94	1.74	1.70	1.29	1.52	1.42	1.45
CO_2	0.18	0.20	0.08	0.07	0.05	0.11	0.10	0.16	0.02	0.23
Сумма	**100.00**	**100.02**	**100.20**	**99.66**	**99.95**	**100.35**	**100.71**	**100.20**	**100.26**	**100.29**

Приведенные в табл. 2 данные в основном не противоречат установленному при детальном картировании процентному соотношению отдельных петрохимических типов вулканитов в разрезе свиты. В таблице 3 приведено содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов в единичных представительных анализах вулканитов маярвинской свиты СГ-3, а также поверхностного и приповерхностного (скв. Х) уровней. Можно отметить некоторое обеднение глубинных образцов литием (до 10-12 г/т в сравнении с 30-40 г/т у поверхностных гомологов, рубидием (до 5-40 г/т в сравнении с 55-100 г/т у поверхностных гомологов), стронцием (на порядок) и барием (в 2-3 раза), а также цирконием (до 30-55 г/т в сравнении с 120-210 г/т у поверхностных гомологов) и ниобием (до 0.6-3.0 г/т в сравнении с 9-18 г/т у поверхностных гомологов).

На диаграмме AFM (рис. 2) часть фигуративных точек, отражающих состав вулканитов свиты, расположена в пределах поля известково-щелочной петрохимической серии (55%), другая - толеит-базальтовой (45%); это, вероятно, объяснятся контаминацией сиалическим материалом коры магматического расплава меланобазальтового состава.

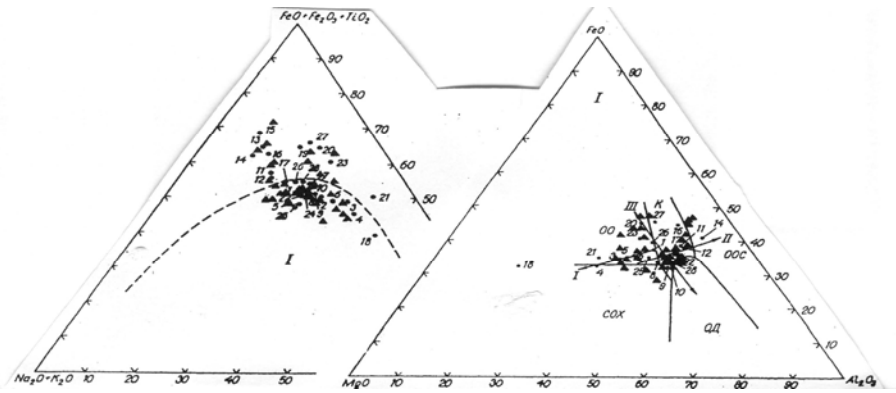


Рис 2. *Диаграммы AFM (слева) и Пирса (справа) для вулканитов маярвинской свиты: Черные треугольники – вулканиты из разреза СГ-3. Оцифрованы образцы гомологов поверхностного уровня. На диаграмме Пирса – поля базальтов: внутриконтинентальных областей (К); океанических островов (ОО); срединно-океанических хребтов (СОХ); островных дуг (ОД) и островов океанических зон спрединга (ООС). Номера точек на всех диаграммах даны по возрастающей - от подошвы к кровле разрезов.*

Таблица 3.

Содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов (мас. %, г/т) в единичных анализах вулканитов маярвинской свиты СГ-3, приповерхностного (скв. Х) и поверхностного уровней.

Компоненты	СГ-3			Поверхностные обнажения и скважина Х					
	Базальт (обр. СГ-6666.4)	Андезибазальт(обр. СГ-6638.0)	Андезит (обр. СГ-6274.0)	Пикрит (обр. Н-91/11)	Базальт (обр. Х-663.0)	Андезибазальт (обр. Х-412.6)	Андезит (обр. Х-453.4)	Андезидацит (обр. Н-91/10)	Дацит (обр. Н-91/14)
SiO_2	53.40	54.04	58.37	49.29	53.36	54.66	58.52	62.28	66.58
TiO_2	0.92	0.86	0.95	1.74	0.68	0.77	1.05	0.61	1.00
Al_2O_3	14.16	14.01	13.41	6.20	14.89	13.91	12.42	11.88	12.36
Fe_2O_3	0.75	1.15	2.70	2.98	2.90	4.86	2.85	2.11	2.80
FeO	9.65	8.05	7.34	9.36	6.10	5.74	7.93	6.12	5.41
MnO	0.19	0.15	0.11	0.22	0.17	0.15	0.17	0.13	0.09
MgO	6.09	5.72	4.75	14.51	5.85	4.90	3.06	3.53	1.12
CaO	8.49	9.23	5.82	10.10	6.35	6.66	4.41	6.95	4.05
Na_2O	3.22	3.52	2.72	0.93	4.00	3.61	4.05	3.91	2.60
K_2O	1.30	1.27	1.38	0.64	2.30	2.01	1.96	0.43	2.47
H_2O^-	0.10	0.12	0.14	0.31	0.24	0.16	0.22	0.17	0.10
H_2O^+	1.74	1.60	1.94	3.38	2.29	1.84	2.07	0.98	1.21
P_2O_5	0.12	0.14	0.21	0.07	0.15	0.11	0.22	0.14	0.22
CO_2	0.10	0.36	0.35	0.19	0.17	0.30	0.61	0.78	0.10
Сумма	**100.23**	**100.22**	**100.19**	**99.92**	**99.45**	**99.68**	**99.54**	**100.02**	**100.11**
Li	12	12	10	не.опр.	33	40	40	не.опр.	не.опр.
Rb	33	20	24	58	61	69	67	65	57
Sr	26	29	31	51	236	414	218	296	181
Ba	100	280	154	360	418	470	418	130	107
U	1.1	0.9	1.1	не.опр.	0.93	0.87	1.06	не.опр.	не.опр.
Th	3.0	4.1	5.5	не.опр.	4.09	4.09	5.45	не.опр.	не.опр.
Zr	33	47	52	118	121	125	155	100	209
Nb	2.8	1.8	2.4	20	9	11	11	10	18
Cu	93	126	151	8	760	120	240	79	74
V	196	236	238	170	210	220	230	160	88
Cr	420	116	39	520	200	57	12	50	18
Co	81	39	30	54	41	39	36	15	8
Ni	140	52	19	740	56	48	24	40	15
La	14	16	24	не.опр.	15	17	25	не.опр.	не.опр.
Ce	42	40	54	не.опр.	38	40	54	не.опр.	не.опр.
Nd	17	18	23	не.опр.	15	18	23	не.опр.	не.опр.
Sm	3.2	3.62	4.70	не.опр.	3.60	3.62	4.70	не.опр.	не.опр.
Eu	1.10	0.97	1.06	не.опр.	0.95	0.97	1.06	не.опр.	не.опр.
Tb	0.7	0.42	0.62	не.опр.	0.40	0.42	0.62	не.опр.	не.опр.
Yb	1.8	1.56	1.96	не.опр.	1.52	1.56	1.96	не.опр.	не.опр.
Lu	0.5	0.24	0.31	не.опр.	0.24	0.24	0.31	не.опр.	не.опр.

Характерно, что фигуративные точки образцов из разреза СГ-3 располагаются на диаграмме совместно с точками поверхностных образцов, что подтверждает данные об их изохимичности. На диаграмме Пирса (Рис. 2) фиксируется более дифференцированное расположение фигуративных точек для вулканитов свиты поверхностного уровня; характерным является наличие трех разнонаправленных трендов. Для андезибазальтов и андезитов нижней части разреза типично увеличение относительного содержания MgO (тренд I), андезибазальтам из средней части присуща противоположная тенденция (тренд II), а для базитовых пород из верхней части характерно изменение соотношения FeO и Al_2O_3 при стабильности MgO (тренд III). Аналогичные тенденции присущи и вулканитам СГ-3.

Литература

1. Кольская сверхглубокая (гл. ред. Козловский Е.А..). Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины. М., Недра, 1984, 490 с.

2. ***Скуфьин П.К., Яковлев Ю.Н.*** Геологическое положение и петрогеохимические особенности вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и в приповерхностной зоне // Глубинное вещество: структура, свойства и состояние в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины. Результаты исследований по проекту МПГК-408 ЮНЕСКО (часть II). Вестник МГТУ. Мурманск. Т. 10, № 2. 2007. С. 173-197.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Н.Н. Трофимов, А.И. Голубев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: trofimov@krc.karelia.ru

Расслоенные интрузивы раннего протерозоя - это уникальное по масштабу геологическое явление на стыке двух эпох и тектономагматических мегациклов. Их одновременное и массовое внедрение на огромной площади Карело-Кольского региона могло быть обеспечено только условиями растяжения. Режим растяжения такого масштаба нами связывается с рифтогенезом, который в раннем докембрии является ведущим процессом наращивания мощности континентальной коры. На смену архейским гранит-зеленокаменным рифтовым поясам [3] в раннем протерозое появляются структуры уже более крупного ранга с характерным типом магматических формаций. На границе Балтийского щита и Русской плиты, области наиболее благоприятной для разрыва сплошности коры, закладывается Беломорско-Лапландская рифтовая структура (рис.1). Впервые коллективом авторов ВСЕГЕИ была выделена Кольская и Карельско – Лапландская рифтогенные системы и составлена схема магматических формаций в масштабе 1:2000000 [5]. Однако системы в единую рифтовую структуру не были объединены. В.Ф. Смолькиным [7] в истории развития этой системы выделено три рифтовых этапа в интервале 2.5-1.9 млрд. лет. Предлагаемая нами идея раннепротерозойского (сумийского) Беломорско-Лапландского рифта в общих чертах была уже опубликована ранее [8]. Принимая схему А.Ф. Грачева [3] развития континентального рифтогенеза в три этапа, можно считать, что Кольский и Карельский геоблоки, образующие плечи рифта, обособились во второй этап. Сформировалась рифтовая структура I порядка – грабен и плечи рифта. Видимо на заключительной стадии II этапа, соответствующей максимальному подъему аномальной мантии (10-20км), на его плечах формируются структуры II порядка – сводовые поднятия: Водлозерское - Сегозерское и Пяозерско – Тикшеозерское, разделенные межсводовыми впадинами – Лехтинской и Шомбозерской (рис. 1). Они унаследуют границы зеленокаменных поясов: первый Сумозерско - Кенозерского и Ведлозерско – Сегозерского, второй - Парандовско – Тикшеозерского [5].

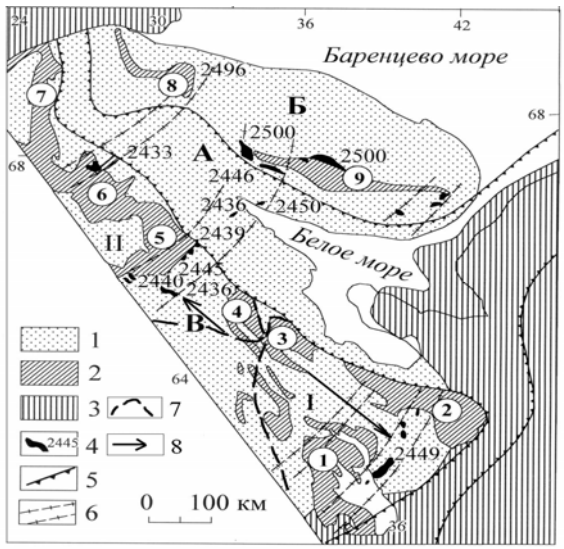


Рис. 1. *Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура: (составлен с использованием материалов: [4], [1]1 - фанерозойские отложения; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 4 - расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и металлогенических субпровинции: А – Беломорская; Б – Кольская (северо-восточное плечо рифта); В – Карельская (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения контролирующие внедрение расслоенных интрузий; 7 - сумийские сводовые поднятия: I – Водлозерско-Сегозерское; II – Пяозерско-Тикшеозерское; 8 – направление воздымания продольной оси свода. Межсводовые впадины: 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская. Компенсационные структуры прогибания: включающий структуры: 1 – Онежская, 2 – Ветреный пояс, 5 – Пана-Куолаярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варгузская. Ятулийский авлакоген (1-7).*

Рассмотрим связь процессов рифтогенеза, сводообразования, внедрения расслоенных интрузий, последующих процессов активизации, на примере Карельского плеча рифта, как наиболее изученного, и Бураковского плутона.

Бураковский плутон является крупнейшим расслоенным массивом Европы. Его площадь составляет 630 км^2, протяженность – 50 км. В эрозионном срезе наблюдается последовательная смена с юго-запада на северо-восток габброидных дифференциатов ультрабазитовыми (рис. 2), что обусловлено продольным наклоном под углом 4˚(0.057). Появление ультрабазитов на юго-востоке Бураковского блока и наиболее широкий срез (до 8 км) ультраосновной зоны на востоке Аганозерского, указывают так же на

наличие поперечного северо-западного склонения. Своеобразная форма интрузива в плане – вытянутый овал с двумя пережимами, хорошо согласуется с конфигурацией систем трещин отрыва при овальном поднятии (рис. 3). Параллельно длинной оси эллипса и бортам интрузива вдоль южного обрамления развита система пологопадающих под массив габброноритовых даек. На юго–западном обрамлении массива, в районе устья р. Водлы, она представлена 4 телами мощностью от 70 до 400 м.

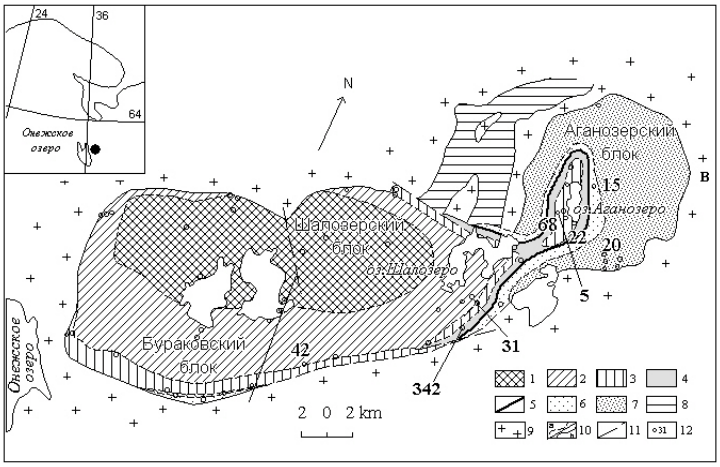


Рис.2. *Геологическая схема Бураковского плутона Протерозой. Зоны расслоенной серии: 1- магнетитовых габбро и долеритов; 2 - пижонитовых габбро-норитов; 3 – габбро-норитов: 4 – переходная; 5-7 – ультраосновная: 5 – главный хромитовый горизонт; 6 – перидотитовая подзона; 7 – дунитовая подзона. Архей: 8 – фрагмент зеленокаменного пояса (метаморфизованные осадки и вулканиты); 9 – гнейсо-граниты, 10 – границы зон расслоенной серии; 11 – тектонические нарушения; 12 – скважины.*

Бураковский плутон является типичным лополитом, блоки которого формой и строением отражают морфологию магматической камеры – воронкообразную с корневой системой Аганозерского и корытообразную – Бураковско-Шалозерского , с узким каньонобразным сочленением между ними. Глубина залегания подошвы интрузива 6-6.5 км на юго-западе и 3.5 км на северо-востоке. Наблюдаемое резкое сужение массива между Аганозерским и Шалозерским блоками кажущееся. Оно обусловлено присутствием, по геофизическим данным, не отпрепарированных эрозией вмещающих пород верхнего экзоконтакта (рис. 3).

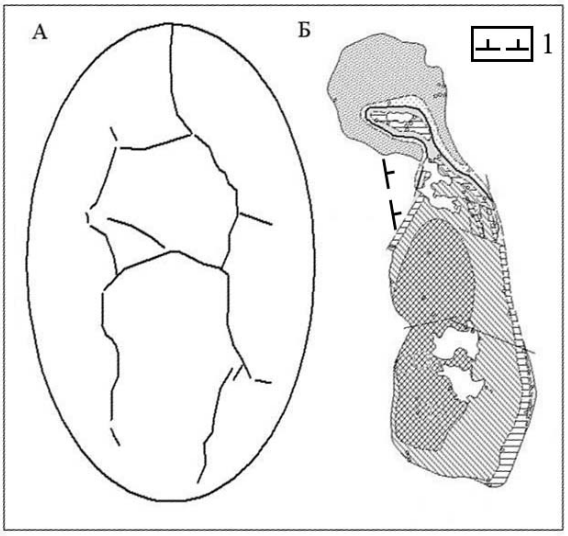


Рис.3. *Сопоставление формы Бураковского интрузива (Б) и системы трещин отрыва на экспериментальной модели овального поднятия по Е.И. Чертковой (А) [2] 1 – предполагаемый контур интрузива на участке не вскрытом эрозией.*

Наличие продольного и поперечного склонений, большая протяженность интрузива позволяют реконструировать сумийское сводовое поднятие, с которым связано внедрение Бураковского лополита (рис. 4) и расслоенных интрузий Монастырско – Шидмозерской группы в районе Ветреного пояса. Ширина свода 250-300 км, протяженность на северо-запад – 350 км. Он имеет клиновидную форму, сужающуюся в направлении Лехтинской структуры, и практически унаследует контуры площади ограниченной Ведлозерско - Сегозерским и Сумозерско – Кенозерским зеленокаменными поясами лопия.

Выполненная реконструкция позволяет предположить наличие на северо-западе Карелии еще одного сводового поднятия занимающего зеркально-отраженное положение относительно вышеописанного, и начинающегося от Шомбозерской структуры (рис. 1). В пределах области максимального воздымания здесь размещается Олангская группа расслоенных интрузий.

Внедрение расслоенных интрузий приурочено к участкам с максимальной амплитудой поднятия и, как следствие, наиболее глубоко эродированным. В обоих сводах обнажены блоки наиболее древних пород серых гнейсов – Водлозерский и Тавоярвинский.

При формировании поднятий между ними образуются межсводовые впадины сумийского возраста – Лехтинская и Шомбозерская (рис. 1). Для сводов характерен плутонический магматизм с узким возрастным интервалом внедрения расслоенных интрузий – 2449-2433 млн. лет (рис.1), а для впадин синхронный -2446-2431 млн. лет [6] кислый вулканизм дацит- риолитовой формации калиевой серии.Изложенная последовательность эндогенных событий сумия отнесена к рифтогенному этапу.

В сариолийское время Карельское плечо рифта является областью длительной пенепленизации с деформацией поверхности выравнивания, формированием кор физического и химического выветривания и поставщиком для ятулийских конгломератов наиболее устойчивого минерала – кварца. Основная часть обломочного материала сносится в рифтовую долину (Беломорский блок) и погребена в ней. Это объясняет феномен отсутствия эродированной многокилометровой толщи пород архея.

Спустя один галактический цикл происходит ятулийская активизация (фаза расширения земли), начавшаяся 2430-215=2215 млн. лет назад. Этот этап назван авлакогеновым и видимо именно он соответствует не конкретному понятию «рассеянный континентальный рифтогенез». Вдоль главной оси сумийского рифта закладывается серия прогибов, которые объединяют нынешнюю систему впадин (рис.1) включая Лехтинскую и Шомбозерскую. Такая точка зрения предполагает отсутствие, на подавляющей площади ятулийских структур сумийско-сариолийских лав. Бурение сверхглубокой скважины в Онежской впадине позволит в ближайшее время ответить на этот вопрос. Для ятулийской активизации характерен трехфазный платобазальтовый вулканизм трапповой толеит-базальтовой формации, разделенный выдержанными по латерали пачками кварцито-песчаников с горизонтами кварцевых конгломератов и гравелитов, перекрытых толщей красноцветных карбонатов. Авлакогеновый этап оценивается нами как безрудный (экзогенные проявления не рассматриваются).

Ятулийский авлакоген, сопровождаемый развитием постепенно расширяющихся компенсационных структур прогибания, приводит к частичному разрушению и сокращению площадей сводов (рис.4 Б).

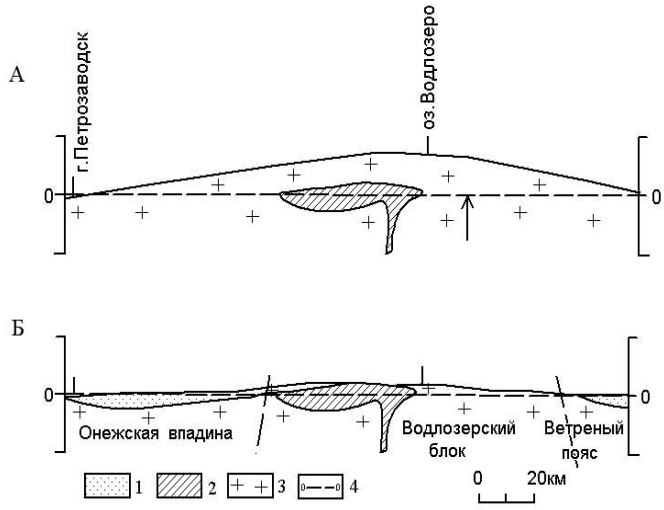


Рис. 4. *Водлозерско-Сегозерское сводовое поднятие. А - сумий. Рифтогенный этап. Б - ятулий. Авлакогеновый этап. 1 – вулканогенно-осадочные образования ятулия и людиковия; 2 - Бураковский расслоенный плутон; гранито-гнейсовая рама (архей); 4 - уровень современного эрозионного среза.*

Новый людиковийский этап активизации наступил после завершения одной полной фазы глобальной пульсации Земли равной 430 млн. лет, т.е. 2430-430=2000 млр. лет назад, соответствующей периоду максимального сжатия планеты. Такие геодинамические эпохи являются рудными. В эту временную границу вписываются пластовые интрузивы: Пудожгорский 1984±8 и Койкарско-Святнаволокский - 1983,4±6.5 млн. лет [10]. Внедрение Пудожгорского интрузива связано с формированием в людиковии сводового поднятия с центром Бураковский блок Бураковского плутона. Интрузив сформирован флюидонасыщенными высокожелезистыми расплавами и контрастно дифференцирован на 5 горизонтов от монцогранитов и монцодиоритов до кварцевых монцодолеритов, с обособлением титаномагнетитового горизонта с Fe-Ti-V и БМ оруденением.[9] Он ориентирован вкрест простирания зоны развития расслоенных интрузий бураковского комплекса.

Во впадинах проявлена трапповая углеродистая формация наиболее контрастно сформированная в Онежской и Пана-Куолоярвинской структурах. Осадконакопление в людиковии начинается с пульсационных появлений восстановленных форм углерода с нарастающей интенсивностью во времени и образующих

многократные переслаивания пластов и линз шунгита с потоками и покровами лав базальтов. Поступление восстановленного углерода и вулканизм рассматриваются нами как единая трапповая углеро-даккумулирующая система. С позиции нефте-газоносных провинций, восстановленные формы углерода (углеводороды) концентрируются во впадинах по бортам унаследованного сумийского свода.

В людиковийский этап активизации ядерной части Пяозерско-Тикшеозерского свода, так же перпендикулярно простиранию интрузий Олангского комплекса, внедряются два многофазных интрузива щелочно-ультраосновной формации Тикше-Елетьозерского комплекса, мафит-ультрамафитовая фаза которых является ритмично расслоенной.

Возвращаясь к исходной теме – классическим расслоенным интрузиям сумия, необходимо и важно отметить, что они закладывались на особых стабильных участках, которые в дальнейшем не подвергались метаморфическим преобразованиям и активному тектогенезу, несмотря на неоднократную активизацию рифтогенной зоны. К примеру, в габбро-норитовой зоне Бураковского расслоенного плутона кумулятивный парагенезис (Pl_{38-42}+Opx+CPx) совершенно свежий, как в кайнотипной породе, а составы сосуществующих пар пироксенов отвечают установленной Хессом зависимости.[4]

После разрушения сумийских сводов ятулийским авлакогеном и длительным расширением площади компенсационных структур прогибания, расслоенные интрузии оказались не затронутыми этим процессом. В современном срезе они расположены преимущественно на бортах структур или в стороне от них. Это феномен который требует осмысливания с позиций эволюции не только литосферы, но ядра и мантии Земли. Появление неоднократно в одной и той же области расслоенных, дифференцированных, щелочных интрузий и кимберлитов, массового поступления не окисленного углерода наводит на мысль о наличии в мантии стабильных зон сверхпроводимости.

Литература

1. ***Баянова Т.Б.*** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореферат докт. дис. М., 2002. 46 с.
2. ***Великий А.С.*** Структуры рудных полей (в складчатых оюластях). ЛГУ, 1961, 275с.
3. ***Грачев А.Ф.*** Рифтовые зоны Земли. М., Недра,1987. 248 с.
4. ***Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.*** Породообразующие минералы. Т.2. Москва: Мир, 1965, 405с.
5. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб., Недра, 1993. 244 с.
6. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.
7. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб., Наука, 2005. 711 с.
8. ***Трофимов Н.Н., Голубев А.И.*** Металлогения и цикличность развития внутриконтинентального Онежско-Водлозерского докембрийского мантийного плюма //Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск-Москва, 2002. с.249-253.
9. ***Трофимов Н.Н., Голубев А.И.*** Геодинамическая позиция и менерагения Пудожгорского дифференцированного интрузива – нового рудно-формационного платиносодержащего титано-магнетитового типа //Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. с. 398-402
10. ***Филлипов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х.*** Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-доллеритовым интрузивам //Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2007. с.49-69.

ТИПЫ И ЭВОЛЮЦИЯ СУЛЬФИДНЫХ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУДНОМАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВКМ

Н.М. Чернышов, М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: petrology@geol.vsu.ru

Имя Евгения Константиновича Козлова – крупного ученого, организатора науки и удивительной души человека широко известно геологам Центральной России, в недрах которой в 60-70-е годы был открыт ряд сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. Эти месторождения и явились объектом совместного посещения Е.К. Козловым и Министром геологии СССР акад. А.В. Сидоренко, которые приняли активное участие в разработке основных направлений научных исследований и поисково-разведочных работ в новом никель-платиноносном регионе.

В своем фундаментальном труде Е.К. Козлов [1] доказал, что «решение вопроса о природе связи сульфидно-медно-никелевых руд с магматическими породами …. определяется местом и временем рудообразования в общей истории развития основного-ультраосновного магматизма». Это положение является и ныне базовым при разработке моделей формирования рудномагматических систем.

В соответствии с геодинамической моделью развития Воронежского кристаллического массива (ВКМ [3]), в его пределах выделяют шесть типов ультрамафит-мафитовых и мафитовых формаций [4, 5]: 1) бесединский тип (вулкано-плутоническая-пикрит (коматиит?) -базальтовая и комагматичная перидотит-пироксенит-габбро-анортозитовая в рамках бесединского комплекса); 2) олимпийский (вулкано-плутоническая коматиит-базальтовая и базальт-риодацитовая в рамках михайловской серии и дунит-перидотитовая в рамках сергиевского или железногорского комплекса); 3) мамонский (дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовая); 4) еланский (ортопироксенит-норит-диоритовая); 5) шукавский (верлит-габбродиабазовая); 6) смородинско-новогольский (троктолит-габбродолеритовая, трапповая).

Каждая из этих формаций сопровождается разномасштабным сульфидным медно-никелевым оруденением, образуя в совокупности рудномагматические системы (РМС; табл.), которые рассматриваются нами как целостные природные сообщества магматических, метаморфических и рудных формаций, связанных общностью геодинамических и эндогенных режимов и являющихся производными единых, неоднократно повторяющихся в геологическом времени и пространстве петрорудогенетических процессов, включающих зарождение, перенос и мобилизацию рудного вещества. [2, 4] Петролого-геохимический облик, состав и степень рудоносности разнотипных сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС и их эволюция всецело определяются последовательной сменой мобильной архейской коры общей и устойчивой ее кратонизацией и последующей активизацией, закономерно сменяющимися во времени (AR – K_1) типами магморудоконтролирующих структур, глубинностью генерации мантийных расплавов и степенью контаминированности их коровым материалом.

Закономерное изменение геодинамических и эндогенных режимов в процессе длительного формирования коры континентального типа и ее структурно-вещественной эволюции в условиях возрастающей роли процессов мантийно-корового взаимодействия и ассимиляции исходных высокомагнезиальных расплавов коровым материалом сопровождалось изменением типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС, усложнением состава породо- и рудообразующих минеральных парагенезисов и спектра входящих в них элементов, сменой существенно никелевых и медисто-никелевых типов руд медно-никелевыми с последовательным увеличением роли Cu и Pd относительно Ni и Pt.

Наиболее высокой степенью продуктивности и значительными концентрациями цветных и благородных металлов характеризуются сульфидные платиноидно-медно-никелевые РМС зон рассеянного спрединга (мамонский тип; 2100 – 2080 ± 10 млн. лет; [3]) и реактивизации позднеархейских рифтогенных структур раннепротерозойского субдукционного этапа (еланский тип; 2065 – 2050 ± 14 млн. лет; [3, 4]).

Литература

1. ***Козлов Е.К.*** Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. – Л.: Изд-во «Наука», 1973. – 288с.

2. ***Чернышов Н.М.*** Сульфидно-никелевые рудномагматические системы (типизация и эволюция) // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1992. - №11 – С. 94-106.

3. ***Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Лебедев И.П.*** Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. – 1997. - №3. – С. 21-30.

4. ***Чернышов Н.М.*** Платиноносные формации Курско-Воронежского региона. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 2004. – 448с.

5. ***Чернышова М.Н.*** Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия). – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 2005. – 368с.

Таблица.

Типы сульфидных медно-никелевых рудно-магматических систем ВКМ.

Тип рудовмещающих магматических формаций		Рудовмещающие породы (условия локализации оруденения)	Минеральный тип и состав руд	Рудно-петрогеохимические особенности	Месторождения и рудопроявления			
					Установленные	Прогнозируемые		
Эффузивные	Интрузивные				Средние и мелкие	Рудопроявления	Крупные	Средние и мелкие
Смородинско-новогольский *умеренномагнезиальный никелево-медный тип раннеплатформенного этапа (новогольский подтип верхнего карелия -1.8 млрд. лет и смородинский подтип нижнего карелия; 2,0бмлрд.лет)*								
Трапповая (толеит-базальтовая)	Троктолит-габбродолеритовая (трапповая); (смородинский и новогольский комплексы)	Троктолитовые габбродолериты. оливиновые *, оливинсодержащие, долерит-пегматиты (нижние горизонты дифференцированных интрузивов)	*Пентландит-халькопирит-пирротиновый* (пирротин, халькопирит, пентландит ±пирит, макинавит, валлериит, магнетит, титаномагнетит, ильменит и др.)	$MgO=\frac{8.0-11.0}{3.5-11.0}$ *мас.*%;** Ni/Cu < 1.0; Pt = 20.0-80.0 мг/т; Pd = 20.0-190.0 мг/т; Au = 20.0-70.0 мг/т; Pd/Pt > 2; $\delta^{34}S$ ‰ = 1.5÷3.0		+	+	+
Шукавский *повышенномагнезиальный медно-никелевый тип (нижнекарельский тафрогенез; >2.0 млрд. лет)*								
	Габбро-верлитовая (шукавский комплекс)	Дуниты, верлиты, ± лерцолиты, клинопироксениты, (ультрамафиты дифференцированных интрузий)	*Халькопирит-пентландит-пирротиновый* (пирротин, халькопирит, пентландит, цинксодржащие хромшпинелиды, титаномагнетит, магнетит, пирит, арсенопирит, миллерит, кобальтин и др.)	$MgO=\frac{20.0-38.0}{10.0-36.0}$ *мас.*%; Ni/Cu = 2.0-3.0; Ni/Co > 20.0; Pl = 60.0-80.0 мг/т; Pd = 20.0-30.0 мг/т; Au = 3.0-6.0 мг/т; Pd/Pt =0.3-0.4		+		+
Еланский *маломагнезиальный медисто-кобальт-никелевый тип (нижнекарельский этап реактивизации рифтогенных структур; 2.065-2.050 млрд. лет)*								
	Ортопироксенит норит-диоритовая субвулканическидайковая (еланский комплекс)	Ортопироксениты, нориты, роговообманковое габбро, диориты	*Пентландит-пирротиновый (± халькопирит) и арсенид-сульфоарсенид-халькопирит-пентландит-пирротиновый* (пирротин, троилит, пентландит, высокохромистые хромшпинелиды, аргентопентландит, кубанит, миллерит, арсениды и сульфоарсениды Ni, Co, теллуровисмутит, молибденит, сфалерит, макинавит, галенит, самородное золото и др.)	$MgO=\frac{6.0-12.0}{2.0-24.0}$ *мас.*%; Ni/Cu = 6.7-1 14.4 (33.3); Ni/Co = 12.3-42.0 (26.7); Pt = 20.0-170.0 (91.0)мг/т; Pd =53.0-360.0 (182.0)мг/т; Au =(200.0) мг/т; Pd/Pt = 2.0; $\delta^{34}S$ ‰ = -3.6÷ -6.0 (-4.3)	+	+	+	+

Продолжение таблицы.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мамонский *повышенно - и умеренномагнезиальный медно- и медисто- никелевый тип (нижнекарельский этап рассеянного спрединга; 2.1-2.08 млрд.лет*								
	Дунит-перидотит-габбронорит-габбровая (мамонский комплекс)	Дуниты, перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты); орто- и клинопироксениты, габбронориты, горнблендиты, габбро	*Халькопирит-пентландит-пирротиновый, реже пентландит-пирротиноевый* (пирротин, троилит, пентландит, халькопирит, хромшпинелиды, магнетит, сульфоарсениды Ni, Cu, Co, валлериит, пирит, точилинит, кубанит, хизлевудит, миллерит, молибденит и др.	$MgO=\frac{20.0-25.0}{3.0-35.0}$ *мас.*%; Ni/Cu = 0.7-180.0(2.9); Ni/Co = 5.0-28.0 (17.2); Pt = 10.0-1000.0 (170.0) мг/т; Pd = 40.0-2500.0 (387.0) мг/т: Au = 50.0-1400.0 (125.0) мг/т; Pd/Pt = 0.8-8.1(2.3); $\delta^{34}S$ ‰ = 4.1÷-0.4	+		+	+
Олимпийский *высокомагнезиальный медисто -никелевый тип (позднеархейский рифтогенез; 3.0 —2.5 млрд. лет)*								
Коматиит-базальтовая (александровская свита михайловской серии)	Дунит-перидотитовая (железногорский или сергиевский комплекс)	Дуниты, перидотиты и их серпентиниты. Толеитовые и коматиитовые базальты, перидотитовые и пироксенитовые коматииты	*Пентландит-пирротиноевый и полидимит- пиритовый* (пирротин, пентландит, халькопирит ±пирит, хромсодержащий магнетит, высокохромистые цинксодержащие хромшпинелиды, никелин, хизлевудит и др.)	MgO = 20.0-33.0 мас.%; Ni/Cu >3.0-10.0; Ni/Co = 10.0-20.0; Pt= 60.0-140.0 мг/т; Pd= 23.0-75.0 мг/т; Au до 90.0 мг/т; Pd/Pt = 0.38-0.40; $\delta^{34}S$ ‰ = -1.65		+		+
Бесединский *повышенно магнезиальный медисто -никелевый тип (раннеархейский этап нуклеократонизации; >3.0 млрд. лет)*								
Примитивная коматиит-пикрит (?)-базальтовая (в составе обоянского СВК)	Перидотит-пироксенит-габброноррит-анортозитовая(?); (бесединский комплекс)	Габбро, анортозиты, габбронориты, перидотиты, пироксениты, горнблендиты. Коматиитовые (пикритовые?) ультрамафиты, толеитовые базальты	*Пентландит-пирротиновый* (пирротин, пентландит, халькопирит ±пирит, молибденит, ильменит, магнетит, титаномагнетит, шпинель)	MgO = 10.0-30.0 мас.%; Ni/Cu >10.0; Ni/Co = 10.0-40.0; Pt = 170.0-1300.0 мг/т; Pd = 14.0-360.0 мг/т; Au = 2.8-4.5 мг/т; Pd/Pt = 0.08-0.28; $\delta^{34}S$ ‰ = -1.0÷-5.0		+		+

Примечание: *Подчеркнуты породы, в которых концентрируется главная масса цветных и благородных металлов. ** В числителе содержание MgO в рудонесущих дифференциатах, в знаменателе – пределы колебаний.

ПОЛОЖЕНИЕ И РОЛЬ ДАЕК В ОБЩЕЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МАМОНСКОГО ТИПА СУЛЬФИДНЫХ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВКМ

М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail: petrology@geol.vsu.ru

Евгений Константинович Козлов одним из первых обратил внимание на многократность проявления пород дайковой фации (иногда в виде самостоятельных фаз), их пространственно-временное сонахождение с рудными жилами и рудовмещающую роль в процессе длительного формирования дифференцированных никель-платиноносных ультрамафит-мафитовых плутонов Кольского региона [1].

При достаточно широком проявлении в докембрийском фундаменте Воронежского кристаллического массива (ВКМ) разномасштабного сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения, наиболее важные в промышленном отношении месторождения и многочисленные рудопроявления связаны лишь с интрузивами двух раннепротерозойских формаций: а) дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовой зон рассеянного спрединга (мамонский комплекс), б) субвулканической ортопироксенит-норит-диоритовой реактивизированных структур рифтогенного типа (еланский комплекс). Пространственно они целиком располагаются в раннекарельском Воронцовском эпикратонном прогибе Хоперского мегаблока [3].

Важнейшим структурно-вещественным и рудонесущим компонентом разнотипных месторождений являются дайковые образования, на долю которых приходится от 6 до 12% объема рудонесущих интрузивов [4, 5]. Их место и роль особенно отчетливо прослеживаются в многофазной длительно формирующейся рудномагматической системе (РМС), ассоциирующей с мамонским комплексом. В составе последнего выделяется [3, 4] несколько групп (типов) интрузивных тел, последовательно сформировавшихся, вероятно, в условиях неодинаковых уровней магмогенерации или очаговых зон и различающихся по структурному положению, составу породных групп и минеральных парагенезисов, полноте дифференцированности, степени рудоносности. К этим группам относятся: 1) ранние ультрамафитовые высоко (MgO>30%) - и умеренномагнезиальные (20<MgO<30%) бесполевошпатовые (мамонский тип), в разной мере дифференцированные, промышленно рудоносные (Нижнемамонское и Подколодновское месторождения); 2) ультрамафит-мафитовые умеренномагнезиальные (8<MgO<25%) камернодифференцированные (расслоенные) с амфибол (титанистая роговая обманка) -плагиоклазсодержащими ультрамафитами (ширяевский тип) и с плагиоклазсодержащими умеренномагнезиальными (12<MgO<27%) ультрамафитами (еланьвязовский тип); 3) количественно преобладающие слабодифференцированные и недифференцированные безрудные габброноритовые, габбровые и габбро-диоритовые (MgO<8%) интрузивы (каменский тип), завершающие становление всей никель-платиноносной формации.

Среди дайковых образований сульфидной медно-никелевой РМС мамонского типа развиты две формационно и генетически разнородные группы. Первая из них, сопряженная со становлением никель-платиноносных комплексов, представлена: а) дайковыми телами-апофизами интрузивных эквивалентов во вмещающих породах (перимагматические дайки); б) жильными отщеплениями интеркумулусного расплава автономно кристаллизующейся никель-платиноносной РМС (интрамагматические дайки). Ко второй группе относятся дайки более поздних, различных по формационной принадлежности комплексов, а так же гетерогенные по своей природе и составу лампрофиры.

Широкий спектр групп (ультраосновные, основные, средние и кислые), семейств (пироксениты, горнблендиты, габброиды, диориты, граниты, лампрофиры), видов и разновидностей (свыше 50) дайковых пород отражает принадлежность даек к трем последовательно сформировавшимся магматическим комплексам – мамонскому ультрамафит-мафитовому (2100 – 2080 ± 10 млн. лет [2, 4]), еланскому ортопироксенит-норит-диоритовому (2065 – 2050 ± 14 млн. лет [2]) и бобровскому гранитоидному (2022 ± 4 млн. лет [4]).

Таблица.

Типы платиносодержащих медно-никелевых и кобальт-никелевых руд в дайково-жильных образованиях мамонского комплекса и их метасоматитах.

Состав рудовмещающих дайково-жильных образований и метасоматитов	Текстурные типы руд	Содержание рудообразующих элементов	Минеральные типы руд	Примеры месторождений и рудопроявлений
I тип – ассоциирующие с дайками многоактного внедрения с образованием автономных месторождений (юбилейный тип)				
1. Комплекс дайковых пород (роговообманковые перидотиты, плагиогорнблендиты, роговообманковое габбро, диориты, гранитоиды) многократного внедрения	Рассеянно- и густовкрапленные	Ni=0.30-2.90 %; Cu=0.15-2.0 % Co=0.03-0.16 %; ЭПГ>0.3 г/т	Халькопирит-пентландит-пирротиновый (± хромшпинелиды, магнетит, макинавит, валлериит, кубанит, бравоит, сульфиды Pb, Zn, Mo, арсениды, сульфоарсениды Ni, Co; самородное золото, минералы платиновой группы)	Юбилейное
	Массивные	Ni=1.3-3.0 %; Cu до 10-12% Co=0.13-0.20 %; ЭПГ=0.48 г/т		
II тип – ассоциирующие с внутриинтрузивными дайками ортопироксенитов и пироксеновых горнблендитов (восточно-садовский и северо-бычковский типы)				
2. Дайки ортопироксенитов, габбродиоритов, диоритов, гранитоидов	Вкрапленные, гнездово-вкрапленные	Ni=0.37-2,84 %; Cu=0.21-0.39 % Co=0.03-0.16 %	Халькопирит-пентландит-пирротиновый и пентландит-пирротиновый при ограниченной роли арсенид-сульфоарсенидного никель-кобальтового (± хромшпинелиды, макинавит, ильменит, магнетит, сфалерит, молибденит и др.)	Восточно-Садовское
	Массивные	Ni=2.38-3.4 %; Cu=0.14-0.30 % Co=0.11-0.21 %; ЭПГ=0.46 г/т		
3. Дайки пироксеновых горнблендитов среди рудоносных роговообманковых перидотитов	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные	Ni=0.60 %; Cu=0.30 % Co=0.02 %; ЭПГ=0.24 г/т	Халькопирит-пентландит-пирротиновый (± магнетит, хромшпинелиды, кобальтин, герсдорфит, пирит, виоларит)	Северо-Бычковское
III тип – ассоциирующие с дайками титанистороговообманковых пироксенитов (ширяевский тип)				
4. Дайки титанистороговообманковых пироксенитов среди рудоносных роговообманковых перидотитов	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные	Ni=0.20 %; Cu=0.19 % Co=0.04 %; Pt+Pd = 0.20 г/т	Существенно пирротиновый и пирит-пирротиновый малоникелистый (± магнетит, ильменит, хромшпинелиды, макинавит)	Рудопроявления в пределах Нижнемамонского и Подколодновского месторождений
IV тип – возникшие в зоне катаклаза и метасоматической переработки дайковых тел рудоносных пироксенитов и горнблендитов диоритами (комагматов мамонского комплекса) и гранитоидами бобровского комплекса (артюховский, коммунский и мартовский типы)				
5. Флогопит-биотит-вермикулит-хлоритовые (±серпентин, тальк) метасоматиты зон контакта ультрамафитов с дайками гранитоидов	Массивные	Ni=2.83 %; Cu=10.0 % Co=0.13 %; Au=0.88 г/т Pt+Pd=0.6 г/т	Пентландит-халькопирит-пирротиновый (± хромшпинелиды, магнетит, макинавит, молибденит, валлериит, кобальтин, никелин, сфалерит, пирит, золото самородное)	Артюховское
6. Карбонат-хлорит-амфиболовые метасоматиты и кварц-сульфидно-арсенидные жилы на контакте дайковых пироксенитов, диоритов и гранитоидов	Вкрапленные	Ni=1.25 %; Cu=0.41 % Co=0.03 %	Халькопирит-пентландитовый и сульфоарсенид-арсенидный никель-кобальтовый (герсдорфит, кобальтистый герсдорфит, никелистый кобальтин, кобальтин, никелин, гаухекорнит, миллерит, хизлевудит, графит и др.)	Мартовское
	Массивные	Ni=14.5 %; Cu=0.44 % Co=2.2 %; Au=0.5 г/т ЭПГ=1.7 г/т		
7. Зона катаклаза и брекчирования даек рудных пироксенитов, кварцевых диоритов, биотит-плагиоклазовых метасоматитов	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные, редко массивные	Ni=0.30-0.80 %; Cu=0.20-0.67 % Co до 0.06 %	Халькопирит-пентландит-пирротиновый с ограниченной ролью арсенид-сульфоарсенидного никель-кобальтового (±хромшпинелиды, магнетит, микинавит, пирит, молибденит, галенит, кубанит, арсенопирит и др.)	Коммунское

Выполненные на основе разработанной автором комплексной методики исследования по оценке пространственно-временных и генетических взаимоотношений даек и оруденения, определения роли даек как рудонесущих комплексов и их места в РМС позволили впервые выявить ряд различных по времени и условиям формирования, масштабам и составу типов руд, ассоциирующих с дайковыми образованиями.

Помимо промышленных руд, связанных с собственно магматическим этапом, с раннемагматической стадией ликвации и кристаллизации кумулусных силикатов (оливины, пироксены) из сульфидоносных высокомагнезиальных порций расплава и позднемагматической стадией кристаллизации отликвировавшейся интеркумулусной сульфидной фракции в самих материнских породах интрузивных тел (Нижнемамонское, Подколодновское месторождения), выделено [4, 5] четыре различных по масштабам, времени, условиям формирования и содержанию Ni, Cu, Co, ЭПГ типов руд, ассоциирующих с дайковыми образованиями и метасоматитами (табл.).

Характер взаимоотношения даек и оруденения свидетельствует о полигенной природе и длительном, полихронном процессе формирования сульфидной платиноидно-медно-никелевой интрузивно-дайковой рудномагматической системы (РМС) мамонского типа. Впервые установлено, что процесс сульфидного платиноидно-медно-никелевого рудообразования мамонского типа месторождений включает: а) одновременные и близкоодновременные с магматическими рудами в ультрамафитовых интрузивных дифференциатах сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды, ассоциирующие с дайками многоактного внедрения с образованием самостоятельных месторождений (юбилейный тип); б) близкоодновременное с сингенетическими рудами в интрузивных ультрамафитах формирование даек ортопироксенитов и горнблендитов субультрамафитового ряда, сопровождающихся богатым медно-никелевым оруденением (восточно-садовский и северо-бычковский типы); в) последующее внедрение даек титанистороговообманковых пироксенитов с существенно пирротиновыми малоникелистыми рудами (ширяевский тип); г) значительно оторванное во времени от становления РМС мамонского типа формирование высокомедистых (артюховский тип), медно-никелевых (коммунский тип) и богатых кобальт-никелевых руд (мартовский тип) в результате метасоматической переработки дайкообразных тел пироксенитов и горнблендитов диоритами мамонского и гранитоидами бобровского комплексов.

Литература

1. ***Козлов Е.К.*** Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Изд-во «Наука», 1973. – 288с.
2. ***Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Чернышова М.Н., Левкович Н.В.*** Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий Еланского никеленосного комплекса и их временные соотношения с габброноритами дифференцированных интрузий ультрамафит-мафитовых плутонов мамонского комплекса ВКМ. // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, №8. – С. 1064 – 1071.
3. ***Чернышов Н.М.*** Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) - Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448с.
4. ***Чернышова М.Н.*** Дайки мамонского никеленосного комплекса и их соотношение с оруденением. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1999. – 121с.
5. ***Чернышова М.Н.*** Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. – 368с

ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

А.В. Чернявский

Геологический институт Кольский научный центр РАН, г. Апатиты

По результатам предшествующих работ [1, 4] сформировано мнение, что Печенгско-Варзугский пояс представляет собой область развития древней протерозойской внутриконтинентальной аркогенно-рифтогенной системы. Выделены три стадии ее формирования. Первая заключается в сводообразовании, растяжении поднятия и формировании Печенгского и Имандра-Варзугского приразломных трогов с активным проявлением в них пикрит-базальт-андезитового вулканизма. Второй этап характеризуется возрастанием стабильности земной коры, расширением старых и образованием новых зон вулканизма и осадконакопления. На третьем этапе район испытал активизацию, произошло разблокирование приразломных трогов и заложение в ее отдельных блоках линейных и изометричных вулкано-тектонических структур с активным кисло-средним вулканизмом. В результате в Печенгском троге сформирована Южно-Печенгская зона, а в Имандра-Варзугском – Панареченская структура с признаками вулкано-тектонических структур проседания. К этим признакам относятся (рис. 1):

1) размещение на участке сопряжения глубинных и долгоживущих разломов северо-западного (Белозеро-Томингский и Панско-Варзугский) и субмеридианального направлений;

2) автономный, замкнутый характер выполняющих вулканогенно-осадочных образований в виде изометричной или овалообразной в плане формы;

3) брахисинклинальный характер структуры с последовательным наращиванием разреза от периферии к центру при общем центриклинальном залегании пород;

4) наличие периферийных и внутриструктурных дуговых разломов; первые использованы интрузивными телами первой фазы гранит-монцонитового комплекса, вторые контролируют потенциально рудоносные метасоматиты.

Сульфидно-углеродистые метаморфогенно-метасоматические сланцы. В ходе предшествующих работ [1] отмечалось большое сходство сульфидно-углеродистых сланцев самингской, панареченской и ильмозерской свит.

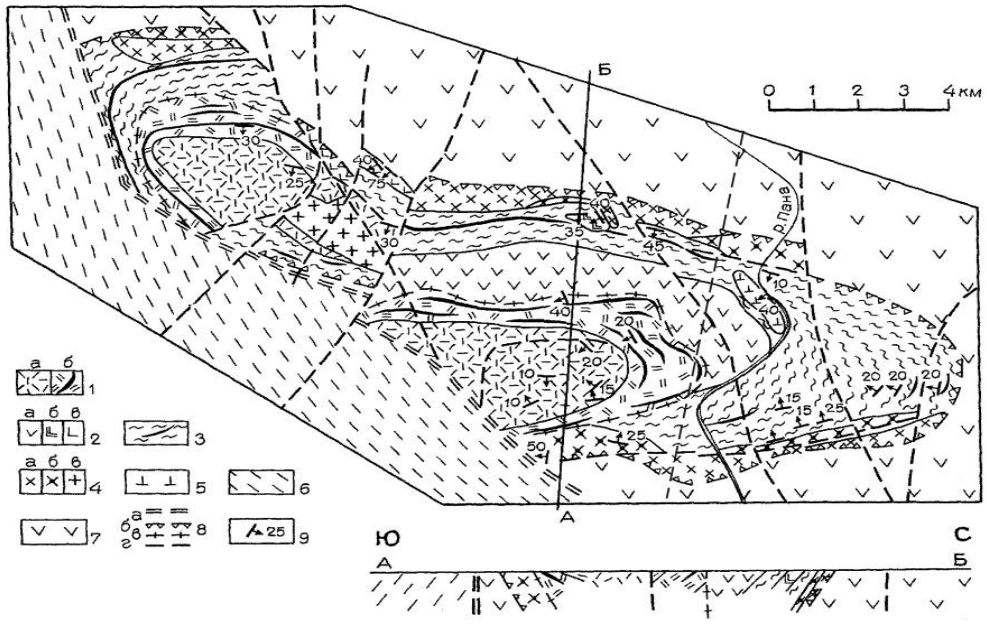


Рис. 1. *Схематическая геологическая карта Панареченской вулкано-тектонической структуры.*
1-5 – вулканогенно-осадочные породы ПВТС: 1 – вулканиты самингской свиты: а – палеоигнимбриты риолитового состава верхнесамингской подсвиты; б – лавы риодацитового и риолитового состава нижнесамингской подсвиты с телами вторичных кварцитов и кварц-углеродистых метасоматитов; 2 – породы габбро-базальтовой вулкано-плутонической ассоциации: а – базальтовые лавы верхнепанареченской подсвиты; б – интрузии габбро-долеритов и микрогаббро; в – интрузии пикритового состава; 3 – осадочные породы нижнепанареченской подсвиты с телами кварц-углеродистых метасоматитов; 4 – трахидациты (а) и трахиандезиты (б) зоны кольцевого разлома; в – плагио-микроклиновые граниты; 5 – Панареченский эпизональный перидотитовый массив; 6 – томингская серия; 7 – ильмозерская свита; 8 – разрывные нарушения: а – Томингский надвиг; б – кольцевой разлом ПВТС; в – кольцевые разломы по границам Западной и Восточной кальдер; г – линейные разрывные нарушения; 9 – элементы залегания пород.

Высказывалось предположение об их возможном метаморфогенном происхождении. Сульфидно-углеродистые сланцы представляют собой скрытокристаллические, интенсивно плойчатые породы черного цвета, состоящие из углеродистого материала и тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата. Иногда в незначительных количествах присутствуют серицит, хлорит, карбонаты. Сланцы постоянно несут колчеданную пирротин-пиритовую (рис. 2) минерализацию в количестве от 1-2 % до 50 %. В ее составе преобладает пирит, размеры кристаллов варьируют от мелко- до крупнокристаллических. Кристаллы хорошо ограничены, имеют форму куба.
Пирротин всегда тонко-мелкокристаллический и присутствует в виде линз и прожилков мощностью до 1-2 см,

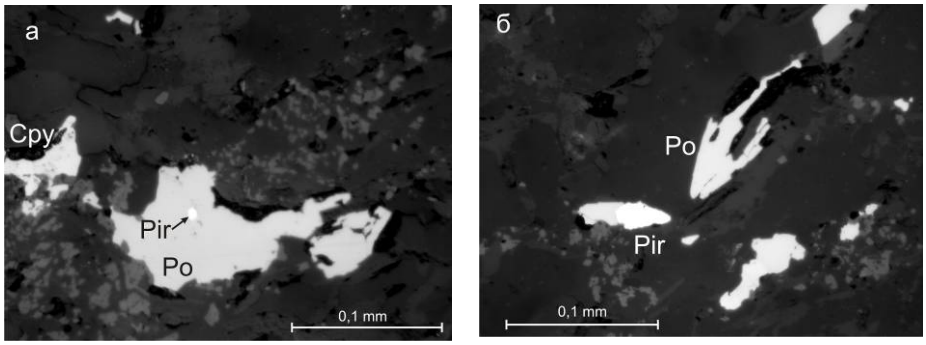


Рис. 2. *Морфология выделений халькопирита (Cpy), пирротина (Po) и развивающегося по нему пирита (Pir).*

часто в виде тонких пленок по сланцеватости. Эпизодически отмечается редкая тонкая вкрапленность халькопирита. Сланцы почти всегда линзовидно-прожилково окварцованы, часто с карбонатом. Прожилки (1-10 мм) и линзы (до 1-3 см) кварцевого и кварц-карбонатного состава имеют чаще всего согласное со сланцеватостью залегание, хотя отмечаются и секущие к сланцеватости направления. По-видимому, они выполняют сложную систему разноориентированных тектонических трещин штокверкового типа. Пирротин-пиритовая минерализация всегда приурочена к контактам прожилков и линз. В самих прожилках она отмечается редко. Везде, где встречались сульфидно-углеродистые сланцы, наблюдались малоамплитудные (до 3-5 см) смещения, выполненные гидротермальным материалом (кварцевым и карбонат-кварцевым).

В геофизических полях сульфидно-углеродистые сланцы четко фиксируются электроразведкой (низкое сопротивление, высокая поляризуемость), а при высоких содержаниях пирротина - и магниторазведкой. Распределение углеродистого материала в сланцах неравномерное - от участков с равномерно распределенными мелкими частицами, составляющими 1-5 % от объема породы, до скоплений в 40-60 %. В первом случае четко определяется тип исходной породы (метадацит, метабазальт и т.д.).

Сульфидно-углеродистые сланцы, как с высоким содержанием углеродистого материала, так и малоуглеродистые, как правило, имеют мощность от 1-5 см до 3-4 м. Но в комплексе переслаивания собственно сульфидно-углеродистых сланцев и сланцев по метавулканитам, содержащим углеродистый материал, в разрезе самингской свиты можно выделить зоны развития сульфидно-углеродистых сланцев, условно разделив их по интенсивности заражения углеродистым материалом. В пределах этих зон породы интенсивно тектонизированы, плойчаты и в случаях незначительного заражения углеродистым материалом, наблюдается его развитие как по сланцеватости метавулканитов, так и по тектоническим трещинам, секущим сланцеватость. Происхождение сульфидно-углеродистых сланцев и общее заражение метавулканитов углеродистым материалом нельзя трактовать однозначно, склоняясь только к осадочному или вулканогенно-осадочному происхождению. Наличие свилеватых текстур указывает на интенсивную динамометаморфическую проработку в зонах обогащения углеродистым материалом, способную привести к образованию "псевдотуфовой" структуры.

Зоны обогащения углеродистым материалом и собственно сульфидно-углеродистые сланцы образованы в ходе динамометаморфических преобразований метавулканитов самингской свиты и верхнепанареченской подсвиты. Углеродистый материал, находящийся в тонкораспыленном состоянии в метадацитах и метабазальтах, в ходе динамометаморфизма перераспределялся. В результате в субсогласных тектонически ослабленных зонах сформированы толщи, обогащенные углеродистым материалом. Дальнейшее переотложение материала привело к образованию в тектонических трещинах колчеданной пирротин-пиритовой и гидротермальной карбонат-кварцевой минерализации. Перераспределение углеродистого вещества, скорее всего, связано с процессом возрастания температуры и давления, то есть может быть отнесено к этапу прогрессивного динамометаморфизма в приразломных зонах чешуйчато-надвигового типа. Так как зоны обогащения углеродистым материалом трассируют кольцевые разломы и, по сути, являются тектонитами по метавулканитам, то для них правомочно применение термина – вторичные тектониты, то есть породы, сформированные за счет вторичных деформаций ранее милонитизированных пород [3]. Вероятно, в связи с этим и высказано предположение [1] о связи углеродистых сланцев с туфами средне-кислого состава.

На завершающем этапе формирования вторичных тектонитов флюидные эманации, поднимавшиеся по тектонически ослабленным зонам, способствовали образованию в экзоконтактовых частях

углеродсодержащих толщ зон метасоматоза, выразившихся в интенсивной серицитизации, карбонатизации и сульфидизации метавулканитов. Формирование вторичных тектонитов связано с неоднократной активизацией долгоживущего Панско-Варзугского разлома и внедрением по нему лейкогранитов ("центральный" гранитоидный массив) второй фазы гранит-монцонитового комплекса, что обеспечило высокобарические и высокотемпературные условия, необходимые для формирования углеродистых сланцев.

Метасоматические образования. На площади Панареченской вулкано-тектонической структуры известны несколько типов метасоматитов: хлорит-карбонатные и сульфидно-хлорит-карбонатные (предположительно по метабазальтам), встреченные в пределах самингской свиты юго-восточного блока, и кварцевые, серицит-кварцевые, серицит-карбонат-кварц-альбитовые, установленные в самингских кисло-средних метавулканитах обоих блоков. Хлорит-карбонатные и сульфидно-хлорит-карбонатные метасоматиты - серые и темно-серые полосчатые или массивные породы, состоящие из хлорита (до 45 %), карбоната (до 40 %), кварца (до 8 %) и плагиоклаза (до 8 %). Эпизодически, в них отмечается сульфидная (пиритовая) вкрапленность в количестве до 2 % и встречается магнетит (до 12 %). На основании химических анализов [1] можно предположить, что они образованы по метабазальтам, измененным в ходе магнезиально-железистого метасоматоза, и характеризуются выносом SiO_2, Al_2O_3, K_2O и привносом TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MgO.

Кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты выделены в работе [1], а серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты выделены позднее Центрально-Кольской экспедицией. Макроскопически метасоматиты представляют собой светлые, серые и серовато-белые породы. Текстура сланцеватая, часто унаследованная от исходных кислых метавулканитов, на участках с максимальной метасоматической проработкой – массивная. Кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты были отнесены к породам, образованным по кислым вулканитам, претерпевшим кислотное выщелачивание. Серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты, вероятно, вместе с кварцевыми и серицит-кварцевыми метасоматитами составляют единый ряд метасоматической зональности. Повсеместно отмечается четкая приуроченность тех и других к зонам развития сульфидно-углеродистых сланцев, что позволяет предположить единый механизм образования. Серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты постоянно содержат пиритовую минерализацию в количестве от 1-2 до 50 %. Пирит кубический, мелко-среднекристаллический. Визуально кроме пирита отмечается только халькопирит (не более 1-2 %). В аншлифах в качестве второстепенных рудных минералов встречены арсенопирит, галенит, сфалерит.

Зоны развития кварцевых, серицит-кварцевых и серицит-карбонат-кварц-альбитовых метасоматитов имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до 30-40 м, чаще 8-15 м. Полнопроявленные метасоматиты обычно окружены породами со слабой метасоматической проработкой, выраженной в умеренной серицитизации и карбонатизации. В них наблюдается повышение содержаний Ag, Cu, Pb, Zn, As относительно неизмененных пород. По мнению ряда исследователей [2] в пределах наложенных вулканических построек отрицательного типа, расположенных на древних платформах, метасоматические процессы частично были автоформационными синвулканическими, но большей частью – аллоформационными, связанными с внедрением гранитоидов. Тела метасоматитов чаще всего формировались на регрессивной стадии метасоматоза, что обусловило преобладание слабо измененных пород, окружающих тела метасоматитов, над самими метасоматитами.

Массивные пиритовые руды представлены безуглеродистым и углеродсодержащим типами. По составу руды существенно пиритовые (80-95 %), визуально иногда отмечается халькопирит (до 1-2 %), в аншлифах - сфалерит, галенит, арсенопирит, борнит, пирротин, лейкоксен (от единичных зерен до 3 %). Массивные углеродсодержащие пиритовые руды представляют собой линзовидные залежи мощностью от 0.1-0.2 м до 4.0 м на контакте с зонами заражения углеродистым материалом. По простиранию и падению прослежены на 100 метров. Пирит в рудах представлен двумя генерациями. Ранняя генерация (до 75-80 %) представлена скрыто-

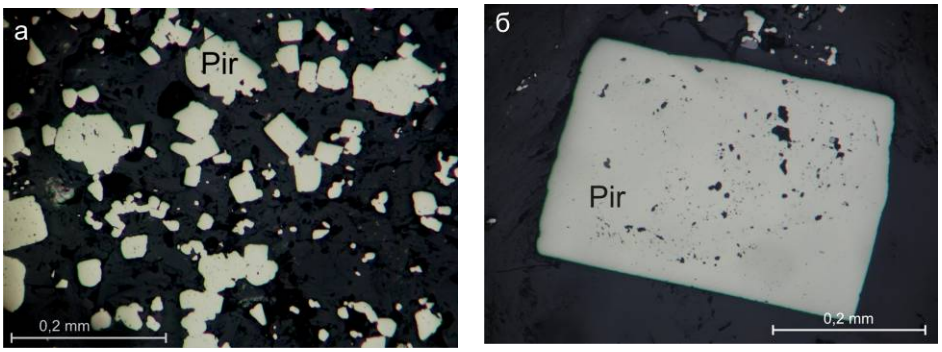


Рис. 3. *Пирит (Pir) ранней (а) и поздней (б) генераций.*

кристаллическим пиритом желтовато-бурого цвета (рис. 3 а.). Участки его развития брекчированы, трещины залечены карбонат-кварцевым материалом, содержащим пирит поздней генерации (мелко-среднекристаллический, светло-желтый, до 5 %).

Второй тип массивных руд, не содержащих углеродистый материал, почти нацело сложен пиритом второй генерации (рис. 3 б). Такие руды встречены в «подошве» серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитов и представлены линзовидными залежами мощностью до 1 м. По падению и простиранию они прослежены на 100 метров. Происхождение массивных пиритовых руд не ясно. Поскольку они ассоциируют с сульфидно-углеродистыми сланцами и серицит-карбонат-кварц-альбитовыми метасоматитами, то возможно их формирование одновременно с зонами вторичных тектонитов на заключительном этапе метасоматоза.

Кварцевые жилы и зоны линзовидно-прожилкового окварцевания. Предыдущими работами [1] в пределах Панареченской вулкано-тектонической структуры выделено Панареченское жильное поле. Оно вытянуто в северо-западном направлении и занимает площадь 5.5-9.0 × 20 км, то есть фактически по всей площади структуры. В пределах жильного поля, в основном в юго-восточном блоке, установлено 8 жил мощностью 0.4-3.8 м и 12 жильных зон с мощностью 0.35-9.0 м. Залегание жил и жильных зон субширотное, падение южное под углами 10-20°. Жилы в большинстве согласные, реже секущие к сланцеватости пород. Вмещающими породами для них являются метавулканиты панареченской и самингской свит, а также породы гранит-монцонитового комплекса. По составу жилы монокварцевые. Кварц молочно-белый, сливной, непрозрачный и полупрозрачный, сульфидная минерализация (пирит) отмечается редко. Структурным контролем размещения жил являются тектонические узлы, образованные пересечением радиальных и поперечных разломов. Большинство жил мономинеральные кварцевые и карбонат-кварцевые, иногда с турмалином или турмалин-серицит-карбонат-кварцевые. Турмалин тонко-мелкозернистый, в количестве от 0.5 до 4-5 %. В некоторых жилах серицитизация и карбонатизация развиваются по трещинам и являются наложенными. Жилы имеют крутое, субвертикальное падение, ориентированы вкрест сланцеватости метадацитов под углом 30°. По простиранию и падению не прослежены. Кварц в жилах и прожилках, как правило, белый, бело-серый, молочный, скрытокристаллический, непрозрачный и полупрозрачный. Иногда в кварце отмечается редкая пирит-пирротиновая вкрапленность.

Зоны линзовидно-прожилкового окварцевания развиты повсеместно, часто имеют субсогласное залегание с вмещающими метавулканитами. Мощность отдельных прожилков в зонах окварцевания от 1-2 мм до 3-10 см, чаще 3-5 мм. Размер линз в среднем от 2-5 до 10-30 мм. Ориентированы прожилки и линзы преимущественно согласно, реже имеют секущее положение к сланцеватости пород. Кроме собственно кварцевых прожилков в зонах окварцевания часто присутствуют карбонат-кварцевые и карбонатные (обычно секущие) прожилки. Сульфидная минерализация в гидротермальных образованиях встречается редко, преимущественно в зонах развития сульфидно-углеродистых сланцев и метасоматитов. Для юго-восточного блока более характерна пирит-пирротиновая минерализация. Для северо-западного блока – пиритовая с редкими вкрапленниками халькопирита, галенита и сфалерита. Содержание сульфидов 1-2, редко до 5-10 % (преимущественно для пирит-пирротиновой минерализации).

Сложно определить принадлежность жил и зон к какой-либо структурной позиции. Вероятно, в юго-восточном блоке структурный контроль осуществляется зонами рассланцевания метавулканитов, что определяет субсогласное со сланцеватостью положение зон окварцевания и отдельных кварцевых жил. В северо-западном блоке важную контролирующую роль играют также разломы северо-восточного простирания. По отношению к метасоматитам жилы и зоны окварцевания могут быть как согласными, так и секущими. Вероятно, деятельность субпараллельных Белозеро-Томингского и Панско-Варзугского глубинных и долгоживущих разломов имеют для Панареченской палеовулканической структуры определяющее значение. С одной стороны, их можно рассматривать как структуроконтролирующие, с другой стороны, они определяют ее внутреннее строение.

Панско-Варзугский разлом и активизированные им внутриструктурные разломы более высоких порядков контролируют размещение всех интрузивных комплексов структуры и потенциально рудоносных метасоматитов. В средней части структуры происходит становление наиболее молодого из интрузивных массивов - «центрального» массива лейкократовых гранитов завершающей фазы гранит-монцонитового комплекса (жерловое тело?). На завершающем этапе деятельности Панско-Варзугского разлома произошло разблокирование структуры, а вдоль активизированных им пологих субкольцевых разломов образовались тела метасоматитов, сульфидно-углеродистых сланцев и массивных колчеданных руд. Разлом имеет ярко выраженный сдвиговый характер, смещая в плане северо-западный и юго-восточный блоки Панареченской структуры на 3-4 км.

Литература

1.***Даин А.Д.*** Отчет по глубинному геологическому картированию, геологическому доизучению масштаба 1:50000 и поискам медно-никелевых руд, меди и золота в пределах Центрального блока Имандра-Варзугской структуры на площади 2400 кв. км в 1978-84 г.г. Фонды ФГУ, ЦКЭ, инв. №№ 3232, 610.

2.Метасоматизм и рудообразование / Ред. *Ю.В. Казицин*. М.: Недра, 1975. С. 277.

3.***Петров В.П., Богатиков О.А., Петров Р.П.*** Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. С. 495.

4.***Скуфьин П.К.*** Отчет о научно-исследовательской работе “Литология и геохимия метаморфических комплексов и эволюция осадочного и вулканогенного породо- и рудообразования в докембрии Кольского полуострова”. Апатиты: Фонды КНЦ РАН, 1982.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ПОЛОСЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОФИОЛИТОВ КАК АЛЬТЕРНАТИВА РАССЛОЕННЫМ ИНТРУЗИВАМ

Р.М. Юркова., Б.И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: bivrrnyrzb@mtu-net.ru

Объектами для изучения послужили ультрабазит-базитовые полосчатые комплексы офиолитов Сахалина и Корякского хребта. При обобщении и анализе результатов исследований в сопоставлении с литературными материалами по этой проблеме реконструирована последовательность этапов формирования офиолитовых ассоциаций в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. [9]. Начало формирования офиолитов связано с подъемом крупного мантийного диапира ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава (глубина 40-50 км, T = 600-700°C). Этап отмечен псевдоморфной серпентинизацией с образованием антигорита, и природных сплавов железо-никель [9].

Ультраосновная магма лерцолитового состава внедрилась в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные (T = 990°C), биметасоматические слои (оливин, бронзит, диопсид). Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной габбро-норитовой магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов (интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км). Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% 88.0 En; 10.5 Fs; 1.5 Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83.5 En; 16.0 Fs; 0.5 Wo), диопсидом (% 46.0 En; 3.0 Fs; 51.0 Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16.5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(Mg_{0.67}Fe^{2+}_{0.32})_{0.99}(Al_{1.61}Cr_{0.29})_{2.0}O_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходная по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Японского желоба [1]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогаббронoритовые (T=900°C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T=550-700°C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр-андрадит, герцинит. Присутствие герцинита может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. Апосерпентинитовые слои включают лизардит, пентландит, хромшпинелид.

Габбронориты и пироксениты подверглись автометаморфической амфиболитизации (T=700-800°C) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита. Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации (T=830-880°C). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, характеру деформационной изогнутости полос, высокотемпературная перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с неперекристаллизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 1).

Эти значения выше верхнего предела отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [7]. Разрушение ламеллей диопсида при перекристаллизации бронзита привело к повышению роли катионов Ca в плагиоклазах и Fe во вновь сформированных пироксенах. Эти тенденции могли быть усилены при контактовореакционных взаимоотношениях с ультрабазитами. Для перекристаллизованных габброноритов характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для неперекристаллизованных габброноритов устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента [4]. Стоит упомянуть для этих пород о соотношении содержаний европия и анортитовой молекулы в плагиоклазах. Намечающаяся зависимость может быть случайной. Сведения приводятся в порядке сбора данных (см. табл. 1).

Таблица 1.

Изотопный состав стронция в плагиоклазах габброноритов.

Номер образца	**42**	**28-1**	**528**	**512**	**512**	**115-1**	**115-5**	**120**
Тип породы	***магматический***					***метаморфический***		
Состав плагиоклазов (%An) в исследованной навеске*	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
Типы плагиоклазов, масс.%								
Негранулированные	60	10	10	10	10	95	95	95
Гранулированные	10	75	85	85	75	5	5	5
С включениями пренита	0	15	5	15	15	0	0	0
С включениями серицита	30	0	0	0	0	0	0	0
Содержание зерен пренита	0	+	0	+	++	0	0	0
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (±0.00006 – 0.00010)	0.7044	0.7051	0.7049	0.7050	0.7050	0.7040	0.7039	0.7038
Содержание Eu, г/т	Н. о.	0.047	0.056	Н. о.	Н. о.	0.127	0,226	0.094

*Фракция 0.1 – 0.05 мм весом 120 - 300 мг.

Примечание: + - единичные зерна; ++ - 15 - 10% объема фракции; содержание Eu - по данным А.А. Пейве [1984]; Н. о.- Eu не определялся. Анализы изотопного состава стронция выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН.

В зонах локально повышенных температур (Т=700-800°С) и давлений (Р>5кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнблендиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью (табл.2). Для зон разлинзования внутри полосчатых комплексов характерны филлониты, в том числе гранатсодержащие, сформированные за счет гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород. Порфиробласты. альмандина в филлонитах отличаются низким содержанием пироповой молекулы (см. табл. 2). Уменьшение содержаний пиропового минала в гранате по сравнению с исходными породами можно связать с его перекристаллизацией в условиях более низкотемпературного динамотермального метаморфизма.

Таблица 2.

Результаты электронно-зондового микроанализа минералов эклогитоподобной породы.

Компоненты	**1**	**2**	**3**	**4**	**Компоненты**	**1**	**2**	**3**	**4**
Оксиды (масс.%)					**Формульные количества**				
					К-во ионов (О)	**23**	**6**	**12**	**12**
SiO_2	45.24	50.86	38.57	39.28	Si	6.57	1.91	2.95	3.13
TiO_2	0.79	0.25	0.00	0.04	Al^{IV}	1.43	0.09	0.05	0.00
Al_2O_3	12.24	3.80	22.70	22.23	**Сумма**	**8.00**	**2.00**	**3.00**	**3.13**
Cr_2O_3	0.00	0.13	0.00	0.10	Al^{VI}	0.66	0.08	2.00	2.08
FeO	8.04	5.32	18.82	24.36	Ti	0.09	0.005	0.00	0.00
MnO	0.16	0.04	0.61	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.79	14.61	10.38	1.77	Fe^{2+}	0.98	0.17	1.20	1.61
CaO	11.73	22.99	7.34	9.07	Mn	0.02	0.02	0.04	0.00
Na_2O	1.96	0.27	0.00	0.29	Mg	3.44	0.82	1.19	0.21
K_2O	0.07	0.02	0.02	0.01	Ca	1.82	0.92	0.60	0.77
Сумма	96.02	98.29	98.44	97.15	Na	0.56	0.02	0.00	0.05
					K	0.00	0.00	0.00	0.00
					Сумма	**7.57**	**2.01**	**5.03**	**4.72**
					Mg/(Mg+ Fe)	0.78	0.83	0.50	0.12

Примечание: 1- эденитовая роговая обманка; 2-диопсид En 43.0; Fs 9.0; Wo 48.0; 3- гранат Alm 40.0; Pyr 40.0; Sps 1.0; Grs 19.0; 4- гранат апогаббронорitового филлонита Alm 62.0; Pyr 8.0; Sps 0.0; Grs 30.0. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН.

Анализ строения, состава и минеральных преобразований рассмотренных ультрабазит-базитовых комплексов свидетельствует об их магматическо-метаморфическом происхождении. При этом вскрывается полигенетическая природа полосчатых комплексов, в которых габбронориты являются образованиями, неодновременными с лерцолитами и вмещающими их аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты внедрились в серпентиниты на разных уровнях глубинности (Р-Т-условий). В этом смысле полосчатые комплексы можно расценивать как полигенные базит-гипербазитовые плутоны [3]. Лерцолиты, исходя из состава шпинелей, вероятно, кристаллизовались в условиях повышенных давлений. Если учесть температуру (950° С) равновесного образования орто- и клинопироксенов, рассчитанную по геотермометру Л.Л. Перчука [5], и исходить из границ устойчивости фации шпинелевых перидотитов, то формирование лерцолитов полосчатого комплекса можно предполагать на глубинах 30—55 км при

давлениях 8-16 кбар [11]. Как было показано ранее, в этих условиях возможно существование серпентинитов [8]. Габбронориты по оценкам, приведенным ранее, кристаллизовались при Т=880-925° С. Исходя из условий устойчивости плагиоклаз-пироксеновых парагенезисов, место формирования их определяется глубинами 20-30 км и давлениями до 7-8 кбар [2, 11]. Для достижения этих условий необходимо предположить протрудирование серпентинит-лерцолитовой ассоциации пород в более высокие уровни мантии и литосферы, возможно, происходившее одновременно с внедрением габброноритового расплава. Если опираться на альтернативную схему кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием в присутствии водосодержащего флюида [10, 6], то внедрение магмы, сформировавшей габбронориты (и лерцолиты), можно представить по типу дайковых пакетов. Это представление согласуется с данными о встречных крутых падениях полосчатости и субсогласным с ней простиранием более поздних дайковых тел. Формирование полосчатости могло быть обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу “дайка в дайку” с образованием эндоконтактовых и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1-1.5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [10]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов было связано с глубинным локальным постсолидусным (800°С) динамометаморфизмом габброноритов и биметасоматических пород ультраосновного состава. Эти преобразования совпадали по времени с автометаморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных напряжений. Изменение условий локального динамотермального метаморфизма происходило от высокотемпературных (800°С) и высокобарических (15 кбар) до низкотемпературных субповерхностных (филлониты), что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления офиолитовых ассоциаций [9].

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря. М.:Наука, 1980. 259 с.
2. ***Ефимов А.А.*** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 29 с.
3. ***Леснов Ф.П.*** Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 135 с.
4. ***Пейве А.А.*** Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).
5. ***Перчук Л.Л.*** Сосуществующие минералы. Л: Недра, 1971. 413 с.
6. ***Савельева П.Н.*** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.
7. ***Шараськин А.Я.*** Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря //XXVII Междунар.геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 3. С. 44-56.
8. ***Юркова Р.М.*** Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник
9. углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107.
10. ***Юркова Р.М., Воронин Б.И.*** Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
11. ***Irving A.*** Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle//Amer. J. Sci. A. 1980. Vol. 280. P. 989- 426.
12. ***O'Hara M.J.*** Mineral paragenesis in ultrabasic 'rocks//Ultramafic and related rocks. N.Y.: Blackwall, 1967, P. 393-408.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ ВЕРНЕМУНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)

Д.А. Яковлев, С.И. Костровицкий, Н.В. Алымова

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: yakovlev@igc.irk.ru

Введение

Якутская кимберлитовая провинция занимает северо-восточную часть Сибирской платформы и включает в себя пять промышленно алмазоносных полей: Малоботуобинское, Накынское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхнемунское. Последнее из них относится к числу слабо изученных киберлитовых полей. Рассматривая кимберлиты Верхнемунского поля, исследователи в основном затрагивают вопросы геологии, петрографии, состава и содержания типоморфных минералов-спутников алмаза [1, 4, 5, 9, 10, 12].

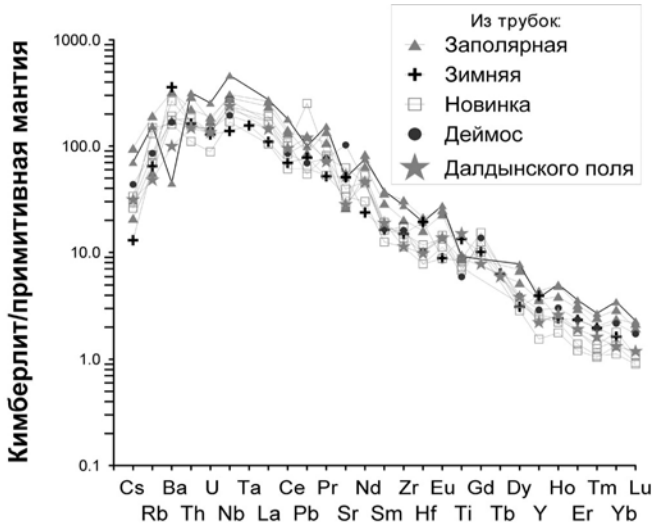


Рис. 1. *Спайдерграммы распределения редкоэлементного состава в кимберлитах алмазоносных трубок.*

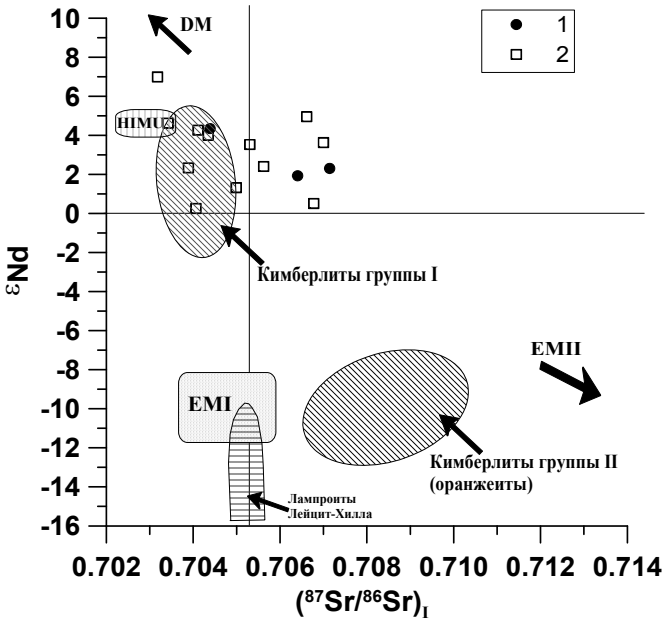


Рис. 2. *Изотопный состав кимберлитов из разных алмазоносных кимберлитовых полей Якутской провинции. Обозначения: 1- кимберлиты Верхнемунского поля, 2- кимберлиты Малоботуобинского, Далдынского и Алакит-Мархинского полей [2, 7].*

Трубочные и дайковые тела Верхнемунского поля выполнены преимущественно массивными, реже брекчиевыми и автолитсодержащими разновидностями кимберлитов. Массивные кимберлиты представляют собой породы порфировой структуры (ПК) с количеством ксенолитов вмещающих пород (КВП) до 5 %. Кимберлитовые брекчии характеризуются большим количеством КВП (от 5 до 50 %). Автолитсодержащие кимберлиты содержат автолитовые образования и КВП – от 5 до 40 %.

В петрохимическом отношении кимберлиты из большинства трубок Верхнемунского поля имеют относительно выдержанный состав и отвечают магнезиально-железистому типу кимберлитов, наиболее распространенному в алмазоносных кимберлитовых полях с содержанием Fe_2O_3total > 6 мас. %, TiO_2 > 1 % и содержанием K_2O < 1 мас. % [6]. К особенностям химического состава кимберлитов Верхнемунского поля следует отнести более низкое, по сравнению с кимберлитами других алмазоносных полей, содержание глинозема (в среднем 2.0 мас.% Al_2O_3), карбонатной компоненты (CaO – 7.7 мас.%, CO_2 – 4.7 мас.%) и высокое содержание магния (MgO – 32.4 мас.%), а относительно соседнего Далдыно-Алакитского поля более высокое содержание кремнезема (SiO_2 – 29.7 мас.%).

Кимберлиты из трубок Верхнемунского поля по сравнению с кимберлитами других алмазоносных полей характеризуются относительно высокими концентрациями Ni, что может быть связано со слабой измененностью кимберлитов, в первую очередь, с относительно большей сохранностью оливина. Содержание стронция и бария в отдельных образцах кимберлитов Верхнемунского поля колеблется в очень широких пределах, что объясняется, в первую очередь, значительными вариациями минералогического состава, а также разной степенью вторичного изменения. Распределение некогерентных элементов для Верхнемунских кимберлитов является типичным (рис. 1) и не отличается от других алмазоносных кимберлитов.

Различия в обогащенности редкоземельными элементами, связаны, в первую очередь, с более высокой ролью первичного мантийного карбоната и, соответственно, с меньшей ролью процесса вторичной карбонатизации в формировании

кимберлитов поля. Изотопный состав $(^{87}Sr/^{86}Sr)_I$ - εNd кимберлитов Верхнемунского поля соответствуют значениям слабоистощенного несовместимыми элементами (относительно BSE) мантийного источника (рис. 2), характерного для базальтоидного типа кимберлитов (кимберлиты группы I).

Отклонения изотопного состава стронция кимберлитов от значений истощенного источника, в сторону более обогащенного содержанием некогерентных элементов обусловлены проявлением процессов наложенной карбонатизации и связанной с ними ассимиляцией осадочно-морского стронция. Прямая корреляция между содержанием CO_2 и величиной отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_I$ (t=4.2) отражает прямую зависимость изотопной характеристики от степени карбонатизации кимберлитов.

Связующая масса (МОМ) кимберлитов представлена широким спектром минералов: оливин, флогопит, хромит, ильменит, перовскит, магнетит, монтичеллит, хлорит, апатит, кальцит и серпентин. Размер их варьирует от 0.005 мм до 1 мм, большинство демонстрирует идиоморфизм зерен. Оливины основной массы по сравнению с одноименными макро - и мегакристами характеризуются при более широком диапазоне изменчивости в целом более высокой железистостью. Уникальной находкой оказались, обнаруженные впервые в кимберлитах, зерна желтовато-зелёного граната гроссуляр-андрадитового состава с мелкими включениями титаномагнетита. Параметры кристаллической решетки (a_{CP}=11.9, Z=8; V=1.7) соответствуют гроссуляровому гранату. Необходимо отметить, что в пределах Верхнемунского поля подобные кристаллы граната в кимберлитах были встречены впервые. Вероятнее всего, их образование в основной массе кимберлитов связано с высокотемпературными параметрами кристаллизации кимберлитового расплава в позднемагматическую стадию становления трубок [1, 3]. Общей чертой всех изученных кимберлитов является высокое содержание перовскита в основной массе (рис. 3). Содержание TiO_2 в перовскитах варьирует в пределах 53.0-56.5 мас. % и более высокое у центра зерен (54.5 мас. %) чем в краевой части (53.7 мас. %).

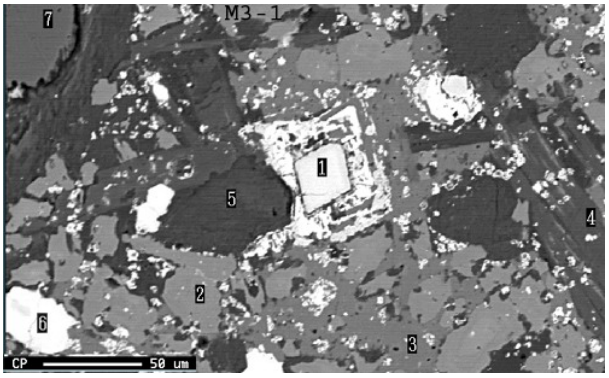


***Рис. 3**. Кимберлит трубки Деймос. Обозначения: 1 - идиоморфный кристалл хромшпинели в окружении атоллов титаномагнетита, 2 - монтичеллитовое зерно неправильной формы с угловатыми очертаниями (монтичеллита 30%), 3 - карбонат (20%), 4 - лейсты хлорита (10%), 5 - серпентин (20%), 6 - перовскит (5%), 7 - оливин.*

Монтичеллит в виде мелких изометричных и неправильной формы кристалликов рассеян в основной массе карбонат-серпентинового состава. Зональность выражается в обогащении краевых частей зерен MgO и CaO. Предполагается, что кристаллизация ядер зональных кристаллов монтичеллита идет из расплава, а появление краевых зон может рассматриваться как результат метасоматического развития этого минерала в породе. Распределение кальцита в основной массе носит крайне неравномерный характер. Максимально высокое содержание стронция отмечено в кальцитах трубки Поисковая и Деймос (до 1.0 мас. %), что указывает на высокотемпературный характер кристаллизации минерала в этих трубках.

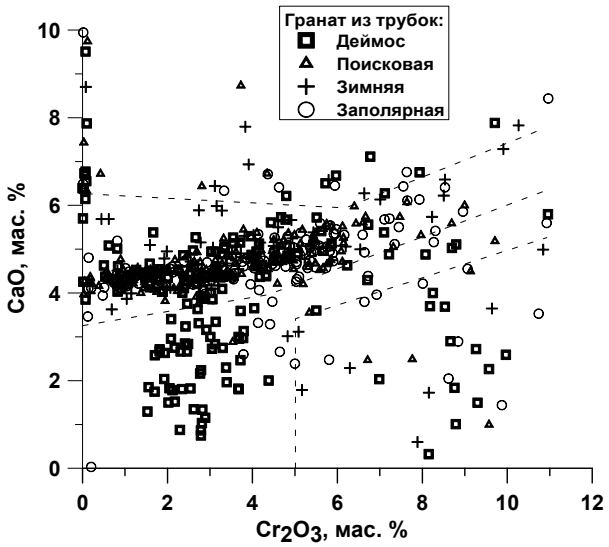


***Рис. 4.** Графики зависимости Cr_2O_3-CaO для гранатов из концентрата кимберлитов. Поля составов гранатов закреплены параметрами линий, проведенных Соболевым [8] для разграничения дунит-гарцбургитового, лерцолитового и верлитового парагенезисов.*

Гранаты из тяжелой фракции кимберлитов (макрокристы) Верхнемунского поля находятся, в основном, в области лерцолитового тренда (рис. 4). Пожалуй, наиболее отличительной чертой проведенной паспортизации является выявление группы гранатов низкохромистого дунит-гарбургитового парагенезиса с содержанием Cr_2O_3 от 1.5 до 4 мас.% и низким CaO, которой практически не встречается в других южных кимберлитовых полях.

Уникальной особенностью, характерной только для Верхнемунского поля, является наличие в кимберлитах большинства трубок двух групп мегакристов граната (хромистой и титанистой). Нами изучено распределение редкоземельных элементов в мегакристах граната и включениях граната в мегакристах оливина (рис. 5). И титанистые, и хромистые мегакристы граната демонстрируют кривую распределения РЗЭ, характерную для минералов магматического происхождения. Графики распределения РЗЭ для включений граната из мегакристов оливина характеризуются синусоидальной формой, типичной для

включений граната из алмазов, что объясняется метасоматической природой соответствующего мантийного источника. Разный характер распределения РЗЭ указывает на совершенно разную природу образования мегакристов граната и оливина.

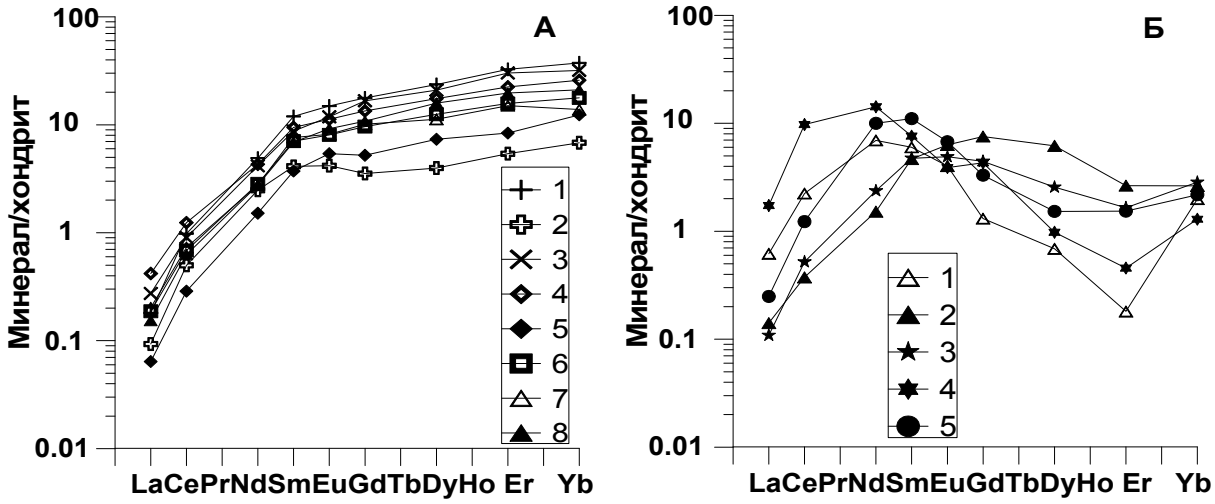


Рис. 5. *Графики распределения редкоземельных элементов в мегакристах граната (А) и во включениях гранатов из мегакристов оливина трубки Новинка (Б). Обозначения: 1, 2, 3 – Заполярная, 4, 5, 6 – Новинка, 7, 8 – Комсомольская-Магнитная (А).*

Оценка P-T условий кристаллизации клинопироксенов нами проведена по термобарометру Nimis, Taylor [13]. Основная часть клинопироксенов из кимберлитов (рис. 6) оказалась в области стабильности алмаза. Изучен также состав идиоморфных клинопироксенов, которые предположительно кристаллизовались из кимберлитового расплава. На графике P-T они находятся в поле стабильности алмаза, что может свидетельствовать о глубинных условиях протокристаллизации клинопироксена.

Во всех трубках всегда обнаруживается относительно многочисленная группа зерен ильменита, характеризующаяся узким диапазоном изменчивости содержания MgO (6-8%) при постоянном (0.8-0.9%) содержании Cr_2O_3 (рис. 7). Другой общей особенностью распределения составов ильменита является наличие группы точек, образующих тренд прямой корреляции между содержанием MgO и Cr_2O_3. Тем не менее, отличия в распределении составов ильменита для отдельных трубок имеет существенный характер.

Одним из характерных отличий минерального состава кимберлитов, особенно в мелких фракциях, являются повышенные концентрации шпинелидов. Большинство хромшпинелидов имеют очень высокую хромистость (рис. 8). На демонстрируемом графике зависимости Cr_2O_3 - TiO_2 четко выделяются два тренда кристаллизации хромшпинелидов: 1) направленный вдоль вертикальной оси (Cr_2O_3), характеризующийся низким, относительно постоянным содержанием TiO_2, который условно назван “ксеногенным”; 2) и проявляющий обратную корреляцию между данными параметрами состава и характеризующийся относительно высокими вариациями титана, он условно называется “кимберлитовым” (“пикритовый” тренд – [11]). Было изучено, с разной степенью детальности, около 70 образцов маннтийных ксенолитов из трубок Верхнеемунского поля. Наиболее распространенны породы существенно оливинового состава. Находки лерцолитов редки, а ксенолиты эклогитового состава здесь практически отсутствуют. Встреченные разновидности глубинных пород это, в основном, зернистые дунит-гарцбургиты и лерцолиты для которых характерны разные размеры первичных минералов. Обычно оливин и ортопироксен образуют крупные зерна от 3 до 7 мм, а клинопироксен и гранат от 0.2 до 1 мм. Микроструктура зернистых перидотитов гранобластовая.

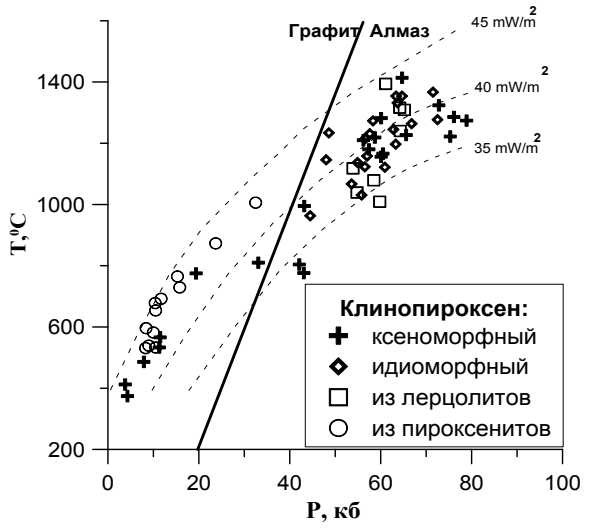


Рис. 6. *P-T диаграмма для клинопироксена из кимберлитов Верхнемунского поля. Примечания: идиоморфный и ксеноморфный клинопироксен из тяжелой фракции (зерна с размером около 1 мм); клинопироксен из пироксенитов.*

Дуниты представлены шпинелевыми, гранат-шпинелевыми и гранатовыми разновидностями. Оливин из мантийных ксенолитов отличается относительно высокомагнезиальным составом (6-9 % Fa компонента). Преобладающий процент гранатов из ксенолитов Верхнемунского поля принадлежит дунит-гарцбургитовому парагенезису 57 %, из них существенно

алмазоносному парагенезису 31 %, а низкохромистому дунит-гарцбур-гитовому 10 %. Особенности распределения РЗЭ в гранатах из отдельных ультрамафитов отражает построенная нами спайдерграмма (рис. 9). Вне зависимости от содержания хрома гранаты из разных парагенезисов демонстрируют один и тот же тип кривых распределения РЗЭ. Одинаковый характер распределения REE в гранатах, независимо от содержания главных элементов указывает на единый источник формирования их редкоэлементного состава, возможно,

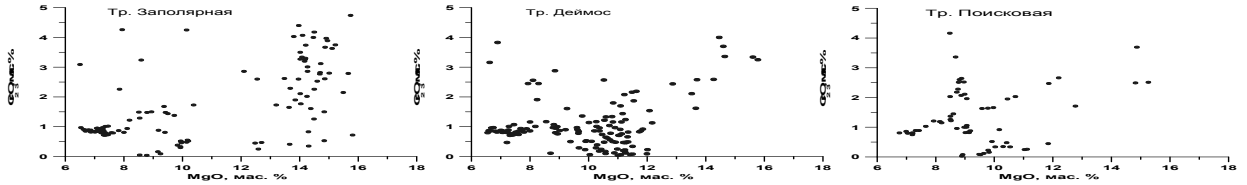


***Рис.** 7. Графики корреляции MgO и Cr_2O_3 в пикроильменитах из разных трубок Верхнемунского поля.*

связанный с криптометасоматозом. Ортопироксен по составу отвечает энстатиту и Ti-энстатиту [4]. Особенностью состава большинства хромшпинелидов из ксенолитов является их очень высокая хромистость (от 50 до 65 мас. %). По отношению содержания Cr_2O_3 к TiO_2 хромшпинелиды из мантийных ксенолитов легли в первый ("ксеногенный") тренд. Клинопироксены из лерцолитов характеризуются незначительными вариациями состава и представлены диопсидом и хромдиопсидом [4], реже субкальциевым диопсидом. Все клинопироксены из зернистых лерцолитов оказались в области стабильности алмаза (рис. 6). В одной из трубок был обнаружен ксенолит катаклазированного гранатового лерцолита, состоящий из мелкозернистого матрикса оливина, в который погружены более крупные порфирокластические зерна граната, орто - и клинопироксена. Клинопироксен из катаклазированного лерцолита, как и ожидалось, показал высокие P-T параметры (рис. 6).

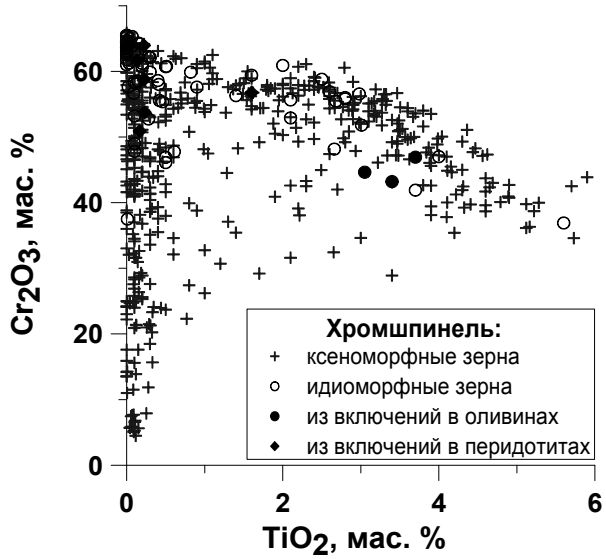


***Рис. 8.** График зависимости Cr_2O_3 - TiO_2 для хромшпинелидов.*

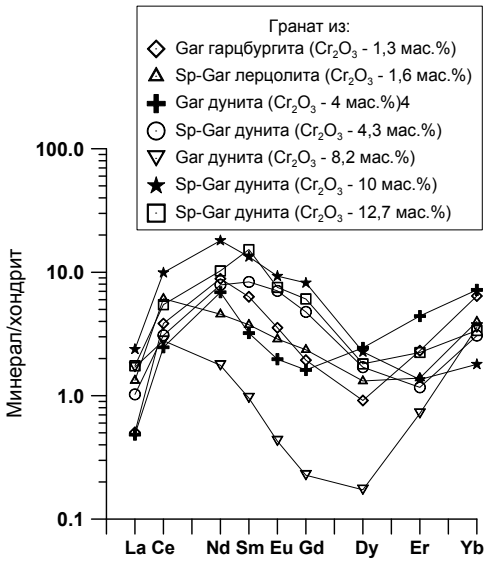


***Рис. 9.** Распределение РЗЭ в гранатах из гарцбургита и дунитов. В скобках дано содержание Cr_2O_3 в гранатах.*

Заключение

Для Верхнемунского поля наиболее характерными являются в разной степени серпентинизированные порфировые монтичеллитовые и слюдяные кимберлиты с массивной текстурой. Нередко встречаются блоки относительно слабоизмененного кимберлита со значительным содержанием свежего оливина.

Кимберлиты Верхнемунского поля относятся к наиболее распространенному в южных полях Якутской провинции магнезиально-железистому типу. Вариации составов кимберлита связаны с дифференциацией кимберлитового расплава-флюида при становлении трубок и интенсивностью проявления вторичных процессов.

Корреляция между породообразующими оксидами и микроэлементами разных групп обусловлена, в первую очередь, содержанием их в минералах-концентраторах. Кимберлиты разных трубок Верхнемунского поля по уровню накопления элементов-примесей несколько отличаются между собой. Между массивной разновидностью ПК и кимберлитовой брекчией по составу микроэлементов обнаруживаются определенные различия, связанные с разной степенью наложенных процессов и с контаминацией вмещающими породами. Относительно низкая степень вторичной измененности кимберлитовых пород Верхнемунского поля, а с другой стороны, более широкое развитие гипабиссальной фации (массивных ПК) предопределили высокий уровень содержания в них микроэлементов группы железа и некогерентных элементов по сравнению с

кимберлитами других алмазоносных полей. Тем не менее, распределение некогерентных элементов в кимберлитах Верхнемунского поля является типичным и не отличается от других алмазоносных кимберлитов. Предполагается, что для кимберлитов источник этих элементов был астеносферный. Отклонения изотопного состава стронция кимберлитов от значений истощенного источника, в сторону более обогащенного содержанием некогерентных элементов обусловлены проявлением процессов наложенной карбонатизации и, связанной с ними, ассимиляцией осадочно-морского стронция.

Кимберлиты характеризуются крайне неоднородным распределением МОМ, их неоднородным составом и зональностью большинства минералов. Среди них широко распространены монтичеллит, перовскит, кальцит с относительно высоким содержанием стронция (в среднем 0,5 мас. % Sr), а также обнаружен гранат гроссуляр-андрадитового состава. Количественные соотношения и химический состав этих минералов в определенной степени указывают на относительно высокотемпературный характер кристаллизации кимберлитовых расплавов в районе Верхнемунского поля.

Барофильные минералы тяжелой фракции из кимберлитов Верхнемунского поля характеризуются следующими особенностями: 1) присутствие в кимберлитах изученных трубок двух групп мегакрист граната - хромистой и титанистой; 2) большой процент низкохромистых гранатов тяжелой фракции, принадлежащих дунит-гарцбургитовому парагенезису (около 20 %); 3) шпинелиды образуют два тренда кристаллизации: “ксеногенный” (низкотитанистая) и “кимберлитовый” (с переменным TiO_2); 4) пикроильмениты из Верхнемунского поля характеризуются четко индивидуализированной картиной трендов состава по сравнению с пикроильменитами других кимберлитовых полей Якутской провинции; 5) высокие параметры P-T условий кристаллизации барофильных минералов из кимберлитов (45-75 кбар и 900-1400 ^{o}C), что согласуется с представлениями о зарождении расплавов в астеносферном слое мантии.

Кимберлитовый расплав в трубках Верхнемунского поля вынес из мантийных глубин обломки пород преимущественно ультраосновного состава. Наиболее характерными особенностями парагенетического состава разреза литосферной мантии под Верхнемунским полем является очень высокий процент участия в нем пород низкохромистого дунит-гарцбургитового парагенезиса, который практически не встречается в других алмазоносных полях.

Литература

1. ***Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др.*** Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра. 1964. 191 с.
2. ***Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., Левский Л.К., Овчинникова Г.В., Кондратов И.А.*** Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины. Геохимия, 2004, № 9, с. 915-939.
3. ***Годовиков А.А.*** "Минералогия", М., "Недра", 1975. 520с.
4. ***Доусон Дж.*** Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300с.
5. ***Костровицкий С.И.*** Геохимические особенности минералов кимберлитов. Новосибирск: Наука, 1986, 263 с.
6. ***Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Ротман А.Я.*** О происхождении кимберлитов. Доклады РАН. 2004. Т. 399. № 2. С. 236-240.
7. ***Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А.*** Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы. В ж.: “Геология и геофизика”. 2007. № 3. С. 350-371.
8. ***Соболев Н.В.*** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974, 264 с.
9. ***Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д.*** Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988, 288 с.
10. ***Харькив А.Д.*** Минералогические основы поисков алмазных месторождений. Под. ред. *Г.П. Воларовича*. М: “Недра”, 1978. 136 с.
11. ***Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.*** Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. - М.: Недра, 1995. - 348 с
12. ***Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.*** Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра. 1998. 555 с.
13. ***Nimis P., Taylor W.R.*** Single clinopyroxene thermobrometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in Cpx barometr and an enstitite-in-Cpx thermometr // Contrib. Mineral. Petrol., 2000, v. 139, N 5, p. 541-554.

ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОД ПЕРВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ СВИТЫ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА НА ГЛУБИНЕ И В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЗОНЕ

Ю.Н. Яковлев[1], П.К. Скуфьин[2]

[1]НПЦ "Кольская сверхглубокая", e-mail: SD3KGL@com.mels.ru
[2]Геологический институт КНЦ РАН), г. Апатиты, e-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

Первая (маярвинская) вулканогенная свита печенгского комплекса залегает в основании разреза вулканитов, непосредственно на осадках базальной телевинской свиты. Кольская сверхглубокая буровая скважина вскрывает разрез свиты в интервале 5717.0-6835.0 м. Разрез свиты вскрыт также структурной скважиной Х, которая расположена практически по восстанию свит и горизонтов СГ-3 (Рис. 1).

Особенности геологического строения и геохимии маярвинской свиты рассмотрены в отдельной статье (Скуфьин и Яковлев, в наст. сборнике).

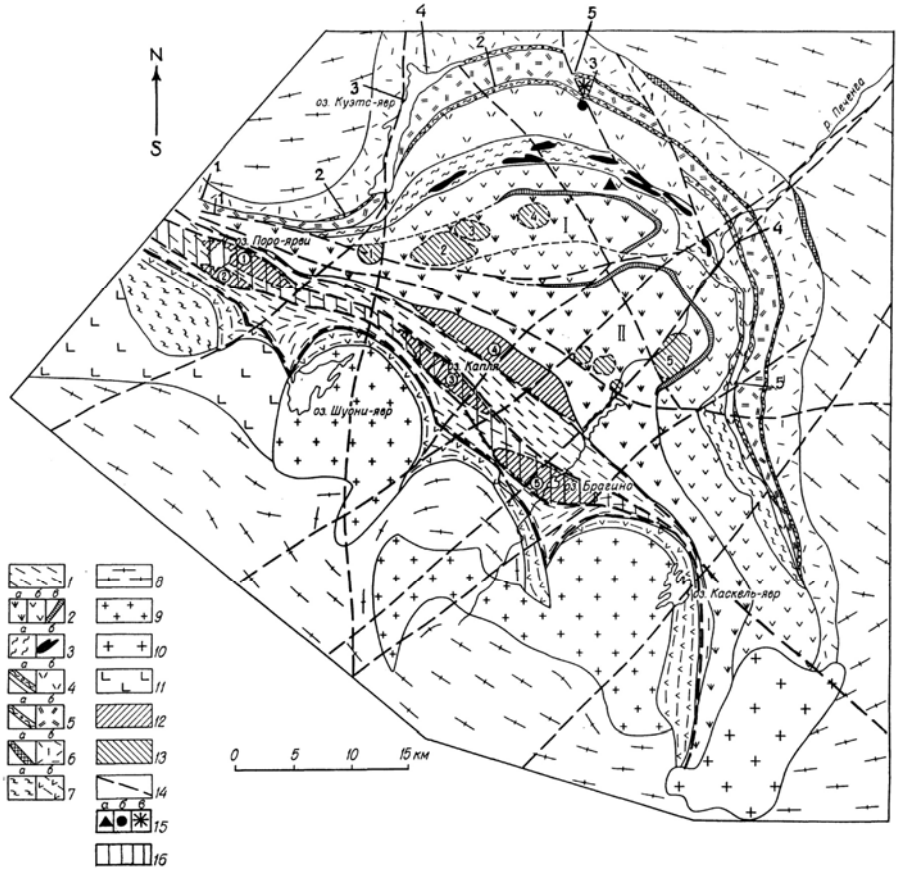


Рис. 1. *Схематическая геологическая карта Печенгской структуры: 1– вулканогенно-осадочные породы южнопеченгского комплекса (1940-1700 млн. лет); 2-6 – вулканогенно-осадочные породы северопеченгского комплекса (2550-1940 млн. лет): 2 – вулканиты суппваарской и матертской вулканогенных свит (1980±34 млн. лет): а – шаровые и массивные лавы базальтового, реже ферропикритового состава, б – шаровые и массивные лавы базальтового состава, в – лавы и туфы кислого состава; 3 – жданoвская туфогенно-осадочная свита: а – туфогенно-осадочные породы, б – породы рудоносной габбро-верлитовой ассоциации; 4 – осадочные и вулканогенные породы лучломпольской осадочной и заполярнинской вулканогенной свит (2114±52 млн. лет): а – осадки, б – вулканиты; 5 – осадочные и вулканогенные породы кувернеринйокской осадочной, а также пирттиярвинской и оршоайвинской вулканогенных свит (2214±54 млн. лет): а – осадки, б – вулканиты; 6 – осадочные и вулканогенные породы телевинской осадочной и маярвинской вулканогенной свит (2324±28 млн. лет): а – осадки, б – вулканиты; 7 – супракрустальные породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсосланцы, б – сланцеватые амфиболиты; 8 – гнейсогранитный комплекс архейского фундамента; 9 – плагиограниты и гранодиориты Каскельяврского и Шуонияврского массивов (1940 млн. лет); 10 – микроклиновые граниты лицко-арагубского комплекса (1765 млн. лет); 11 – габброиды каскамско-шуортинского архейского интрузивного комплекса; 12 – локальные вулканические центры в Южнопеченгской структурно-формационной зоне: 1 – Северопороярвинский, 2 –Южнопороярвинский, 3 – Каплинский, 4 – Порьиташский, 5 – Брагинский; 13 – локальные вулканические центры в Северопеченгской структурно-формационной зоне: 1 – Шуонийокский, 2 – Камагайокский, 3 – Форельноозерский, 4 – Соваярвинский, 5 – Матертский; 14 – дизъюнктивные нарушения; 15 – положение СГ-3 (а) и структурных скважин IX (б) и X (в); 16 – положение Пороярвинского приразломного трогового прогиба, контролировавшего локализацию автономных вулканоцентров в Южнопеченгской структурно-формационной зоне. Крупные мульдообразные структуры в Северопеченгской зоне: I - Северная мульда, II - Южная мульда. Для маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит показано положение петрогеохимических разрезов (№№ 1-5).*

Предварительная характеристика рудной минерализации в породах первой вулканогенной свиты была дана нами в предыдущих работах [1,2]. Согласно этим данным, вулканитам маярвинской свиты свойственна сульфидная специализация при незначительном содержании оксидов. Общий перечень рудных минералов в

разноглубинных вулканитах свиты представлен в табл. 1. Из этих данных следует, что рудная минерализация вулканитов свиты зависит от глубины залегания пород. Наиболее разнообразна сульфидная минерализация именно в вулканитах маярвинской свиты, при этом вулканиты разреза СГ-3 имеют более разнообразный состав сульфидов, чем их приповерхностные гомологи (скв. Х).

Таблица 1.

Состав рудной минерализации в вулканитах маярвинской свиты в разрезах СГ-3 и скв. Х.

№№ п/п	Минералы	Разрез СГ-3	Разрез скв. Х
Сульфиды и их аналоги			
1	Халькопирит	**о**	**о**
2	Пирит	**о**	**о**
3	Пирротин	**о**	
4	Троилит		+
5	Канзит		+
6	Сфалерит	+	+
7	Борнит	+	+
8	Халькозин	+	
9	Ковеллин	+	
10	Зигенит	+	+
11	Миллерит	+	
12	Кобальтин		+
13	Галенит	+	
14	Марказит (?)	+	+
15	Неопределённый (белый)	+	
16	Неопределённый (голубой)	+	
Оксиды и силикаты			
17	Магнетит	+	+
18	Гематит	+	
19	Ильменит	**о**	+
20	Рутил	+	
21	Лейкоксен		+
22	Лимонит	+	
23	Титанит (сорен)	+	+
24	Циркон	+	
	Всего:	**20**	**13**

Примечание: **о** – главные минералы, + - второстепенные и редкие минералы

Характерной особенностью рудной минерализации в вулканитах маярвинской свиты в целом является то, что только в них установлено наличие моносульфидов железа и своеобразной Cu-Ni-Co ассоциации халькопирит-пирит-зигенит ± миллерит (разрез СГ-3) и кобальтин (разрез скв. Х). В разрезе СГ-3 эта минерализация приурочена к интервалу мощностью около 140 м (6352.4-6490.8 м), охватывающему среднюю часть свиты, представленную пачкой переслаивающихся покровов метаандезитов, метаандезидацитов и метабазальтов, а в нижней его части – силлоподобное тело метагабброидов.

Существенные различия для глубинных и приповерхностных пород установлены в концентрациях наиболее распространенных рудных минералов (табл. 2): халькопирита, пирита и борнита среди сульфидов, и магнетита, гематита и ильменита – среди оксидов. В маярвинской свите содержание сульфидов (особенно халькопирита и пирита) существенно выше в породах из разреза СГ-3, чем в приповерхностных (скв. Х). Поведение оксидов аналогично: ильменита в приповерхностной зоне значительно меньше, гематит не обнаружен, но здесь постоянно присутствует лейкоксен (иногда до 3-5 %). Характерен также и состав отдельных минералов на различных глубинах. Например, в халькопирите, пирите и борните маярвинской свиты СГ-3 обнаружены повышенные содержания изоморфных примесей ЭПГ и Se, а в пирите – Ni и Co. Таким образом, сульфиды глубинной части разреза свиты (разрез СГ-3) в целом характеризуются более разнообразным составом, но преимущественно за счёт второстепенных и редких минералов. Кроме того, моносульфиды железа в разрезе СГ-3 представлены моноклинным пирротином, а в разрезе скв. Х – троилитом и канзитом (?). Общее содержание сульфидов в вулканитах свиты обычно не превышает 1-2%, но на глубине иногда достигает 10-15% (разрез СГ-3) – в брекчированных разновидностях вулканитов или в кварц-эпидотовых метасоматитах. В таких породах и общий состав рудной минерализации более разнообразен; наряду с преобладающими главными минералами присутствуют и редкие, в том числе неопределённые. Для химического состава главных сульфидов характерны следующие особенности: в глубинных участках свиты (разрез СГ-3) они обладают более широким диапазоном кристаллохимических параметров (табл. 3) и повышенным содержанием изоморфных примесей по сравнению с приповерхностной зоной (разрез скв. Х). Так, содержание Co в пирите на глубине достигает 10-14%, а Ni – 4.2%; количество примесей (Ni, Co, Cu) в пирротине достигает 1.03%, а количество Mn в ильмените – 4.9%. Но самым примечательным является обнаружение в халькопирите, пирротине и борните из разреза СГ-3 существенной

примеси ЭПГ (Pt, Pd и Rh), в сумме достигающей 0.23%. Ранее примесь ЭПГ в этих сульфидах ни в разрезе СГ-3, ни в Печенгском рудном поясе не наблюдалась.

Таблица 2.

Содержание (об. %) наиболее распространённых рудных минералов в породах маярвинской свиты.

№№ п/п	Минералы	Разрез СГ-3	Разрез скв. Х
1	Халькопирит	$\frac{е.з-15}{0.5-2.0}$	$\frac{0-1}{0-е.з}$
2	Пирротин (троилит)	$\frac{е.з-1}{е.з}$	$\frac{е.з-0.5}{е.з}$
3	Пирит	$\frac{0-10}{0-1}$	$\frac{0-1}{0-е.з}$
4	Борнит	$\frac{0-е.з}{0}$	$\frac{0-е.з}{0}$
5	Магнетит	$\frac{0-0.5}{0-е.з}$	$\frac{0-е.з}{е.з}$
6	Ильменит	$\frac{0-5}{е.з-1}$	$\frac{0-е.з}{е.з}$

Примечание: 0 – минерал не обнаружен, *е.з* – единицы зерна, над чертой – пределы изменения содержаний, под чертой – преобладание содержания.

Таблица 3.

Диапазоны кристаллохимических параметров сульфидов из вулканитов маярвинской свиты разрезов СГ-3 (5717-6835 м) и структурной скв. Х (400-1056 м).

Минералы	Разрез СГ-3				Разрез скв. Х			
	n	ΣMe/S	Cu/Fe	Σ примесей	n	ΣMe/S	Cu/Fe	Σ примесей
Пирротин моноклинный	6	0.815-0.876		0.54-1.03				
Троилит					3	0.930-0.994		0.00
Кензит (?)					3	1.014-1.025		0.00-5.25
Халькопирит	23	0.984-1.035	0.986-1.020	0.00-0.23		0.983-1.025	0.978-1.023	0.00-0.04
Пирит	17	0.468-0.511		0.00-15.22	12	0.470-0.506		0.00-4.66
Зигенит	10	0.705-0.779	0.776-1.883	1.70-8.01				
Борнит	3	1.387-1.519	4.423-5.081	0.00-0.15				
Сфалерит	5	0.984-1.029		3.50-6.61				

Примечание: соотношения элементов даны в атомных количествах, суммы примесей – в мас. %; для зигенита приведен интервал соотношения Co/Ni; n – число анализов.

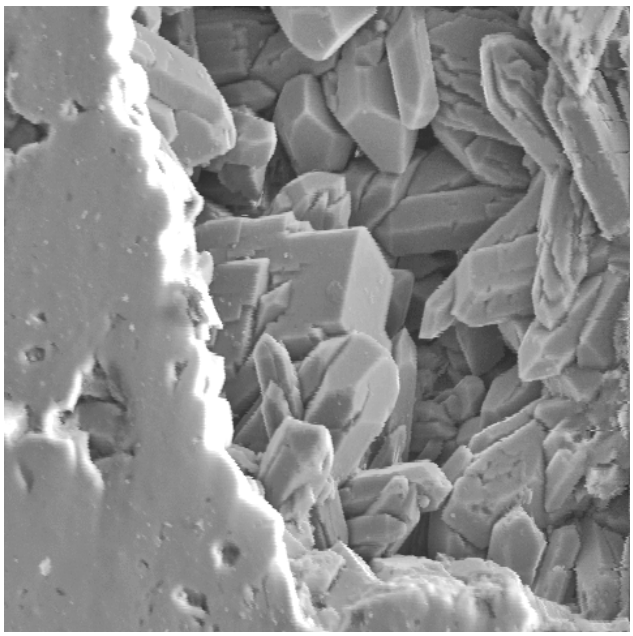
Выводы

1. Глубинные и приповерхностные участки маярвинской свиты в петрологическом отношении существенно не отличаются.
2. Породы свиты обладают сульфидной специализацией, включающей своеобразную Cu-Ni-Co минерализацию.
3. Широкие вариации состава главных сульфидов в глубоких частях свиты и повышенные концентрации в них изоморфных примесей свидетельствуют, вероятно, о проявлении «фактора глубины», что ранее отмечалось для архейской части разреза СГ-3 и свойственно не только рудным минералам, но и некоторым силикатам. Повидимому, этот фактор действует и на меньших глубинах (6.5-6.8 км).
4. Важным является обнаружение примеси ЭПГ в сульфидах на глубоких горизонтах свиты, что характеризует металлогенические особенности Печенгской структуры.

Литература

1. ***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: изд. МУП "Полиграф", 2000. С. 52-55.
2. ***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. В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т.2 Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты, МУП «Полиграф», 2002. С. 64-77.

Минералогия, кристаллография



КОЛЛЕКЦИЯ Е.К. КОЗЛОВА В МУЗЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН (К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

В.В. Борисова

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, borisova@geoksc.apatity.ru

1 декабря 2008 года исполняется 90 лет со дня рождения Евгения Константиновича Козлова (1918-1974) – талантливого ученого, доктора геолого-минералогических наук, возглавлявшего с 1953 по 1961 г. Геологический институт, а с 1961 г. ставшего председателем Президиума Кольского филиала АН СССР. На протяжении всех лет работы на Кольском полуострове Евгений Константинович занимался геологией и петрологией основных-ультраосновных комплексов, а также изучением связанных с ними сульфидных медно-никелевых месторождений [1, 2].

После окончания геологического факультета Ленинградского государственного университета в 1941 г., Е.К. Козлов приехал работать на Кольскую базу АН СССР. К сожалению, война помешала осуществлению планов молодого геолога. Добровольцем он ушел на фронт и прошел всю войну до Дня победы, а после войны, в 1946 г., поступил в аспирантуру на кафедру петрографии Ленинградского государственного университета к профессору Н.А. Елисееву. Свои первые петрологические исследования Е.К. Козлов проводил на Мончегорском никеленосном плутоне. Во время учебы в аспирантуре им впервые была составлена геолого-структурная карта массива г. Сопча, входящего в состав Монче-плутона [1, 2].



Рис. Е.К. Козлов в маршруте с сотрудниками Геологического института, геологами Имандровской ГРП и студентами ВГУ. Монче-плутон, 1972 г.

Образцы, собранные им в то время (1947 г.) положили начало коллекции ультраосновных и основных пород Кольского полуострова во вновь организованном после войны музее Геологического института Кольского филиала АН СССР. В основном, это были образцы, оформленные впоследствии в «Петрографическую экспозицию» музея. В нее вошли оливиниты, перидотиты с сульфидной вкрапленностью и пироксениты массива г. Сопча, трахитоидные полевошпатовые пироксениты массива г. Травяной, меланократовые нориты массивов г. Сопча и г. Ниттис, габбро-пегматит массива г. Ниттис.

После успешной защиты кандидатской диссертации в 1949 г. Евгений Константинович, на основе структурно-петрологических исследований, стал изучать месторождения вкрапленных и гнездовых руд

Монче-плутона [2]. В коллекции музея появились прекрасные образцы руд и оруденелых пород, которые пополнили витрины с рудами и другими полезными ископаемыми Кольского полуострова. Сульфидные медно-никелевые руды Монче-плутона в коллекции Евгения Константиновича Козлова представлены прожилково-вкрапленным типом в норитах, сплошными рудами, а также уникальными образцами рудных габбро-пегматитов, которые уже не встречаются в коренных выходах горных пород и с которыми можно ознакомиться только в музее. В коллекции имеются уникальные образцы с массива г. Ниттис, в которых видны взаимоотношения руд и пород: контакт рудной жилы с пироксенитом, ксенолиты пироксенита в медно-никелевой руде, сульфидная медно-никелевая руда в контакте с трахитоидным пироксенитом. Кроме того, в коллекции имеются образцы с мелковкрапленным сульфидным оруденением в перидотитах и трахитоидных пироксенитах массива г. Сопча.

Несмотря на то, что в дальнейшем Е.К. Козлов изучал на Кольском полуострове многие массивы основных и ультраосновных пород и связанные с ними медно-никелевые месторождения, Монче-плутон был геологическим объектом, исследование которого он продолжал на протяжении всей своей жизни. Добыча руд на Монче-плутоне давно прекратилась и прекрасные образцы богатейших руд этого месторождения можно увидеть только в музеях. Коллекция пород и руд по Монче-плутону Е.К. Козлова в музее Геологического института неизменно восхищает исследователей сульфидных медно-никелевых месторождений из различных уголков мира, а также интересна широкому кругу любителей камня.

Значительное место в исследованиях Е.К. Козлова занимало Ловноозерское месторождение медно-никелевых руд, расположенное в пределах гранулитовой серии на западе Кольского полуострова. При его непосредственном участии были разработаны критерии поисков и разведки рудоносных тел в сложных и своеобразных условиях гранулитовой фации метаморфизма [1]. Работы на этом объекте нашли свое отражение в экспозиции музея. Первая коллекция образцов оруденелых основных пород и вмещающих гранулитов с Ловно-озера поступила в музей от Евгения Константиновича в 1957 году и была выставлена в разделе «Коллекция руд и других полезных ископаемых». Коллекция представлена рудными норитами с богатой гнездовой вкрапленностью, пирротиновой рудой в диорито-гнейсах, трахитоидным габброноритом, а также шестью образцами гранулитов - массивных и полосчатых, с гранатом и гиперстеном. Пирротин с Ловноозерского месторождения демонстрируется в систематической коллекции минералов.

В 1972 году Евгений Константинович защитил докторскую диссертацию по теме «Естественные ряды пород никеленосных инструзий и их металлогения», а в 1973 году вышла в свет его монография с таким же названием, ставшая крупнейшей сводкой по основному и ультраосновному магматизму центральной части Кольского полуострова [1].

Коллекция пород и руд Е.К. Козлова в музее Геологического института не очень большая по количеству образцов – около 30, но она весьма представительная, уникальная, интересная в научном и познавательном плане. В настоящее время на образцах сульфидных медно-никелевых руд Монче-плутона студенты кафедры геологии Апатитского филиала Мурманского государственного технического университета, обучающиеся на базе Геологического института, осваивают тип магматогенных месторождений по курсу «Месторождения полезных ископаемых». Петрографическая коллекция пород Монче-плутона помогает студентам разобраться в сложных процессах дифференциации расслоенных массивов основного-ультраосновного состава.

Литература

1. ***Сидоренко А.В., Горбунов Г.И.*** Евгений Константинович Козлов // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Памяти доктора геолого-минералогических наук Е.К. Козлова. Апатиты: КФ АН СССР, 1975. С.3-10.

2. Ученые Кольского научного центра 1930-2005. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. С.21.

НОВЫЕ ПОСТУПЛЕНИЯ В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ЗА 2007 ГОД

В.В. Борисова, А.В. Волошин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: borisova@geoksc.apatity.ru

За прошедший год коллекция музея пополнилась более чем на 150 образцов минералов, из них 50 образцов были выставлены в экспозиции музея в следующих разделах: 1 – новые минералы; 2 – систематическая коллекция минералов; 3 – минералы и руды месторождений. Остальные образцы пополнили фонд музея.

Новые поступления в коллекцию музея можно разбить на следующие группы: 1) новые минеральные виды Кольского полуострова; 2) коллекция минералов Хибинского массива; 3) коллекция минералов Кейв; 4) коллекция минералов и пород других массивов и районов Кольского полуострова.

Одной из важнейших задач музея является пополнение коллекции по **новым минеральным видам**, поскольку в музее имеются далеко не все открытые на Кольском полуострове минеральные виды. Отсутствие новых минералов в музее особенно ощущалось по Хибинскому и Ловозерскому массивам, в которых открыто больше всего минералов: из 249, известных на январь 2008 г. новых минералов, 185 открыто именно в этих массивах.

В сентябре прошлого года неоценимый вклад в пополнение коллекции по новым минералам музея Геологического института сделал Александр Петрович Хомяков, ведущий сотрудник Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (г. Москва), доктор геолого-минералогических наук. Он передал в дар музею коллекцию из 67 новых минералов Кольского полуострова. А.П. Хомяков является известным не только в России, но и за рубежом, первооткрывателем минералов. Именно им открыто самое большое количество новых минералов на Кольском полуострове. С 1973 года он сотрудничает с музеем Геологического института и 47 новых минералов, переданных им в различные годы, уже имелись в экспозиции музея. Теперь их насчитывается 114, из них 33 новых минерала выставляются впервые: аллуайвит, алтисит, баренцит, буссенит, быковаит, гидроксиканкринит, георгбарсановит, делонеит-(Ce), диверсилит-(Ce), дуалит, ершовит, интерсилит, калиферсит, кальборсит, квадруфит, лабиринтит, лабунцовит-Fe, леммлейнит-Ba, линтисит, литосит, манаксит, манганонауяказит, манганотихит, минеевит-(Y), натроксалат, нафертисит, нечелюстовит, ольгит, паравиноградовит, паранатисит, пятенкоит-(Y), расцветаевит, тиеттаит. Музей Геологического института искренне благодарен Александру Петровичу за этот дар и надеется на дальнейшее сотрудничество.

В ноябре 2007 года Международной комиссией по новым минералам были утверждены четыре новых минеральных вида - иванюкит-Na-C, иванюкит-Na-T, иванюкит-K и иванюкит-Cu, которые были обнаружены в Хибинском массиве на Восточном руднике (г. Коашва). В открытии минералов участвовали, как сотрудники Геологического института - В.Н. Яковенчук, Я.А. Пахомовский, Е.А. Селиванова, Ю.А. Корчак, так и других организаций - А.П. Николаев (г. Кировск, ОАО «Апатит») и С.В. Кривовичев (СПбГУ). Все четыре новых минеральных вида переданы в музей В.Н. Яковенчуком и демонстрируются в витринах с новыми минералами Кольского полуострова.

Теперь о **поступлении других минералов с Хибинского массива**.

Ежегодно в пополнении коллекции музея принимает участие И.В. Пеков, доктор геолого-минералогических наук, сотрудник МГУ. В этом году им передано 8 образцов минералов с Коашвинского месторождения Хибинского массива: ярко-зеленые кристаллы бурбанкита (редкоземельного карбоната) в натролите, мелкие игольчатые кристаллы астрофиллита в натролите, пирофанит, баритолампрофиллит и необычные, белые и желтоватые, выделения флюорита среди натролита.

Экспозицию цеолитов в музее, несомненно, украсил крупный (25 х 15 см) образец «мышиного» натролита с Кировского рудника Хибинского массива, подаренный А.С. Подлесным, коллекционером-любителем, который также с давних пор сотрудничает с музеем.

Продолжающиеся экпедиционные работы Геологического института в **Кейвских тундрах** позволяют ежегодно пополнять и без того достаточно большую экспозицию минералов по этому району. В.В. Левицким (г. Москва) был передан в музей образец твейтита-(Y). Этот минерал является первой находкой на Кольском

полуострове и в России. Он был обнаружен в амазонитовых пегматитах г. Ровгоры в Западных Кейвах. Им же были переданы в музей несколько образцов бритолита-(Y) с Сахарйокского массива.

В 2006 году коллекция музея пополнилась довольно большим количеством образцов гентгельвина и даналита из амазонитовых пегматитов хр. Серповидного в Западных Кейвах. До этого в коллекции музея имелось по одному зерну этих достаточно редких для Кольского полуострова бериллиевых силикатов. Размер зерна гентгельвина не превышал 1 х 1 см. В 2007 г. И.С. Красоткиным и Ю.Л. Войтеховским были привезены и переданы в музей образцы гентгельвина с другого района Западных Кейв - г. Ровгоры. Образцы отличались необычно крупным размером - 6 х 5 см. Если учесть, что это были осколки более крупного образца, то изначальный размер его составлял, видимо, более 10 см.

В систематической коллекции минералов впервые появился образец с самородной медью и купритом, привезенным для музея А.К. Шпаченко с хр. Серповидного в Западных Кейвах. Им же были переданы несколько образцов рутила в кварце с Центральных Кейв.

О поступлении **минералов и пород из других массивов и районов Кольского полуострова** хочется начать с Контозерской кальдеры.

В начале прошлого года М.Н. Петровским был передан в музей уникальный образец с целестином и самородной серой. Ранее эти минералы отсутствовали в музее. Интерес к образцу был настолько велик, что решено было организовать небольшой отряд, который за музейные деньги привез бы образцы минералов и пород с этой структуры, тем более, что в петрографической коллекции музея также отсутствовали образцы с этого района. К сожалению больше таких образцов с целестином и серой найдено не было, но Ю.В. Калачевым и М.Н. Петровским была привезена и передана в музей большая петрографическая коллекция разнообразных по составу пород – 54 образца. Контозерская палеовулканическая кальдера имеет палеозойский возраст. По своему геологическому положению, внутренней структуре и петрографическому составу слагающих ее пород является уникальным геологическим объектом для Кольского полуострова и наиболее древним среди подобных образований в других регионах мира, поэтому коллекция пород по этому району представляется особо ценной для музея. Коллекция будет выставлена в петрографическом отделе только после завершения ремонта в коридоре института, а пока находится в хранилище. В музей передан каталог привезенных образцов.

Из поступлений **минералов других районов** можно отметить, что систематическая коллекция пополнилась следующими минералами:

1) гематитом (2 образца) из гематитовой жилы мощностью до 20 см на Терском побережье (дар Д.Р. Зозули);

2) малиновым корундом из амфиболитов г. Перуселька в Ковдорском районе, переданным коллекционером-любителем Н.Н. Фришманом (г. Санкт-Петербург);

3) образцами с малахитом в кварцевых прожилках в красноцветных песчаниках мыса Корабль Белого моря (3 образца), переданными им же.

4) образцами с фиолетовым флюоритом с мыса Корабль Белого моря (8 образцов), переданными Ю.Л. Войтеховским. Один из них, довольно крупный, имеет размеры 20 х 20 см и представляет собой красноцветный песчаник, разбитый множеством жилок с флюоритом, которые создают подобие брекчии. Безусловно, этот образец украсил выставочный зал музея.

Экспозиция по Яурийокскому молибденовому рудопроявлению дополнилась образцом с молибденитом, молибдитом и ферримолибдитом участка Учабю, который передал сотрудник Мурманской геолого-разведочной экспедиции Н.И. Постернок.

РЕАЛЬНЫЕ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОСТЫЕ ФОРМЫ: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Ю.Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru

В трудах ряда научных конференций 2001 г. [1 и др.] и позднее [2 и др.] автором было предложено определение “реальной кристаллографической простой формы” как полиэдра, образованного хотя бы некоторыми из граней идеальной кристаллографической простой формы, находящимися в стандартной ориентации, но на произвольном расстоянии от начала координат. Оно естественным образом обобщается на комбинации реальных кристаллографических простых форм. Оба понятия отражают хорошо известный факт, что природные кристаллы – какими бы идеальными не казались – полны несовершенств в химическом составе, структуре и внешней форме. Именно они составляют платформу генетической минералогии, реконструирующей условия и механизмы образования минералов.

В последней четверти XX века изучение внешней формы кристаллов отошло на второй план. Благодаря бурному развитию физических методов исследования акцент сместился на изучение их структуры. Как-то само собой стало подразумеваться, что это и есть более глубокое проникновение в суть проблемы. С одной стороны, внешняя форма идеального кристалла опосредована его структурой хотя бы в том смысле, что точечная группа симметрии кристаллического многогранника есть подгруппа пространственной группы симметрии кристаллической решетки. Но, с другой стороны, реальный кристалл образуется не иначе как наложением элементарных слоев, некогда бывших его гранями. Поэтому, говоря о реальном кристалле и признавая важность его внутренних интенций, следует всячески подчеркивать самостоятельную и непреходящую генетико-информационную ценность его внешней формы в деталях (скульптура граней) и в целом (вид полиэдра). Это кредо, разработанное в стенах Санкт-Петербургского горного института [6, 7, 9, 10 и мн. др.], сегодня более всего развивается его выпускниками в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар), Институте минералогии УрО РАН (Миасс) и Геологическом институте Кольского НЦ РАН (Апатиты).

Первым шагом в направлении от идеального кристалла к реальному является рассмотрение плоскогранных кристаллических полиэдров с неравными гранями одной простой формы. У И.И. Шафрановского об этом написано следующее. “Сначала обратимся к плоскогранным кристаллическим многогранникам. Под “искажением форм” будем подразумевать здесь только неодинаковое развитие, а также частичное исчезновение граней, принадлежащих одной простой форме… Если грани реальной простой формы присутствуют в полном количестве и одинаковы как по форме, так и по очертаниям, мы будем говорить об истинной простой реальной форме. Если грани формы присутствуют лишь частично и развиты неодинаково, приходится отмечать ложное развитие простой реальной формы. Так как такое развитие дает понятие об особенностях условий кристаллообразования, имеет смысл выдвинуть особое понятие о ложных или вынужденных простых реальных формах. Ложная простая форма является частью истинной простой формы и отмечает совокупности граней, связанных элементами внешней симметрии кристаллического многогранника… ” [10, с. 146-147].

И далее. “Из вышесказанного становится ясным, что почти все комбинации граней на природных неидеализированных кристаллических многогранниках могут быть расчленены на ложные формы. Вывод всех возможных ложных форм, образующихся из какой-либо идеальной формы, сводится к выявлению соответственных простых форм, принадлежащих к видам симметрии, являющимся подгруппами того вида симметрии, к которому относится исходная форма. При этом все выводящиеся ложные формы представляют как бы частичное развитие граней исходной идеальной формы” [*Ibid*., с. 148]. Яркой демонстрацией метода являются девять способов представления куба ложными формами: тетрагональная призма + пинакоид, 2 тригональные пирамиды, 3 пинакоида, 2 диэдра + пинакоид, тетрагональная призма + 2 моноэдра, 2 пинакоида + 2 моноэдра, 2 диэдра + 2 моноэдра, 4 моноэдра + пинакоид, 6 моноэдров [*Ibid*., с. 149].

Здесь уместно подчеркнуть принципиальное различие в подходах И.И. Шафрановского и автора к описанию реальных плоскогранных кристаллов. Нами форма кристаллического полиэдра не раскладывается на составные части, а фиксируется целиком с точностью до комбинаторного типа (числа, вида и способа сочетания граней) и комбинаторно-геометрической симметрии (точечной группы симметрии наиболее симметричного полиэдра данного комбинаторного типа с учетом углов между гранями). Задачи перечисления комбинаторных многообразий для трех кристаллографических тетраэдров, куба и ромбоэдра тривиальны. На сегодня найдены реальные октаэдры, тетрагональные и ромбические бипирамиды, тригональные бипирамиды и трапецоэдры [3], ромбододекаэдры [4], а также комбинации куба и октаэдра [5]. Кроме того, что все они как потенциальные кристаллические полиэдры могут быть осмыслены согласно принципу диссимметрии Кюри [8], некоторые их особенности допускают нетривиальную интерпретацию. Одна из них обсуждается далее.

Компьютерный алгоритм генерирования реальных кристаллографических простых форм предусматривает непрерывное (т.е. дискретное, но с “очень малыми” шагами) движение граней вдоль нормалей и начинается с идеальной формы, у которой все нормали к граням ориентированы вовне, т.е. от начала координат. При этом удаление грани от начала координат можно интерпретировать как ее рост, приближение к началу координат – как растворение. Если у некоторого полиэдра все нормали к граням сохраняют исходную (наружную) ориентацию, то его интерпретация затруднений не вызывает: из 36 реальных тригональных бипирамид таковых 6, из 63 реальных тригональных трапецоэдров таковых 11, из 11854 реальных тетрагональных трапецоэдров таковых 349 [3, с. 14-16]. Можно считать, что в этом случае грани смещены от идеального положения на небольшое расстояние. В смысле принципа диссимметрии Кюри это указывает на слабый диссимметризующий эффект кристаллообразующей среды. Но если некоторые грани при движении вдоль нормалей переходят через начало координат, то

кристаллографические простые формы без параллельных граней порождают полиэдры, у которых часть нормалей ориентирована внутрь, к началу координат. Именно здесь возникают неожиданные эффекты.

Само наличие граней с нормалями, ориентированными внутрь полиэдра, интерпретировано в [3, с. 16] как свидетельство того, что "грани с различно ориентированными нормалями впервые образовались противоположным (рост – растворение) путем". Возможно, более убедительна другая интерпретация. Легко видеть, что переход через начало координат всех граней (с закрепленными нормалями) простой формы, не содержащей отражений в точечной группе симметрии, порождает ее не просто энантиоморфный, но антисимметричный двойник, как бы "выворачивает форму наизнанку" в духе примера А.В. Шубникова с черными и белыми перчатками [10, с. 95]. Из этого следует, что реальные кристаллографические простые формы с различно ориентированными нормалями можно интерпретировать как двойники антисимметричных индивидов. Частичными (реализующими энантиоморфизм, но не реализующими антиравенство) аналогами являются бразильские двойники кварца.

Для реальных кристаллографических простых форм, в которых участвуют грани с различно ориентированными нормалями, обнаружен "эффект относительно малых граней". В этих случаях размер некоторых граней не может быть существенно увеличен относительно других граней параллельным переносом вдоль нормалей, моделирующим рост или

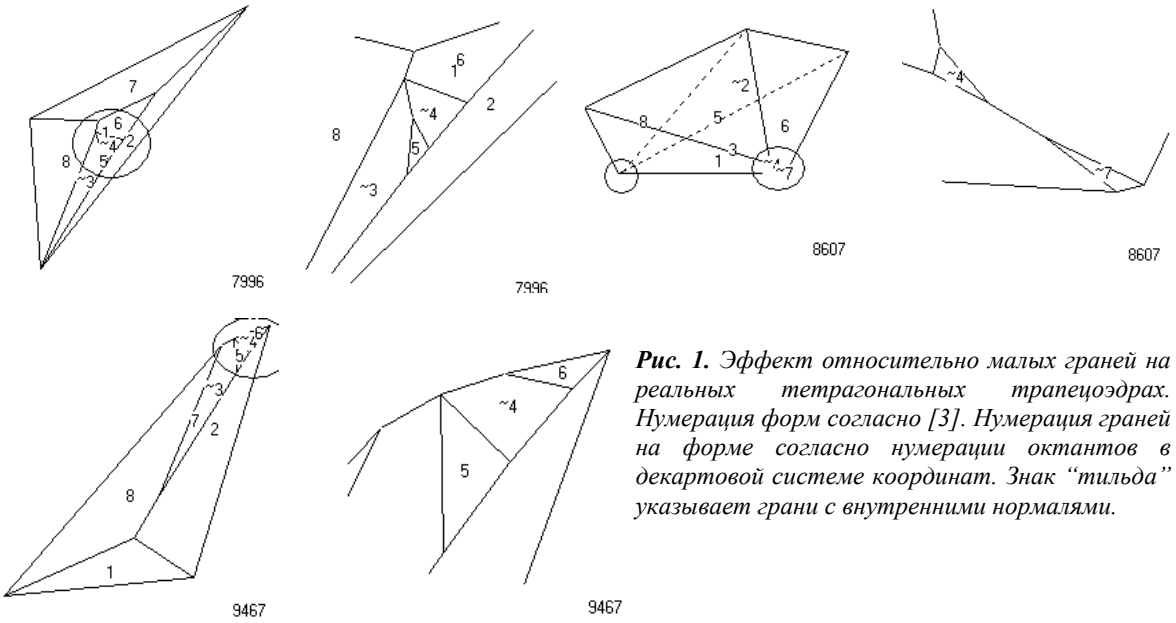


Рис. 1. *Эффект относительно малых граней на реальных тетрагональных трапецоэдрах. Нумерация форм согласно [3]. Нумерация граней на форме согласно нумерации октантов в декартовой системе координат. Знак "тильда" указывает грани с внутренними нормалями.*

растворение кристалла в природных условиях, по соображениям принципиального порядка (рис. 1). Здесь комбинаторный тип полиэдра и угловые соотношения между гранями таковы, что значительные перемещения граней попросту изменят его тип. Следовательно, если такие формы существуют в природе, то относительно малые размеры граней не следует автоматически связывать с их относительно быстрым ростом. С другой стороны, их подчеркнуто специфический характер, скорее всего, следует связывать с очень неравновесными условиями кристаллизации в высокоградиентных геохимических и температурных полях. Приведенная выше интерпретация граней с внутренними нормалями как двойникования энантиоморфных индивидов свидетельствует в пользу того же.

Литература

1. ***Войтеховский Ю.Л.*** О реальных кристаллографических кубе и октаэдре // Тр. Межд. конф. "Кристаллогенезис и минералогия". С.-Петербург, 17-21 сент. 2001 г. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. С. 418-419.
2. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112-120.
3. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Комбинаторная кристалломорфология. I. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: Изд-во K & M, 2004. 275 с.
4. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Комбинаторная кристалломорфология. II. Реальные кристаллографические ромбододекаэдры // Полиэдрические формы в живой и косной природе. Апатиты: Изд-во K & M, 2005. С. 51-84.
5. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Комбинаторная кристалломорфология. III. Комбинации куба и октаэдра. Апатиты: Изд-во K & M, 2007. 834 с.
6. ***Глазов А.И.*** Методы морфометрии кристаллов. Л.: Недра, 1981. 147 с.
7. ***Глазов А.И.*** Морфометрия кристаллов. Автореф. дис. ... д.г.-м.н. СПб.: СПГГИ (ТУ), 1999. 30 с.
8. ***Кюри П.*** О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избранные труды. М.-Л.: Наука, 1966. С. 95-113.
9. ***Шафрановский И.И.*** Кристаллы минералов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 223 с.
10. ***Шафрановский И.И.*** Лекции по кристалломорфологии. М.: Высшая школа, 1968. 174 с.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОДЫ МИНЕРАЛОВ

Е.В. Глаголев

ОАО «Экология», г. Екатеринбург, e-mail: krim1973@rambler.ru

До сих пор при установлении условий образования большей части различных минералов изучается, к сожалению, ограниченное количество характеристик этого процесса (чаще всего давление, температура, концентрация вещества) и соответственно применяется упрощённый подход к отнесению их к тому или иному генетическому типу, хотя на одном и том же месторождении один и тот же минерал иногда имеет несколько своих генераций, а самородный элемент – несколько модификаций.

Лучше и полнее всего изучено образование различных минералов, отлагающихся в современных условиях: эвапоритовых в солёных (океанических, морских, лагунных, озёрных) и пресных водоёмах, вулканогенно-континентальных, вулканогенно - субмаринных (шельфовых, донных, гайотовых), гидротермальных, холодноводных, биогенных и техногенных [2, 3, 8, 10], когда можно практически прецизионно определить многие характеристики условий отложения каждого минерала в парагенезисе с другими. Но даже эти природные лаборатории, а также экспериментальные данные не дают полной картины условий образования как отдельно взятого минерала, так и месторождения в целом. Ещё хуже обстоит дело с древними месторождениями. Ниже приводится несколько примеров изучения автором условий образования минеральных парагенезисов.

1. На хорошо изученном уникальном по параметрам, геологическому строению, вещественному составу, генезису и запасам кварца месторождении Гора Хрустальная (Средний Урал) в настоящее время выделено и детально исследовано 4 генетических типа кварца и 32 минерала парагенезиса. По каждому минералу на основании современных условий их образования, экспериментальных данных, тестовых исследований в лаборатории гидрометаллургии института «УралМЕХАНОБР» и благодаря другим многочисленным методам определены более или менее прецизионные параметры условий их образования. Эти параметры названы автором генетическим кодом ГК (генезис, абсолютный и относительный возраст, количество, химический состав или кристаллохимическая формула, вмещающие породы, парагенезис, температура, давление, pH, Eh, глубина образования, наличие или отсутствие катализаторов, изотопный состав составляющих минералы химических элементов; парциальные давления H, O, N, C_nH_m, CO, CO_2, H_2S и т.д.) и генезис месторождения в целом [5].

Первичным является гидротермальный мелко-, среднезернистый (2-8 см по классификации Вертушкова Г.Н.) молочно-белый кварц-1 золото - кварцевой формации C_1-C_2, аналогичный кварцу золоторудных месторождений Чесноковско - Крылатовско - Алексеевской, Светлореченско - Березовско (364±17 - 347±12 млн. лет D_3-C_1 по [11]) - Верхотурско – Аятской, Невьянско - Быньговской и других групп месторождений западного и восточного экзо- и эндоконтактов Верхисетского массива. В настоящее время содержание золота в нём - <0,05 г/т в связи с выносом его при высокотемпературном метаморфизме первичного кварца. Минералогически и химически он является относительно чистым. Самой распространённой макроминеральной его примесью является гидрогётит, отлагающийся по трещинам, а микроминеральной - глинистые пелитовые, газово-жидкие и структурные примеси. Количество кварца-1 составляет 36% от общих запасов. Он представлен в теле ксенолитами размером от 1-2м в западном эндоконтакте до 80-100м в центре штока. Более мелкие его обломки не сохранились вследствие полной их ассимиляции пегматоидными расплав - растворами. Под микроскопом обнаруживаются катакластические структуры, блоковое строение и все виды погасания: от волнистого до мозаичного и блочного. Это подтверждает его возраст, за время которого кварц-1 пережил не только фазы регионального метаморфизма Урала, но и локальное тектоническое воздействие слепого Хрустальненского массива щелочных (калиевых) лейкогранитов, подсечённых рядом скважин под кварцевым телом. Упомянутый массив внедрился по Верхисетскому разлому, оперяющему с востока Серовско - Маукский региональный тектонический разлом (СМРТР). Газово-жидкие включения, в основном, - водные, реже – с примесью CO_2. Генетический код кварца-1: гидротермальный золото - кварцевой формации, C_1-C_2, 36%, вмещающие породы – анатектические апопорфиритовые и апоамфиболитовые диорито – гнейсы $D_{2\text{-}3}$, SiO_2 обогащённой кварцевой крупки 99.985-99.99%, T 160-380^oC, $P_{конеч}$ >200 бар, pH=4-5, Eh – до 600-850 мВ (золоторудная фация); глубина кристаллизации H=3.5км, которая взята по глубине образования вмещающих его пород [1].

Пегматоидный вторичный крупно-, гигантозернистый (0.4-2м по L_3 и более) дымчатый и сероватый прозрачный, стекловидный, полупрозрачный и замутнённый кварц-2 (P_1), составляет 58% от общей массы. Он образовался при внедрении пегматоидного микроклин(5-10%)-кварцевого расплав - раствора в зону крупноглыбового брекчирования пражилы Горы Хрустальной и её вмещающих пород и в связи со своим генезисом является наиболее загрязнённой минеральными примесями технологической разновидностью. В отдельных исходных пробах количество минеральных образований в нём достигает 25-45, а SiO_2 опускается до 68-70 мас. %. При последующем его обогащении сумма примесей достигает $1 \cdot 10^{-3}$-$5 \cdot 10^{-4}$ мас. %, а промышленная крупка прозрачной его разновидности (особо чистый кварц ОЧКв)

чище последнего на порядок ($1 \cdot 10^{-4}$-$5 \cdot 10^{-5}$ мас. %). Внутризерновыми его микровключениями являются брукит в виде пластинчатых кристалликов максимальным размером до 60х40х10 мкм и кристаллиты первичного рутила-1 размером до 25х1,5-2 мкм. Глинистые пелитовые включения отсутствуют, газово-жидкие практически единичные.

Количество брукита и рутила-1 согласно прецизионного количественного минералогического анализа [4,5] составляют 7-$8 \cdot 10^{-5}$ и $1 \cdot 10^{-5}$-$5 \cdot 10^{-6}$ мас. % соответственно. Оба минерала образовались в магматическую стадию, но время кристаллизации брукита было значительным, поэтому он имеет многочисленные грани, из которых чаще всего встречаются a(100), c(001), m(110), t(021) и e(122). По мере остывания массива уменьшались температура, давление расплав – растворов, Eh, увеличивался pH. Рутил-1 выделился в этих стрессовых условиях в виде недоразвитых кристаллитов, которые не имеют ни вершин, ни рёбер (они сглажены), но обладают другими присущими только рутилу диагностическими признаками: игольчатый облик выделений, сагенитовые сростки, коленчатые двойники и тройники с двойниковыми углами между кристаллитами 120°. Точные (не говоря уже о прецизионных) условия кристаллизации брукита, рутила-1 и кварца-2 определить пока не удалось, но общая тенденция и последовательность их образования такова: брукит + рутил - кварц.

Наибольшее развитие имеют межзерновые минеральные включения гипогенного каолинита-1, вторичного гипергенного каолинита-2, мясо-красного микроклина, мусковита и гидрогётита, количество которых в кварце-2 составляет 75-90% от всей суммы минеральных примесей в кварце месторождения. Одной из многочисленных не обычных особенностей месторождения является парагенезис неизменённых (не выветрелых) мясо-красного крупно- и гиганто - зернистого микроклина, мелко- и среднезернистого мусковита в виде дендритовидных агрегатов и химически чистого снежно-белого гипогенного каолинита-1. Последний развивался по многочисленным ксенолитам вмещающих и жильных пород (гранитам, гранодиоритам, диорито - гнейсам), залегающих в кварце-2, и чаще всего нацело заместил их. Каолинит-1 образовался на одной из первых стадий остывания расплав - растворов, сразу после окончания образования рутила-1 совместно с кристаллизацией кварца-2, примерно при температуре кристобалитизации последнего, в условиях гидролиза в закрытой системе при высокой постепенно снижающейся температуре, умеренном давлении и значительном количестве воды. После уменьшения воды почти в два раза кристаллизовались древовидные, похожие на узоры инея на окнах, агрегаты мусковита и микроклин. Кварц-2 (редко кварц-1) при остывании и последующем α↔β-переходе при 573°C подвергся интенсивному разлистованию по трём направлениям, параллельным плоскостям рамбоэдров, что подробно описано Г.Н. Вертушковым (1946), Э.Ф. Емлиным (1970) и [5]. Генетический код кварца-2: магматогенный пегматоидный, P_2-T_1, 58 мас. %, вмещающие породы – первичный кварц-1, диорито - гнейсы, гранодиориты и др.; SiO_2>99.999%, T >температуры кристобалитизации, pH=2.5-5.5, Eh – 400-450 мВ (слабая рудная фаза с пиритом и молибденитом), глубина образования - 2км.

В шлифах среди кварца-1 и -2 наблюдаются зонки, жилочки, обособления относительно редкого микрогранулированного рекристаллизационного кварца-3 (P_2-T_1), который образовался в процессе перекристаллизации кварца-1 и -2 при постепенном их охлаждении и заполнении образующихся в них температурных ослабленных зонок и трещинок. Он представлен мелкими от n до $n \cdot 10$, в среднем (мода) – 26 мкм в поперечнике кварцем в количестве 6% от общих запасов, что примерно соответствует максимальному коэффициенту объёмного расширения кварца 4.5% при температуре его α-β-превращения. Аналогичные количественные исследования проведены Мельниковым Е.П. [9], который при изучении кварца-3 получил такие же его размеры (стр. 125), что указывает на хорошую сходимость фазового анализа по методике автора, приведённой в отчётах 1965-67гг, и способа исследования Мельникова Е.П. Кварц-3 встречается в виде тонко- и мелкозернистого агрегата, в основном, в кварце-2 (реже кварца-1) почти повсеместно, но неравномерно, и по данным исследований в поляризованном свете нормальных шлифов и пластин площадью до 0,5м^2, а также фазового анализа составляет от 0 до 28% (в среднем - 6%) от общей массы кварца. Кварц-3 имеет нормальное погасание, что указывает на отсутствие какого-либо давления при и после его образования, изометричную форму, плавные ограничения зёрен и гранобластовую структуру. По химическому и минеральному составам кварц-3 гораздо чище кварца-1 и -2. В нём не наблюдаются ни газово-жидкие, ни твёрдо-фазные минеральные, ни глинистые пелитовые внутризерновые включения. По всем этим особенностям кварц-3 идентичен микрогранулированному кварцу Кузнечихинского и Теплогорского месторождений Кыштымской группы и мог бы быть использован как ОЧКв, но получение его концентрата в настоящее время ограничивается техническими, технологическими и экономическими трудностями [6]. Одной из характерных особенностей месторождения является увеличение количества кварца-3 с глубиной: от 0,n % в верхних горизонтах кварцевого тела до 28% на глубине 150-170м, что подтверждается большим коэффициентом корреляции между количеством зёрен-сростков в промышленной крупке фракции +0.2-0.4мм и глубиной отбора проб (r=0.81 по 130 пробам). Генетический код кварца-3: рекристаллизационный метаморфогенный, T-J, 6 мас. %; вмещающая среда – кварц-2, реже кварц-1; SiO_2>99.9999%, ≤573°C, pH=5-6, Eh – <100 мВ (безрудный), глубина образования – 1.9км.

Регенерационный современный кварц-4 (Q_3). Регенерационный кварц вообще довольно часто встречается в природе, наблюдается как на молочно-белом, прозрачном, гранулированном кварце, так и на кристаллах и их обломках [2, 3, 5, 7] и представлен плёнками или корочками толщиной от 0,n до n мм

и более. Под микроскопом и при изучении фазовым методом не обнаруживает, как и кварц-3, в своём составе ни твёрдых, ни газово-жидких, ни глинистых пелитовых включений. Исключительная чистота кварца-4 подтверждает процесс самоочищения подложки при природных регенерационных и рекристаллизационных процессах (по аналогии с синтезом кварца), вынос большей части примесей и образование вторичного кварца на порядок и более чище кварца самой подложки. Погасание кварца-4 нормальное, что указывает на отсутствие каких-либо пластических или динамических нагрузок как при, так и после его кристаллизации. Генетический код кварца-4: количество - $<1.10^{-3}$ мас. %, холодноводный регенерационный, голоцен Q_3 – современное образование (≤ 60 лет), суммарное количество химических примесей - $<1.10^{-6}$%; вмещающая среда – кварц-1, -2 или -3 в качестве подложки и растворы гуминовой, гумусовой кислот или их смеси как среды кристаллизации; SiO_2>99.99999%, температура образования от -6 до +35°С, давление 0.8-1.1 атм., pH = 4-4.5 в сухое время года и 7-7,5 во время дождей, Eh – <100 мВ (безрудный), глубина образования - поверхность.

Аналогично определены генетические коды каждого из 32 минералов на месторождении. На основании этих данных определяется история образования всего месторождения во времени и пространстве и отнесение его к сложному гидротермально (C_1-C_2, 36 мас. %) – пегматоидно (P_1, 58 мас. %) – метаморфогенному (P_2-T_1, 6 мас. %) генетическому типу (регенерационный кварц в связи с его небольшим количеством в расчёт не принимается). 2. На этом же принципе основные месторождения Кыштымской группы (Южный Урал), где выделено три генетических типа жильного кварца (молочно-белый протерозойский MP_2-MP_3, гранулированный раннекаменноугольный C_1 и прозрачный триасовый T_3), отнесены к сложному гидротермально (1200 млн. лет, 6-8 мас. %) – магматогенно (340 млн. лет, 87-91 мас. %) – постанатектически гидротермальному (230-215 млн. лет, 3-5 мас. %) генетическому типу.

3. Одним из характерных примеров является современное холодноводное отложение золота на старинной серебряной монете, найденной в 1959г в концентрате при дражной отработке Больше - Кокуйской россыпи (левый приток р. Серебряной, Северный Урал). На неровной поверхности верхней стороны монеты размером 13.7x10.9x1,0мм наблюдаются две генерации новообразованного золота. Первая генерация представлена многочисленными уплощёнными лепёшкообразными золотинами от мельчайших до 1-1.5мм в поперечнике, вторая более молодая - раскристаллизованной амальгамой в виде призматических вытянутых зёрен золота-2 длиной 25-125мкм, отложившихся и на серебре монеты, и на золотинках-1. Согласно нумизматическим исследованиям такие монеты выпускались с 1535 по 1547гг и находились в денежном обращении до 1610г. Изучение монеты показало, что её состав серебряный, а состав наростов золотин и амальгамы сильно варьирует. Первое россыпное золото в долине р. Серебряной было найдено в 1821г, когда здесь был заложен Николаевский рудник, но Ермак проходил по р. Серебряной и Б. Кокую в 1581-1582гг. (до сих пор в заболоченном устье рр. Б. Кокуй лежит старинная пушка). Очевидно, в это время и была потеряна монета. Образование первичного золота-1 проходило в относительно нормализованных условиях (ГК): T^o 0-+25°С, Р 0,8-1,1атм., pH буроватой в межень до желтоватой (от болотных истоков) во время дождей речной воды 5.5-6.5; Eh<100 мВ, общая минерализация – 40-180 мг/л, возраст – ≤406 лет. Отложение золота-2 проходило в заражённых ртутью водах, которая попала в реку в период 1941-1944 гг., когда здесь впервые интенсивно начали применять метод амальгамирования. Условия отложения золота-2 – те же, но возраст оценивается в ≤18 лет. Монета в этом случае явилась электродом в природном электролитном процессе осаждения растворённого в речной воде золота [10].

4. При оценочных работах на Верхотурском золоторудном месторождении (Средний Урал) в 2003-2006 гг. большое внимание уделялось изучению площадных и линейных кор выветривания как объектов для подземного выщелачивания золота. Месторождение разрабатывается с 1822 (россыпи) – 1879 (коренное золото) гг. Здесь автором были обнаружены и исследованы тесно связанные друг с другом современные вторичные золото и регенерационный кварц [2, 7]. Новообразованное гипергенное золото-2 здесь формируется как в виде высокопробной оболочки, отчётливо наблюдающейся в аншлифах и сколах ряда зёрен, так и в виде плёночных выделений. Последние нарастают на золотины-1 эндогенной природы и имеют бугорчатый, ямчато - бугорчатый или моховидный микрорельеф и густо-жёлтый с охристо-коричневым оттенком или ржавый цвет. Высокопробное золото-2 обладает весьма совершенным «оплавленным» обликом и абсолютно гладкой, как бы натёчной, поверхностью. В отдельных случаях встречены мелкие золотины-2 прожилково-плёночной формы, имеющие тонкокристаллические (порошковатые) срастания охристо-коричневого цвета, низкую пробу (556) и сопоставляющиеся с «горчичным». Обе морфологические разновидности золота-2 взаимно накладываются друг на друга и связаны с одним и тем же источником, но различаются сезонно-тектоническими условиями своего отложения. Высокопробное золото откладывалось из чистых, «горчичное» - из мутных железистых ювенильных холодноводных растворов, восходящих по долгоживущим тектоническим нарушениям, оперяющим с востока Верхисетский тектонический разлом, и контакту апоплагиогранитных березитов Верхотурского массива и апогарцбургитовых серпентинитов Первомайского гипербазитового массива. Одним из доказательств функционирования этих растворов в настоящее время являются результаты гидрогеологических исследований. Вдоль широтной канавы №4 длиной 300м и глубиной 3м пробурены разведочно-технологические скважины через 20м друг от друга. В скважинах 4-2, 4-12, 4-19 и 4-20 (абс. отметки 264.5, 266, 267 и 267.5 м над у.м.) грунтовые воды появились на глубине 25, 20, 8 и 6м и через 1

час установились на 13, 10, 6 и 4 м соответственно, что указывает на полунапорный тип грунтовых вод. Две последние скважины пробурены в зоне пологого ($\angle 20^o$ на восток) контакта березитов и серпентинитов. В канаве 4а (абс. отметка 268.5 м, глубина 2.5 м), пройденнной в скальных серпентинитах и отстоящей от скв. 4-20 в 56м к востоку, вода появилась при её проходке и установилась на глубине 1.5 м. В течение полугода ее уровень упал только на 0.5 м. На поверхности эта линейная субмеридиональная зона родников подземных вод обозначается летом многочисленными верховыми болотами, болотцами и мочажинами, а зимой – наледями в виде пунктира на протяжении 5.5 км от р. Мостовка на юге до с. Первомайского на севере. ГК этих растворов: современные, Т +6 - +8^{o}С, Р 2-3 атм, содержание SiO_2 15.2- 28.7мг/л, F 0.14-0.28 мг/л, золота – менее 0.036 мг/л по атомно-абсорбционному методу, pH 6.06-6.94, Eh <200 мВ (слабая рудоносность). Выделение здесь кремнезёма проходит согласно реакции $SiF_4+2H_2O \leftrightarrow SiO_4+4HF$, которая протекает слева направо с увеличением объёма и выделением тепла, поэтому ей благоприятствует снижение давления и температуры при выходе растворов на поверхность. Это объясняет полунапорный тип подземных вод и наличие зимой многочисленных наледей. Таким образом, золото-2 и регенерационный кварц имеют один и тот же генезис – современный, холодноводный за счёт ювенильных вод, до сих пор поднимающихся по восточному контакту между березитизированными плагиогранитами Верхотурского и апогарцбургитовыми серпентинитами Первомайского гипербазитового массивов.

На приведённых примерах предлагается применение данной методики для всестороннего и при возможности прецизионного изучения условий образования каждого минерала вообще и определения, в конечном итоге, генетического типа каждого месторождения, в частности.

Литература

1. ***Бушляков И.Н., Соболев И.Д.*** Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива, М., Недра, 1976, с. 338.
2. ***Глаголев Е.В.*** Современное образование кремния и минералов кремнезёма, Кварц и кремнезём, Материалы международного семинара, Коми НЦ РАН РФ, г. Сыктывкар, 2004, 10-13.
3. ***Глаголев Е.В.*** Источники кремнезёма месторождения кварца Гора Хрустальная, Кварц и кремнезём, Материалы международного семинара, Коми НЦ РАН РФ, г. Сыктывкар, 2004, 102-104.
4. ***Глаголев Е.В.*** Прецизионный количественный минералогический анализ, Вестник Уо РМО, г. Екатеринбург, №4, 2005, 50-54.
5. ***Глаголев Е.В.*** Месторождение кварца Гора Хрустальная, Минеральное сырьё Урала, №2(5), г. Екатеринбург, 2006, с. 40.
6. ***Глаголев Е.В.*** Особо чистый кварц (ОЧКв), Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 9, изд. ПГУ, г. Пермь, 2006, 85-92.
7. ***Глаголев Е.В.*** Особенности образования Верхотурского месторождения золота, Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 10, изд. ПГУ, г. Пермь, 2007.
8. ***Глаголев Н.Е., Глаголев Е.В.*** Современное образование сульфидов, Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 9, изд. ПГУ, г. Пермь, 2006, 76-85.
9. ***Оболкин В.Д., Мельников Е.П., Евстропов А.А.*** Вещественный состав силексита месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал), Изв. АН СССР, сер. геол., №6, 1981, 119-128.
10. ***Шмачкова В.М., Глаголев Е.В.*** Современное образование золота, Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 10, изд. ПГУ, г. Пермь, 2007.
11. ***Baksheev I.A. и др.*** Origin of the Beresovskoe large gold deposit. Russia. Evidence from mineralogical fluid inclusion and isotopic data, II IAGOD Quadrennial Symposium and Geocongress, Windhoek, Geol. Surv. Namibia, 2002, 46-50.

ГНЕЙСО - МИГМАТИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ГРАНУЛИРОВАННЫЙ КВАРЦ

Е.В. Глаголев

ОАО «Экология», email: krim 1973@rambler.ru

Гранулированный кварц применяется для получения различных видов прозрачного и непрозрачного кварцевого стекла, кремнийсодержащей керамики, магнитных носителей, в оптико-волоконной, электронной и других отраслях промышленности [4]. В настоящее время проектируется строительство предприятий по производству солнечных батарей.

На Урале наиболее хорошо изучены автором (с севера на юг) Ляпинский (Приполярный Урал), Салдинский, Мурзинско-Адуйский, Верхисетский, Сысертский (Средний Урал), Уфалейский, Тараташский, Юрминский, Ильменогорский, Белорецкий и Максютовский (Сакмарский) (Южный Урал) гнейсо - мигматитовые комплексы. В Ляпинском комплексе встречены, в основном, кварцевые жилы с аметистом и горным хрусталём (гранулированный кварц представлен в виде мелких причудливо смятых прожилков среди мигматитов и является продуктом диафтореза вмещающих пород); в Салдинском – единственная Нелобская жила, отработанная в настоящее время до глубины 8-12м; в Мурзинско-Адуйском – горный хрусталь и блоковый кварц сердечников пегматитов.

Верхисетский комплекс до сих пор называют «гранитоидным массивом» [1], хотя он имеет по периферии гнейсовое обрамление (22% от всей площади), а так называемые «диориты и кварцевые диориты» на самом деле являются диорито – гнейсами (46%), которые местами превращены в сланцы. Здесь разведаны крупные месторождения кварца Гора Хрустальная, Светлореченское и обследовано Южно-Светлореченское. Западным контактом кварцевого тела Горы Хрустальной является Верхисетский тектонический разлом (северо-восточное ответвление Серовско-Маукского регионального тектонического разлома - СМРТР), сложенный серпентинитами, порфиритами, апопорфиритовыми амфиболитами и мраморизованными известняками [3]. Под кварцевым телом несколькими разведочными скважинами подсечён слепой Хрустальненский массив щелочных существенно калиевых лейкогранитов, пространственно и генетически связанный с Верхисетским разломом, следующего состава (среднее по 5 пробам, мас. %): SiO_2 63.3015, TiO_2 0.075, Al_2O_3 17.859, Fe_2O_3 1.225, FeO 0.884, MnO 0.02, MgO 0.6575, CaO 0.786, Na_2O 1.1325, K_2O 11.7215, ППП 1.1175, сумма 98.7795. Детальное исследование автором Горы Хрустальной позволило выделить 4 генетических типа кварца, из которых первичный низко-, среднетемпературный гидротермальный мелко-, среднезернистый молочно-белый кварц-1 золото - кварцевой формации C_1-C_2 и вторичный пегматоидный дымчатый, слабо дымчатый и серый крупно-, гигантозернистый (до 2 м по L_3) кварц-2 P_1 доминируют, составляя вместе около 94% от общих запасов или 18.4 млн.т. Кварц-3 P_2-T_1 представлен микрогранулированной (мода поперечника 26ммк) разностью, который, в отличие от молочно-белого не содержит ни газово-жидких, ни глинистых пелитовых, а в отличие от дымчатого - ни твёрдофазных внутризерновых микровключений (брукит и рутил), ни повышенного содержания структурных примесей (Al, Cu, Fe, Ni, Co, Cr, Mn, Ti, Ca, Mg, Li, K, Na, Ge). Количество последних незначительное - 5-15ppm, что позволяет отнести кварц-3 к ОЧКв [3, 4].

В Сысертском гнейсо - мигматитовом комплексе большинство кварцевых жил сложено кластогранулированным (кристаллизовавшимся в тектонически стрессовых условиях) и катакластическим (претерпевшим динамические деформации после своего образования) гранулированным кварцем. Аналогичные жилы встречены также южнее этого комплекса, где доля «классического» гетерогранобластового кварца Кыштымского типа незначительная. Бóльшая часть метаморфических пород тараташского комплекса образовалась при метаморфизме гранулитовой фации 2.6 (NA), а диафторез амфиболитовой фации и гранитизация проявились в интервале 2.1-1.7 млрд. лет назад (PP_2-PP_4). Более поздние процессы в хронометрии комплекса не зафиксированы. Кварц представлен редкими мелкими прожилками, аналогичными с Ляпинским блоком. Юрминский комплекс несёт также убогую кварцевожильную минерализацию. В Белорецком блоке отмечаются немногочисленные хрусталеносные кварцевые жилы.

Сакмарский кварценосный район приурочен к полосе развития образований максютовского комплекса. Общее структурное положение района определяется его приуроченностью к Присакмарскому горст - антиклинорию, с востока ограниченному зоной Главного Уральского геологического разлома (ГУГР), а с запада - Янтышевско-Юлукским разломом. Метаморфические и метасоматические процессы здесь характеризуются широким развитием и разнообразием, что определяется непосредственным контактом максютовского комплекса с ГУГРом, т.е. нахождением в зоне максимальных стрессовых условий с развитием высокобарических ассоциаций. В пределах района установлено значительное количество жил, сложенных микрогранулированным, прозрачным и молочно-белым кварцем. Наибольшее значение имеет Новотроицкое месторождение, где выявлены крупные жилы прозрачного кварца высокой минералогической и химической чистоты.

Наиболее полно изучен Уфалейский гнейсово - мигматитовый комплекс, который сформировался в зоне субдукции океанической коры под континент и к которому приурочена Кыштымская группа месторождений гранулированного кварца (с севера на юг): Уфалейское, Маукское, Кузнечихинское, непосредственно Кыштымское (Теплогорское) с Центральным жильным полем (ЦЖП), Острогорское, Беркутинское, Аргаяшское и др. Параллельно СМРТР, в 5-10км восточнее, исследована ещё одна полоса месторождений гранулированного кварца: Иткульское, Аракульское, Увильдинское, Аргазинское, Еланчикское и др. Гранулированный кварц имеет различный генезис [2] и следующие структуры: гиганто-(8-15 мм в поперечнике), крупно-(5-8 мм), средне-(2-5 мм), мелко-(0.5-2 мм), тонко-(0.05-0.5 мм) и микрозернистую ($n \cdot 10^{-2}$ мм).

В районе ЦЖП восточную часть Уфалейского блока можно разделить на пять зон. I (самая западная) зона сложена, в основном, мусковит (4-5%) – биотитовыми (8-12%) мелко-, среднезернистыми среднепротерозойскими ($МР_2$-$МР_3$) грубо рассланцованными гранито – гнейсами с подчинённым количеством амфиболитов, редких эклогитов и фенитов. Зона имеет мощность более 2 км, содержит в себе жилы мелко- и микрозернистого гранулированного кварца и постепенно переходит во II зону. Возраст пород по биотиту 1100-1215, по циркону – 990-1180 млн. лет. Здесь разрабатываются крупные (1500х10-15 м) жилы микро- и мелкозернистого гетерогранобластового повышенной прозрачности и чистоты ОЧКв (№№ 171-175, 179). II зона мощностью 150-400 м представлена анатектическими массивными или с рудиментарной гнейсовидностью мусковитовыми гнейсо – гранитами, образовавшимися за счёт гранито - гнейсов. К этой зоне приурочены многочисленные жилы пегматитов Слюдяногорского мусковитового месторождения с редкоземельной минерализацией (иттрий содержащий эпидот, фергюссонит). Пегматиты в ядрах содержат мелкозернистый гранулированный кварц в виде блоков до 2-5 м в поперечнике. В жилах гранулированного кварца и пегматитах обеих зон встречены редкие обособления метасоматических карбонатитов, распределение РЗЭ в которых характеризуется, по сравнению со «стандартными» карбонатитами, обратным трендом (иттриевая специализация). III зона расположена восточнее, сложена мусковит (20-25 %) – кварцевыми, альмандин(5-8 %) – мусковит(12-16 %) – кварцевыми сланцами и углерод(1-5 %) содержащими тёмно-серыми и серыми кварцитами. Последние при структурной съёмке ЦЖП прослеживались автором как маркирующий горизонт, что позволило выявить сложную складчатую структуру месторождения. В этой зоне мощностью до 600-800 м расположены основные жилы средне- и крупнозернистого гранулированного кварца месторождения (№№ 1, 2, Болотная и др.). Далее на восток, в зоне IV мощностью 250-400 м, гранат в сланцах исчезает полностью, а на контакте с породами СМРТР появляются жилы гигантозернистого гранулированного кварца с редкими (до 0.1-0.5%) мелкими (0.01-0.03 мм в поперечнике) сферолитами графита радиально - лучистого строения. Зона V находится непосредственно в СМРТР и сложена сильно изменёнными серпентинитами (вплоть до образования гигантозернистых хлорит - цоизитовых и - клиноцоизитовых пород), тальк - карбонатными породами и кварц-серицитовыми сланцами (до образования почти мономинеральных мелко- и среднезернистых хлорититов с вкрапленностью крупных, до 10-12 мм по L_4, октаэдрических кристаллов магнетита). Мощность зоны от 150 до 300м. Восточнее залегают неизменённые анатектическими процессами породы зеленосланцевой толщи карабашской свиты. Необходимо подчеркнуть, что эти изменения пород СМРТР и частично карабашской свиты отмечены только в районе Слюдяногорского месторождения мусковита.

На широте Кузнечихинского месторождения наблюдается следующий геологический разрез. I и II зоны аналогичны таковым Кыштымского месторождения. К I зоне приурочены наиболее крупные согласно залегающие жилы ОЧКв (№№191-195). Вмещающими кварцевую жилу №191 являются кроме амфиболитов плагиогранито - гнейсы и гранито - гнейсы двуслюдяные; мелко- и среднезернистые субщелочные гнейсо - граниты магнетитсодержащие, пегматиты биотит - микроклиновые и фениты пироксен - микроклиновые. Средний химический состав субщелочных гнейсо-гранитов жилы №191 по 4 пробам следующий (масс. %): SiO_2 72.27, TiO_2 0.11, Al_2O_3 15.05, Fe_2O_3 0.3325, FeO 0.8425, MnO 0.048, MgO 0.26, CaO 1.315, BaO 0.1, Na_2O 4.6025, K_2O 4.2425, P_2O_5 0.037, ППП 0.3225, H_2O 0.19, F 0.017, сумма 99.7495. На жильный кварц накладываются щелочные метасоматиты (эгирин - салит - микроклиновые, эгирин – салит - аннитовые, альбитовые) и карбонатиты (кальцитовые, кальцит - доломитовые, доломитовые, анкеритовые). Радиологический возраст субщелочных гранитов 540-510 млн. лет - ε_1-ε_2 (К – Ar - метод по породе) и карбонатитов 350-340 млн. лет – $С_1$ (Pb^{207}/Pb^{206}, Pb^{206}/U^{235} по фергюссониту). II зона представляет собой северное продолжение Слюдяногорской щелевидной анатектической полосы, но уже без пегматитов. III зона сложена толщей в различной степени гранитизированных альмандин – слюдисто - кварцевых сланцев. На контакте со II зоной они представлены линзовидными и пластообразными реликтами в гнейсо – гранитах. Далее на восток, через 100-150 м, количество последних уменьшается до нуля и на контакте с IV зоной наблюдается гранитизация в виде отдельных линзочек размером от 5х2 до 50х30 см сильно изменённых (окварцованных и полевошпатизированных) сланцев. В этих линзочках гранат почти нацело замещён кварцем (60%) и полевым шпатом, а порода имеет следующий минеральный состав: кварц 40-50, полевой шпат - до 30-35, мусковит – до 15-20, гранат 0-3%. Причём сланцы приобретают крупно очковую текстуру. IV зона представлена мусковит–кварцевыми сланцами и светлоокрашенными безуглеродистыми мусковитовыми кварцитами и аналогична IV зоне ЦЖП. Эта зона - вмещающая для жил средне- и крупнозернистого гранулированного кварца, характерной особенностью которых является присутствие

гигантских (до 40см в длину и 8-10 см в поперечнике) изогнутых или будинированных метакристаллов рутила в количестве до 6-14 мас. %. Здесь же в кварце наблюдаются крупные также изогнутые или будинированные кристаллы и их агрегаты ильменита и ильменорутила длиной до 10-15см в количестве до 1-3 мас. %. V зона расположена восточнее, сложена преимущественно мусковит - кварцевыми сланцами и углеродсодержащими тёмно-серыми кварцитами с подчинённым количеством (до 6-8% по площади) рутилоносных амфиболитов. Тела амфиболитов имеют пласто- или плитообразную форму, длину до 200 м и мощность 1-3 м. При поисково - съёмочных работах кварциты были приняты автором за маркирующий горизонт, что позволило установить остро секущий в плане (5-10^{o} к общей сланцеватости вмещающих пород) характер залегания амфиболитов. Всестороннее их изучение показало, что они образовались за счет жильных габбро в виде даек, секущих вмещающие породы протерозойской вулканогенно-осадочной толщи. Выделение рутила началось при региональном метаморфизме, но основная его масса кристаллизовалась при анатектическом прогреве материнских габбро. Главной особенностью рутила кварцевых жил и амфиболитов является обогащение его образований мелкими (0.05-0.1мм) пластинчатыми выделениями ильменита и ильменорутила в количестве до 10-15 мас. %, располагающихся более или менее равномерно по плоскостям спайности, параллельным граням тетрагональной призмы (010). Это подтверждает начальное присутствие большого количества не только титана, но и железа в исходной материнской породе основного состава. VI зона представлена типичными неизменёнными океаническими серпентинитами, кварц(5-6%)-серицит(8-16%)-хлоритовыми и кварц(7-12%)-хлоритовыми сланцами, характерными для большей части СМРТР. Севернее (в районе Кунгурского, Осиновского и Уфалейских месторождений силикатного никеля, изучавшихся автором в 2005-2007 гг. с целью добычи железа, никеля и кобальта методом подземного выщелачивания и Вязовского месторождения строматолитовых известняков) эти серпентиниты перемежаются с известняками и имеют строение вулканогенных конгломератов, где в среднезернистой основной серпентинитовой массе флюидальной текстуры заключены овальные тела размером 0.2-15см с коркой гидроокислов железа. Внутренняя часть галек состоит из аморфного вещества, стекла или серпофита, а периферия - из антигоритового серпентинита с перекрещенно - игольчатой текстурой. «Цементом» галек служит антигорит радиально-лучистого строения с примесью талька. Эти породы по текстурно-структурным и минералого-геохимическим особенностям аналогичны серпентинитам, в частности, активного гидротермального поля (АГП) Рейнбоу (36^{o} с.ш. Срединно-Атлантического хребта), которое является одним из известных в настоящее время АГП, связанных с процессами субмаринной океанической серпентинизации ультрабазитов, при которых формируются растворы с высокой концентрацией водорода и CH_4.

Жильный кварц Уфалейского гнейсо - мигматитового блока представлен тремя разновидностями: протерозойским молочно-белым 6-8%, раннекарбоновым гранулированным 87-91% и позднетриасовым T_3 (215-230 млн. лет) прозрачным и полупрозрачным 3-5%. Прозрачный кварц развивается по молочно-белому и гранулированному, а молочно-белый, кроме того, местами гранулируется. В гранулированном кварце встречаются немногочисленные минеральные примеси в суммарном количестве от $n \cdot 10^{-2}$ до первых %. Самым чистым является гранулированный кварц Кыштымского месторождения. Сумма минеральных примесей в нём составляет менее 0.01-0.1 мас. %, среднее количество химических структурных и неструктурных примесей - низкое (в $n \cdot 10^{-4}$ мас. %): Fe 2.27, Cu 0.51, Mn 0.56, Al 21.7, Mg 17.9, Na 4.8, Ca 6.8, K 2.4, Ti 2.15, сумма – 59.09. Кроме того, с помощью инфракрасного Фурье-спектрометра в гранулированном кварце месторождения зарегистрированы инфракрасные спектры в областях колебаний гидроксилсодержащих групп (3000-4000 см$^{-1}$), что подтверждает наличие воды в анатектических расплав - растворах. Кварц изученных месторождений имеет стабильные коэффициент светопропускания 82.5-83.5%, потери при прокаливании ≤0,01-0,005%, температуру α↔β - превращения 574-575^{o} С, параметры кристаллической решетки a_o 4.90272 - 4.90278±0.00002, b_o 5.39350 - 5.39355±0.00002kX, нормальное погасание, что позволяют отнести его к ОЧКв [4].

Благодаря комплексному геологическому, петрографическому, минералогическому и физико-химическому изучению гранулированного кварца и вмещающих пород Кыштымской группы месторождений можно сделать следующее заключение об их возрасте и генезисе. Мезопротерозойская толща эффузивно-осадочных пород с редкими телами интрузивных гранитоидов, гипербазитов и даек габбро возрастом более 1100 млн. лет MP_3 претерпела стадию регионального метаморфизма, благодаря которому осадочные породы превратились в кристаллические сланцы, эффузивы и дайки габбро – в амфиболиты, гипербазиты – в эклогиты и фениты, гранитоиды – в гранито – гнейсы с образованием жил молочно-белого кварца-1. В интервале 540-510 млн. лет ε_1-ε_2 параллельно ГУГР и СМРТР в непосредственной близости к последнему произошла локальная коллизия в виде трещинной зоны длиной до 200км (от оз. Увильды на юге до г. Полевского на севере) анатектического расплавления по ней вмещающих гранито - гнейсов и частично сланцев и превращением их в щелочные гнейсо – граниты. Жильными дериватами последних являются пегматиты с промышленным содержанием мусковита (Слюдяногорское месторождение). При этом вся толща горных пород Уфалейского гнейсо - мигматитового комплекса, частично СМРТР и карабашской свиты были подвержены сильному прогреванию. Остывание массива привело к образованию температурных трещин параллельно плоскостям сланцеватости и гнейсовидности, где отлагался гранулированный кварц-2. Он кристаллизовался из почти монокремнезёмных флюидов в условиях постоянных снижения температуры, давления и растяжения трещин. Кристаллизация кварца в жилах проходила из многочисленных центров как в

обычной жильной магматической породе типа аплитов, поэтому основная структура кварца - равномерно зернистая, гранобластовая, с ровными плавными ограничениями субизометричных зёрен, нормальным (87-96%), реже – облачным погасанием. Остывание массива шло неравномерно. Быстрее всего остывала центральная часть Уфалейского комплекса, находящаяся западнее анатектической зоны. Поэтому здесь кристаллизовался микро- и мелкозернистый гранулированный кварц. Последними охлаждались породы СМРТР, где в спокойной обстановке и в течение длительного времени образовались гигантозернистый гранулированный кварц, хлорититы с магнетитом и апосерпентинитовые цоизитовые (клиноцоизитовые) породы. Между ними находится промежуточная зона с постепенным переходом микро- и мелкозернистых пород и кварца в гигантозернистые, что является прямым доказательством зональности месторождения и позволяет вести селективную добычу кварцевого сырья.

В период 350-340 млн. лет C_1-C_2 отложились редкометальные карбонатиты, а завершили образование месторождения постанатектические выделения прозрачного кварца-3 T_3 возраста, как и в других районах Урала [3,4].

Таким образом:

1) Гнейсо - мигматитовые комплексы на Урале формируются, в основном, в зоне субдукции океанической коры под континент и ограничены крупными (в том числе и региональными) тектоническими разломами различного возраста и генезиса. Если СМРТР приурочен к упомянутой зоне, то платиноносные гипербазиты ГУГР являются производными мантийного плюма, что подтверждается результатами исследований срединно - океанических хребтов (САХ, Индо-Тихоокеанский, Индо-Красноморский).

2) Региональные тектонические разломы (РТР), в частности, на Урале являются долгоживущими магмо- и флюидо - подводящими каналами, по которым до сих пор проникают ювенильные воды, обогащённые кремнезёмом и некоторыми рудообразующими химическими элементами (Cu, Zn, Au, Ag, Mo, Ni, Co, TR).

3) Гранулированный кварц, как указывалось ранее [2], имеет различное происхождение. Основными его генетическими типами являются анатектически магматогенный - 86% всех запасов этого кварца (Кыштымская с рутилом и ильменитом, Иткульско-Еланчикская с графитом, Ильменогорская с бериллом группы месторождений), диафторитовый – 11% (жилы и прожилки Ляпинского, Салдинского, Сысертского, Юрминского, Тараташского и др. комплексов) и рекристаллизационный (кварц-3 месторождений Гора Хрустальная, Светлая Речка, Южно - Светлореченское, Новотроицкое и др.). Метаморфогенный (в классическом понимании термина) генетический тип месторождений этого кварца является локальным и редким – менее 0,5-1%.

4) Гранулированный кварц связан не столько с гнейсо - мигматитовыми комплексами, сколько с РТР, являющимися также источниками повышенного содержания углерода и углеводородов, которые в кварце превращаются в сферолиты графита (восточные приразломные жилы ЦЖП, Вязовское месторождение) и частично консервируются в газово-жидких включениях.

Литература

1. ***Бушляков И.Н., Соболев И.Д.*** Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива, М., Недра, 1976, с. 338.

2. ***Глаголев Е.В.*** О генетических типах месторождений жильного кварца, Геология и полезные ископаемые Урала, Материалы Третьей уральской конференции молодых геологов и геофизиков, Свердловск, 1971, 91-92.

3. ***Глаголев Е.В.*** Месторождение кварца Гора Хрустальная, Минеральное сырьё Урала, №2(5), 2006, с. 40.

4. ***Глаголев Е.В.*** Особо чистый кварц (ОЧКв), Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 9, изд. ПГУ, г. Пермь, 2006, с. 85-92.

ГЕОМЕТРИЯ ОКРУГЛЫХ КРИСТАЛЛОВ

А.И. Глазов

Санкт-Петербургский государственный горный институт им. Г.В. Плеханова (технический университет)
e-mail: glazov@spmi.ru

Вводные замечания

Проблема унификации измерения и адекватного представления формы округлых кристаллов имеет большое теоретическое и практическое значение. Например, морфологическая классификация природного алмазного сырья используется как типоморфный (в широком смысле термина) признак в геолого-минералогических исследованиях и, с другой стороны, применяется для паспортизации, сертификации, расчёта наиболее рационального раскроя сырья и контроля прохождения камня по всей технологической цепочке его обработки. Особую остроту этой проблеме придаёт то обстоятельство, что значительная часть природных алмазов представлена округлыми кристаллами, для описания формы которых не существует стандартных методик. Визуальное описание таких кристаллов страдает субъективизмом и поэтому не может быть стандартизировано; что же касается гониометрической методики, разработанной в своё время А.Е. Ферсманом [9] и затем И.И. Шафрановским [11, 12], то она из-за большой трудоёмкости непригодна для массовых исследований и, что ещё важнее, не позволяет получить достаточно полную метрическую информацию о форме конкретного кристалла. А это имеет следствием невысокую детальность морфологической классификации. Важной областью применения информации о форме округлых кристаллов является изучение процессов растворения. Точное знание формы конечных (стационарных) тел растворения необходимо для восстановления кинетики процесса и построения поверхностей скоростей растворения. Вообще же генезис округлых кристаллов может быть самым разнообразным: это, кроме растворения, процессы механического истирания, пластической деформации, оплавления; нередко возникают фрагменты округлых поверхностей и при росте кристаллов.

Особенности комбинаторики и геометрии округлых кристаллов

В кристаллографической номенклатуре и лексике имеется ряд исторически сложившихся условностей, которые иногда затрудняют адекватное описание формы кристалла. Одна из таких условностей относится к понятию "грань".

На обычных формах роста кристаллов понятие “грань”, в сущности, совпадает с понятием “плоскость”, о чём свидетельствует практика кристаллографического словоупотребления. При этом грань может вовсе и не представлять собою плоскость (точнее, кусок плоскости) в математическом смысле, а состоять из множества параллельно ориентированных плоских фрагментов (например, из-за ступенчатого рельефа поверхности). Кроме того, на ней могут располагаться иначе ориентированные неровности – вицинали и другие акцессории. Ясно, что решающим, вносящим определённость в понятие “грань”, является именно ориентация нормалей к кускам плоскостей на поверхности кристалла относительно какого-нибудь репера решётки, задаваемая числами $\{hkl\}$, причём набор этих ориентаций существенно дискретен. Аналогичные соображения приложимы, очевидно, и к понятию “ребро” как линии пересечения граней, имеющей, следовательно, однозначно определяемую ориентацию (здесь, как и в отношении граней, мы не имеем в виду полярности направлений в ацентрических классах симметрии). Однако поскольку любой замкнутый многогранник (пусть и невыпуклый) является односвязным телом, для него справедлива теорема Эйлера о числе граней $Г$, вершин $В$ и рёбер $Р$: $Г+В-Р=2$.

Для округлых тел, возникающих, например, при растворении (к которым, в частности, относятся кубоиды пиропов из кимберлитов, округлые алмазы и др.) понятие грани в изложенной форме не применимо. На больших кусках или на всей поверхности тел растворения ориентация нормалей меняется непрерывно. Единственной достаточно стабильной морфологической чертой таких (односвязных) тел является наличие рёберной сети (графа) с определённой комбинаторикой, зависящей как от геометрии решётки кристалла [7], так и от типа растворителя, условий растворения и т. д. [10]. Следовательно, ребро – это исходное понятие для описания формы рассматриваемых тел. Его можно определить как линию на поверхности, при пересечении которой ориентация нормалей к поверхности меняется скачком. Вершины – это точки пересечения рёбер, а для понятия “грань” следует использовать комбинаторное определение грани на плоскости или сфере, как совокупности точек поверхности, к которым можно дойти от данной точки, не лежащей на ребре, путём, не пересекающим рёбер.

Формально-комбинаторное определение позволяет кратко охарактеризовать тип округлого тела по названию той простой формы, которая имеет данный тип сети, например, "кубоид", "октаэдроид" и т. п., в чём и состоит его основная ценность. Однако при этом следует проявлять осмотрительность, памятуя, что в одной точечной группе могут иметься простые формы с одинаковой комбинаторикой – например, тетрагексаэдр и гексатетраэдр в классе $\bar{4}3m$. Разграничение таких вариантов требует уже учёта характера изменения кривизны в пределах искривлённых сегментов поверхности. Впрочем, необходимо заметить, что даже и без учёта такой “тонкости” в минералогической литературе укоренились некоторые ошибочные названия округлых кристаллов. Характерным примером являются “ромбододекаэдроиды” алмаза. Просмотр около пятисот кристаллов алмаза из коллекции Горного музея СПбГГИ, а также рисунков и проекций в

богатейшей сводке В. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана [9] убеждает, что практически все “ромбододекаэдроиды” имеют рёберную сеть тетрагексаэдра. То же относится и ко многим “октаэдроидам” и “кубоидам”. Многочисленные упоминания “световых треугольников” в известной книге И.И. Шафрановского “Алмазы” [11], в монографии Ю.Л. Орлова [5] относятся именно к тетрагексаэдроидам, как бы они ни назывались авторами.

Всё многообразие округлых поверхностей можно свести к трём основным типам: сфероидальные, конические, цилиндрические. Два последних типа относятся к классу линейчатых поверхностей. На них ориентация нормалей не меняется при перемещении вдоль образующих[1]. Во всех остальных сечениях таких тел кривизна границы отлична от нуля. На одном кристалле возможны различные комбинации эти типов, в том числе и с участием плоскостей. Мало того, эти комбинации могут порождать неодносвязные тела, для которых теорема Эйлера не выполняется.

К типу сфероидальных поверхностей относятся, в частности, своеобразные формы, получаемые при моделировании кристаллизации капель расплава в невесомости [3]. Вся их поверхность представлена сфероидом, усечённым небольшими плоскими участками сингулярных граней с криволинейными изолированными рёбрами. Следовательно, на таких монокристаллических каплях вершины отсутствуют, и теорема Эйлера вырождается в следующую характеристику: $Г–Р=1$.

Своеобразие комбинаторики тел с коническими поверхностями (чаще всего тел растворения) состоит в существовании особых точек – изолированных вершин, не являющихся результатом пересечения рёбер. Эти тела, следовательно, не удовлетворяют теореме Эйлера, на что обратил внимание В.А. Мокиевский ([4], с. 62). Если каждая грань является конической областью с изолированной вершиной, теорему Эйлера можно формально модифицировать: $Г+(В–Г)–Р=2$ или $В–Р=2$, где в число $В$ входят и изолированные, и обычные. Примеры таких тел известны в литературе (см., например, [10], рис. 163).

Цилиндрические поверхности также могут давать весьма непривычные в комбинаторном отношении образования. Например, если при растворении все рёбра плоскогранного полиэдра замещены цилиндрическими поверхностями с сохранением плоских участков так, что переход между теми и другими гладкий, следует констатировать (в соответствии с принятыми выше определениями), что данное тело имеет одну грань. Если вершины исходного многогранника также сохранились (в качестве особых точек; это возможно, когда им соответствуют минимумы скоростей растворения), возникают изолированные пучки искривлённых рёбер. В каждой вершине сходится столько же рёбер, сколько их сходилось в исходном теле, однако их общее число вдвое больше, поскольку теперь ребро не соединяет две вершины (т. е. является открытым отрезком). При полном исчезновении плоских участков тело вновь становится односвязным, однако уже с иной комбинаторикой (легко представить себе преобразование куба или октаэдра в “цилиндрический” ромбододекаэдроид).

Помимо комбинаторного устройства округлых кристаллов, для их полного морфологического описания важно указание ориентаций, реализующихся на поверхности тел растворения или исключённых на ней [4], с. 53 и сл.), а также кривизны этих тел в различных сечениях координатного репера кристалла. Как уже говорилось в гл. 2, для конических и цилиндрических поверхностей необходимо указывать ориентацию их осей, а для первых, кроме того, и углы их раствора. Что касается невыпуклых поверхностей, необходимо признать, что в настоящее время нет общего решения задачи о восстановлении их формы по фотогномонической проекции. Точнее, по виду проекции не всегда можно установить, какому телу – выпуклому или невыпуклому – она соответствует.

Методика обработки фотограмм округлых кристаллов

Наличие на кристалле искривлённых поверхностей приводит к появлению в картине отражённого от них оптического излучения световых полос и полей. Основываясь на гониометрических измерениях округлых алмазов, А.Е. Ферсман впервые описал соответствие формы этих оптических эффектов форме отражающих поверхностей ([9], с. 61, 62 и табл. 2, 3), не указав, впрочем, никаких метрических зависимостей между ними. Позднейшие работы [6, 8] не добавили по существу ничего нового к наблюдениям А.Е. Ферсмана. Для трёх главных упомянутых выше типов искривлённых поверхностей эти соответствия следующие:

1) сфероидальные поверхности в картине световых рефлексов дают световое поле, угловые размеры которого равны телесному углу, стягиваемому данной поверхностью. Изменение кривизны сфероидального сегмента приводит к неравномерному распределению светового потока в пределах соответствующего светового поля;

2) коническим поверхностям в световой картине соответствует кольцо, причём угловой диаметр кольца является дополнительным до 180° к углу при вершине конуса;

3) цилиндрическая поверхность даёт в световой картине полосу. Долгое время считалось, что всегда верно и обратное, но это не так [1]: световая полоса чаще всего имеет дифракционную природу, возникая при отражении света от исштрихованной плоскости. В этом случае точки полосы могут не отвечать никаким ориентациям нормалей к поверхности. Угловая длина световой полосы от цилиндрической поверхности равна центральному углу, стягиваемому этой поверхностью.

[1] Сюда же следует причислить и однополостный гиперболоид вращения. Встречается ли такая поверхность на кристаллах - пока не известно.

Сфероидальные поверхности или, в более обобщённом смысле, овалоиды, имеют наиболее сложную форму, поскольку кривизна их может меняться вдоль любой траектории. Поэтому задача извлечения из световой картины метрической информации о них наиболее актуальна. Эта информация может быть получена при фотометрировании фотогномонических проекций.

Световой поток, падающий на единичную площадку фотоплёнки с координатами центра $(x; y)$, пропорционален площади единичного участка поверхности, имеющего соответствующую ориентацию. Сфероидальное искривление единичного участка приведёт к распространению отражённого светового потока в телесном угле, пропорциональном углу, стягиваемому площадкой. Форма небольшого участка поверхности может быть аппроксимирована частью сферы. Интенсивность светового потока, падающего на единичную площадку фотоплёнки, будет в этом случае обратно пропорциональна телесному углу ω, стягиваемому площадкой поверхности: $I(x; y)=kI_0\omega^{-1}$, где I_0 – световой поток, отражаемый единичной плоской площадкой, а k=cosρ учитывает ориентировку площадки относительно первичного светового пучка. При данной площади кривизна K поверхности пропорциональна стягиваемому ею телесному углу, поэтому $I(x; y)\sim k'K^{-1}$ (коэффициент k' учитывает радиус кристалла). Поскольку в гномонической проекции $\cos\rho=\cos\mathrm{arctg}[0{,}02(x^2+y^2)^{1/2}]$, окончательно можно записать: $K=k'\cos\mathrm{arctg}[0{,}02(x^2+y^2)^{1/2}]I^{-1}(x; y)$. Таким образом, сканируя пучком единичного сечения световое поле на фотограмме по всей его площади, можно получить значения изменения кривизны сфероидальной поверхности и реконструировать её общую форму.

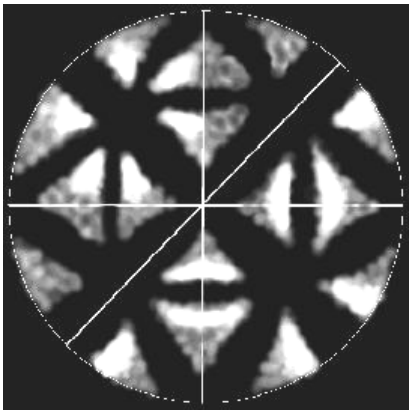


Схема рисунка иллюстрирует различие двух округлых тел с одинаковой комбинаторикой – гексатетраэдроида (левая верхняя половина) и тетрагексаэдроида (правая нижняя), которое можно выявить таким способом.

Конические поверхности на кристаллах в подавляющем большинстве случаев представлены прямыми круговыми конусами. Семейство нормалей к конической поверхности также является (прямым круговым) конусом с углом при вершине 2ε. Если ось конуса составляет угол ρ с осью проекции, то в зависимости от значения суммы ρ+ε проекция конуса нормалей может быть эллипсом (ρ+ε<90°), параболой (ρ+ε=90°), гиперболой (ρ+ε>90°) или их частными случаями – окружностью при ρ=0° или прямой при ε=90° (последний вариант соответствует предельному случаю – цилиндру). Радиальные линии, проходящие через вершины кривых, являются их осями (для эллипса это – большая ось). В работе [2] показаны способы расчета геометрии конусов для всех таких кривых.

Цилиндрические поверхности на кристаллах возникают чаще всего путём закругления рёбер в различных процессах, преимущественно не ростовых: при растворении, механическом истирании и оплавлении; весьма распространён также изгиб граней кристалла по цилиндрической поверхности либо под воздействием внешней нагрузки, либо при релаксации ростовых напряжений.

Нормали к круглой цилиндрической поверхности образуют в световой картине прямую линию, т. е. зональную прямую. Проекция оси цилиндра совпадает с проекцией оси этой зоны, и этим ограничивается характеристика геометрии такого цилиндра. Если же цилиндр некруглый, закон изменения интенсивности вдоль зональной прямой будет отличаться от закона $I=I_0\cos\rho$. Способ определения его кривизны аналогичен применяемому для сфероидальных поверхностей: фотометрирование зональной прямой и регистрация отклонения закона изменения интенсивности от вышеуказанного.

Литература

1. ***Глазов А.И.*** Дифракция света от штриховки и её применение в практике гониометрии // ЗВМО. 1974. № 2. С. 261–266.
2. ***Глазов А.И.*** Методы морфометрии кристаллов. Л., Недра. 1981. 283 с.
3. ***Глазов А.И., Онищина Н.М., Смирнов Ю.М.*** Кристалломорфология твёрдых капель германия // Кристаллография и кристаллохимия. Вып. 5. Л.: Изд. ЛГУ, 1985. С. 147–153.
4. ***Мокиевский В.А.*** Морфология кристаллов. Л.: Недра, 1983. 295 с.
5. ***Орлов Ю.Л.*** Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984.
6. ***Пахомова Т.В.*** Фигуры роста на гранях кристаллов и соответствующие им световые рефлексы. ЗВМО, 1971. № 2. С. 212–216.
7. ***Смирнов А.Е., Галиулин Р.В., Харитонов Ю.А.*** Идеальные формы растворения кристаллов // К. 1978. Т. 23. Вып. 2. С. 434–436.
8. **Фекличев В.Г.** Микрокристалломорфологический анализ. М.: Наука, 1966. 201 с.
9. ***Ферсман А.Е.*** Кристаллография алмаза. М.: Изд. АН СССР, 1955. 568 с.
10. ***Хейман Р.Б.*** Растворение кристаллов. Л.: Недра, 1979. 272 с.
11. ***Шафрановский И.И.*** Алмазы. М.–Л.: Наука, 1964. 174 с.
12. ***Шафрановский И.И.*** Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 332 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КИАНИТ- И МУСКОВИТ-СЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КАК НЕТРАДИЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ

Л.А. Данилевская

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Интерес к полиминеральным породам, где кварц является основным породообразующим минералом, как нетрадиционным источникам кварцевого сырья, в последнее время значительно возрос в связи с широкой распространенностью данных пород и возможностью их комплексного использования. Кроме того, стимулом явился яркий пример компании Unimin Corporation, которая в результате удачного комплексного освоения месторождения «Spruce Pine» (Северная Каролина, США) стала мировым лидером по производству высокочистых кварцевых концентратов с маркой IOTA.

В пределах Карело-Кольского региона широкое развитие получили сланцевые комплексы кианитовой и мусковитовой фаций, где кварц является основным породообразующим минералом и составляет до 70% породы. Данные комплексы пород являются интересными объектами для изучения с точки зрения нетрадиционных источников кварцевого сырья.

В пределах Северной Карелии данные породы известны в Хизоваарской структуре, расположенной в центральной части Парандово-Тикшеозерского зеленокаменного пояса. Это породы метаморфогенно-метасоматического генезиса, связанные с проявлениями кислотного выщелачивания на регрессивных стадиях регионального метаморфизма. С ранним этапом связано образование кварц-кианитового комплекса по породам основного и среднекислого состава, в результате чего все минералы гнейсов и амфиболитов постепенно замещаются парагенезисом кианит-кварц (Северная и Южная линзы), а к более позднему этапу приурочено формирование кварц-мусковитовых пород по зонам рассланцевания как по метаморфитам, так и по кварц-кианитовым породам (Восточная Хизоваара). Кварц-кианитовые породы Южной линзы в свое время были оценены и рекомендованы в качестве сырья для производства кианитового концентрата, который в настоящее время является очень востребованным продуктом для огнеупорной промышленности [7]. Кварц-мусковитовые породы (месторождение Восточная Хизоваара) в свою очередь были оценены для получения маложелезистого мелкочешуйчатого мусковита [4].

Кварц-кианитовая порода месторождения «Южная линза» представляет собой мелко-, среднезернистый кварцитовидный агрегат, сложенный на 65-70% кварцем, 25-30% кианитом, 1-5% составляют мусковит и биотит, иногда встречаются сильно измененный, серицитизированный плагиоклаз, турмалин, графит, рудные минералы (магнетит, пирит, пирротин). В качестве акцессорных минералов присутствуют рутил, сфен, циркон, апатит. В породе наблюдаются многочисленные кварцевые обособления в виде различных по мощности линзочек и прожилков.

Кварц образует зерна изометричной, иногда вытянутой формы размерами 0.25-2.5 мм, прорастает зерна кианита. Мусковит в основном находится на границах зерен кварца (рис. 1а). Порода претерпела незначительную пластическую деформацию, которая проявилась в слабом волнистом и блоковом погасании кварца, имеющем субпараллельное направление в сланцеватых породах. В кварце наблюдается собирательная рекристаллизация, в результате чего структура близка к гранобластовой равновесной. Характерной особенностью является присутствие зерен рутила размерами 0.01-0.6 мм внутри зерен кварца, которые образуют цепочки и скопления, особенно вблизи кианита (рис. 1б), довольно часто встречаются мелкие включения сфена рядом с рутилом (рис. 1 в).

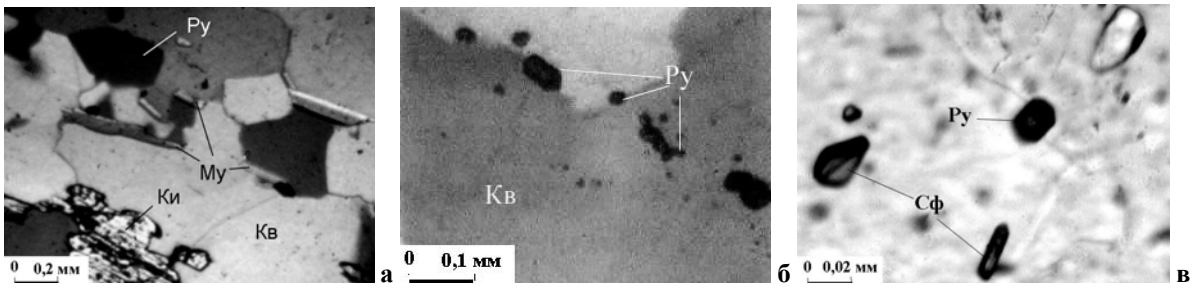


Рис. 1. *Кварц-кианитовые метасоматиты (фото шлифов): а – срастания кварца с кианитом и мусковитом (николи+), б – скопления зерен рутила в кварце (николи+), в – включения сфена и рутила (николи ||).*

Кварцевые обособления (линзы и прожилки) сложены более крупными зернами (разм. 0.8-4.5 мм), участками наблюдается грануляция. Кварц характеризуется равновесной гранобластовой структурой. Пластическая деформация проявилась с различной интенсивностью в виде волнистого и блокового погасания зерен кварца и начальной грануляции зерен в основном по краям и по мелким трещинкам.

Характерной особенностью кварца кварц-кианитовых метасоматитов является очень малое количество газово-жидких включений, которые наблюдаются по вторичным залеченным трещинам. Существенно газовые включения ромбовидной и изометричной формы образуют небольшие субпараллельные цепочки,

иногда по трещинкам залечивания встречаются мелкие включения с содержанием газовой фазы 30-40%, вблизи минеральных включений наблюдаются многофазовые вакуоли, содержащие кристаллическую фазу (рис. 2). В основном включения очень мелкие, часто неясные по составу, возможно, содержат углекислоту.

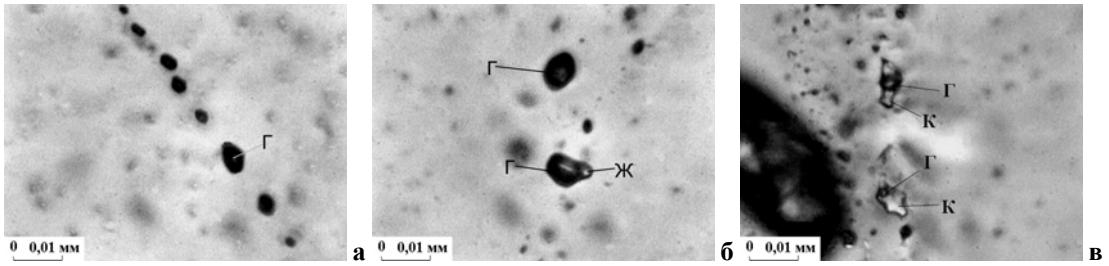


Рис. 2. *Газово-жидкие включения в кварц-кианитовых метасоматитах участка Хизоваара (фото шлифов, николи+): а, б – существенно-газовые включения, в – многофазовые включения с твердой фазой.*

Содержания элементов-примесей в кварцевых концентратах после предварительного обогащения довольно высокие, особенно Al, Na и Ti, что связано с наличием минеральных примесей, которые не удаляются при предварительном обогащении кварца – кианита, плагиоклаза и рутила (табл. 1).

Таблица 1.

Содержания элементов-примесей в кварце из кварц-кианитовых метасоматитов участка Хизоваара.

Пробы	Содержание элементов, ppm									Сумма, ppm
	Al	Fe	K	Na	Ti	Li	Ca	Mg	Cu	
1	130	8.8	5	100	15	5	6.3	1	1	272.1
2	110	8.2	5	80	16	5	5.5	1	1	231.7

Анализы выполнены в лабораториях Tatsumori Corp. (Япония)

Учитывая современные технологии переработки кварцевого сырья, которые позволяют удалять практически все минеральные примеси, за исключением тонкодисперсных, в частности рутиловых игл внутри зерен кварца, возможность получить высокочистые кварцевые концентраты из данного сырья определяется потенциальной его обогатимостью, т.е. тем комплексом минералого-технологических и физико-химических свойств сырья, которые позволяют с одной стороны прогнозировать обогатимость, с другой стороны подбирать соответствующие технологии обогащения сырья. Положительным моментом для данного сырья являются низкая газонасыщенность и низкие концентрации парамагнитных центров [2], характеризующие содержание структурных примесей в кварце, которые в свою очередь определяют предел обогатимости кварцевого сырья. Кроме того, характер срастаний зерен кварца (в основном параллельный) с основными породообразующими и второстепенными минералами позволяет прогнозировать довольно легкое раскрытие сростков и высвобождение от минеральных примесей, единичные мелкие включения слюды по микротрещинкам могут быть удалены в процессе выщелачивания. Существенным недостатком является зараженность зерен кварца мелкими зернами рутила (0.01-0.3 мм) и единичными зернами сфена (0.01-0.03 мм), который иногда встречается вместе с рутилом. При этом рутил наблюдается как в крупных, так и в мелких зернах кварца, образует скопления и цепочки, вытянутые в направлении сланцеватости породы (рис. 16). Зерна рутила бочонковидные, темно-бурого цвета и хорошо заметны в прозрачных зернах кварца в виде мелких черных точек. Волосовидные включения отсутствуют. Учитывая принципиальную возможность удаления зерен кварца, содержащих включения рутила (кроме микронных волосовидных), с применением высокоградиентных сепараторов [8], было рассчитано количество зараженных зерен кварца в хвостах обогащения кварц-кианитовых метасоматитов после извлечения кианита. Количество чистых зерен в рабочей фракции (-0.315+0.1 мм) составляет 32%, выход данного класса около 40%. Таким образом, при комплексной разработке данных пород средний прогнозируемый выход чистого кварца из кварц-кианитовых метасоматитов будет около 15%.

Кварц-серицитовые сланцы представлены светло-серыми мелко-, среднезернистыми рассланцованными породами, которые довольно неоднородные по составу, поскольку метасоматоз развивался по узким зонам рассланцевания. В результате сланцы варьируют от незначительно мусковитизированных пород андезитового и кварц-кианитового состава до средне- и интенсивно мусковитизированных пород с переходом в мусковитовые кварциты с содержанием кварца – 70%, мусковита – 30%. В качестве второстепенных минералов наблюдаются реликтовые зерна плагиоклаза и кианита, графит, рудные минералы (в основном пирит, иногда сфалерит) (рис. 3а, б), содержание которых может быть до 10%, встречаются единичные зерна флогопита, в качестве акцессорных присутствуют турмалин, рутил, сфен, апатит, кальцит, циркон (рис. 3в). По данным минералого-геохимического изучения пород на приборе TESCAN можно сказать, что с развитием мусковитизиции в породе наблюдается исчезновение флогопита наряду с уменьшением железистости мусковита, а также раскисление плагиоклаза (замещение плагиоклаза среднего состава альбитом).

Кварц в основном представлен мелкими (0.1-0.45 мм) грануломорфными зернами с четким, иногда слабо выраженным волнистым или линейно блоковым погасанием. Кроме того, наблюдаются более крупные, вытянутые в направлении сланцеватости зерна (размерами до 1.2 мм) с волнистым погасанием и линейной блочностью, которые участками образуют небольшие линзочки. По микротрещинкам и зонам дислокаций встречаются мелкие единичные включения мусковита.

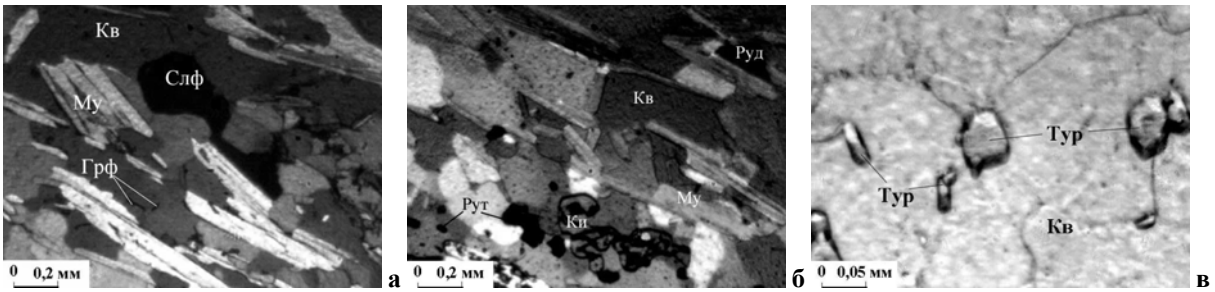


Рис. 3. *Кварц-мусковитовые кварциты участка Восточная Хизоваара (фото шлифов, николи +): а - минеральные ассоциации в мусковитовых кварцитах; б – включения турмалина; в – включения рутила на границах зерен кварца*

Кварц практически не содержит газово-жидких включений. Небольшие единичные цепочки и скопления очень мелких включений встречаются в крупных зернах, приурочены к небольшим микротрещинкам, включениям мусковита, размытым границам зерен (рис. 4). По составу включения в основном существенно-газовые, часто содержат твердую фазу, которая иногда составляет большой процент, встречаются округлые включения сухих газов. Иногда в приграничном пространстве зерен наблюдаются включения, содержащие жидкую углекислоту. Микрогранулы рекристаллизованного кварца не содержат газово-жидких включений.

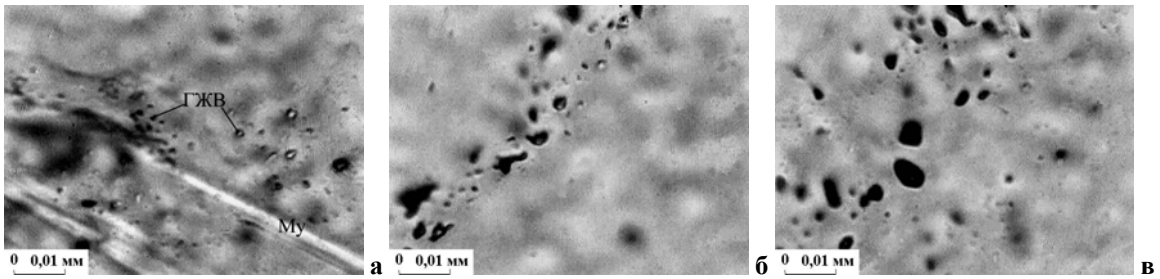


Рис. 4. *Газово-жидкие включения в кварце из мусковитовых кварцитов участка Восточная Хизоваара (фото шлифов, николи ||): а – мелкие включения, приуроченные к включениям мусковита, б – существенно-газовые включения по микротрещинкам, в – включения сухих газов.*

Ничтожное содержание газово-жидких включений и низкие концентрации структурных примесей (как было показано по данным ЭПР [3]) в кварце данных пород делают его привлекательным для изучения возможности получения высокочистых кварцевых концентратов из данного сырья. Негативным моментом, однако, остается присутствие включений рутила в кварце. Но с развитием процессов мусковитизации в данных породах наблюдается исчезновение Ti-содержащих минералов (рутила и сфена) и появление сульфидов, что связано с изменением геохимической обстановки. При достаточной активности серы в растворах выщелоченное железо связывается с серой, и формируются прожилково-вкрапленные сульфидные руды. Благоприятной для сульфидообразования на месторождении была высокая восстановительная обстановка при метасоматозе, о чем свидетельствует присутствие графита, который иногда составляет до 5% породы. Содержание чистых, не зараженных минеральными примесями кварцевых зерен в рабочей фракции хвостов обогащения кварц-мусковитовых метасоматитов после извлечения мусковита составляет 37%, выход данного класса 46%. Соответственно прогнозируемый выход чистого кварца из кварц-мусковитовых метасоматитов будет около 20%.

В пределах Кольского региона давно известны кианитовые сланцы Кейв, образованные в результате полиметаморфизма осадочных толщ и прослеживающиеся в виде узкой полосы более чем на сто километров [1 и др.]. Разведано несколько месторождений на кианит, как перспективный вид сырья для производства силумина, огнеупоров и глинозема [5, 6]. Однако перспективы использования кварцевого сырья как попутного компонента при комплексной разработке не рассматривались. Вместе с тем кварц, как правило, составляет от 50 до 70% породы. Наряду с кианитовыми сланцами, составляющими в стратиграфическом разрезе по данным И.В. Белькова пачку Б, в пределах центральных и западных Кейв распространены мусковитовые кварциты (Пачка В), содержание кварца в которых составляет 85-90% [1]. Данные породы также являются интересным объектом изучения в качестве нетрадиционных источников кварцевого сырья.

Минералогические особенности кианитовых сланцев были детально описаны И.В. Бельковым [1], при этом было отмечено, что кварц неоднократно подвергся перекристаллизации в результате процессов метаморфизма. Для более детальной характеристики минералогических особенностей кварца данных пород были проведены петрографического исследования кианитовых сланцев западной части Кейвской структуры (г. Песцовая Кейва), которые представляют собой крупнозернистые породы с крупными кристаллами голубого кианита и мелко-среднезернистыми агрегатами полупрозрачного кварца.

Кварц данных пород подвергся собирательной рекристаллизации с образованием агрегатов с гранобластовой равновесной структурой с четкими, довольно ровными, иногда ступенчатыми или слегка заливчатыми контурами индивидов (рис. 5а). В крупных зернах кварца проявлены пластические деформации в виде комбинированного волнистого и блокового (брусковидныя, неравномерная и линейная блочность)

погасания, в некоторых зернах наблюдаются единичные деформационные изгибы. Размер зерен кварца варьирует от 0.8-2.2 мм до 1 см. Основные минеральные примеси (кианит, мусковит) находятся в межзерновом пространстве, однако в зернах кварца наблюдаются включения тонких чешуек мусковита (0.01-0.3 мм) с ровными, четкими границами (рис. 5 б, в), которые в основном приурочены к микротрещинкам, зонам дислокаций и границам микроблоков в кварце, что может затруднять его обогащение.

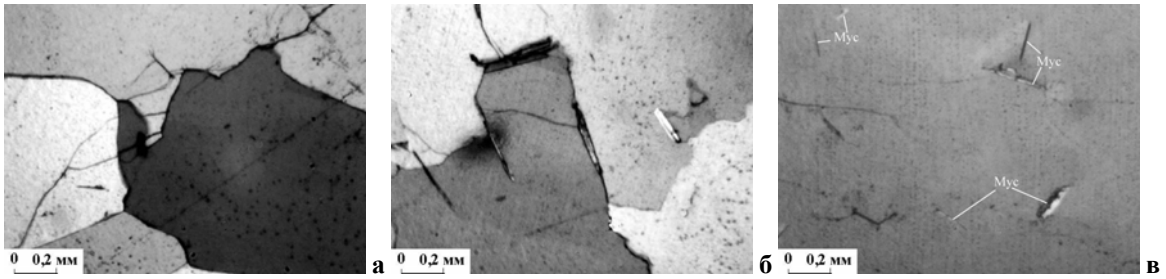


Рис. 5. *Кварц-кианитовые сланцы г. Песцовая Кейва (фото шлифов, николи +): а – гранобластовая равновесная структура, б, в. – мелкие включения зерен мусковита на границах зерен кварца и внутри зерен.*

Положительным моментом является незначительная газонасыщенность кварца – малое количество газово-жидких включений, которые в основном образуют небольшие цепочки и скопления по вторичным трещинкам залечивания, а также ореолы на границах зерен (рис. 6). По составу включения в основном жидко-газовые, иногда с твердой фазой, с разным соотношением фаз, встречаются единичные включения сухих газов. Основная масса таких включений может быть удалена в процессах дробления и измельчения.

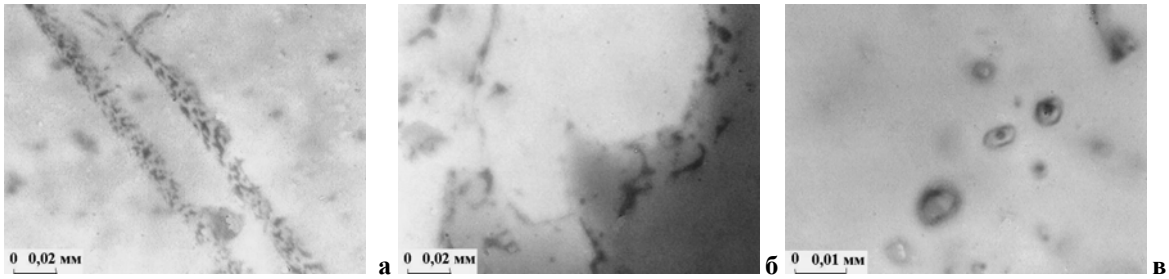


Рис. 6*. Газово-жидкие включения в кварце кварц-кианитовых сланцев г. Песцовая Кейва (фото шлифов, николи ||): а – по вторичным микротрещинкам, б – в межзерновом пространстве, в – цепочки включений (жидкость-газ).*

Рассмотренные кварцсодержащие породы, безусловно, являются интересными и перспективными объектами для использования с точки зрения нетрадиционных источников кварцевого сырья. Возможности получения чистых кварцевых концентратов при подборе соответствующих технологий обогащения будут определяться физико-химическими, минералого-технологическими свойствами сырья, которые требуют дополнительных детальных исследований.

Литература

1. ***Бельков И.В.*** Кианитовые сланцы свиты Кейв. - М., 1963. – 320 с.
2. ***Данилевская Л.А.*** Кварцевое сырье Карелии // Труды Карельского научного центра РАН. – Вып. 9. – Петрозаводск, 2006. - С. 50-67.
3. ***Данилевская Л.А., Раков Л.Т.*** Структурные примеси в кварце как важный критерий оценки качества кварцевого сырья и прогноза его технологических свойств // Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ. Матер. Первого Рос. семинара по технологической минералогии. – Петрозаводск, 2006. – С. 119-124.
4. ***Щипцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Данилевская Л.А., Родионов В.С.*** Мусковитовые кварциты Карелии – новые промышленный тип слюдяного сырья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. – Петрозаводск. - 2003. – С. 67-78.
5. Освоение минеральных богатств Кольского полуострова (отв. Ред. И.А. Турчанинов). – Мурманск: Мурм. книж. Изд., 1974. – 276 с.
6. ***Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.*** Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты: Изд. КолНЦ РАН, 2002. – 359 с.
7. Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия) // Под ред. Л.Л. Гродницкого. - Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1988. - 105 с.
8. ***Jung L.*** High purity natural quartz. Quartz Tehnology. Inc., New. Jersey, 1995. 550 p.

О СХОДСТВЕ ПРОЦЕССОВ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ САМООРГАНИЗАЦИИ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИБИНСКОГО МАССИВА И ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИИМАНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Г.Ю. Иванюк, П.М. Горяинов

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Ранее на примере архейских месторождений полосчатой железорудной формации (ПЖФ) Кольского полуострова, – пожалуй, наиболее исследованной геологической диссипативной структуры в мире – нами были выявлены и прослежены главные свойства геологических диссипативных структур (Горяинов, Иванюк, 2001). Однако при всей специфике и даже уникальности железорудных ансамблей, эти свойства практически полностью воспроизведены в принципиально другом по возрасту, генезису и характеру оруденения ансамбле: Хибинском массиве нефелиновых сиенитов и фоидолитов с его гигантскими месторождениями апатито-нефелиновых руд. Ниже в табличной форме сделано сопоставление основных свойств обоих ансамблей, являющее собой неоспоримое свидетельство в пользу единообразия законов структурно-вещественной организации рассматриваемых рудных комплексов.

	ПЖФ Кольского полуострова	**Хибинский массив**
Рудовмещающая структра	Фрактальный гнейсо-амфиболитовый кластер размерности $^3D_M \approx 2.7$ с тоналитовыми "целиками".	Фрактальный фоидолитовый кластер Главного кольца размерности $^3D_M \approx 2.5$ в нефелиновых сиенитах.
Рудная зона	Фрактальный кластер железистых кварцитов с $^3D_M = 2.2–2.7$.	Фрактальный кластер фторапатита с $^3D_M = 2.6–2.7$.
Распределение месторождений по размеру	Степенное: $\ln N = 4.60 - 0.70 \ln S$, где N – число месторождений, запасы которых превышают S млн. тонн. Аналогично распределены рудные линзы в пределах отдельных месторождений.	Степенное: $\ln N = 4.70 - 0.67 \ln S$, где N – число месторождений, запасы которых превышают S млн. тонн.
Веществennaяя зональность всего комплекса	Симметричная относительно осевой зоны толщи пород ПЖФ, выраженной железистыми кварцитами: железистые кварциты – скарноиды – глиноземистые гнейсы и амфиболиты – биотитовые гнейсы – роговообманковые амфиболиты – тоналиты.	Симметричная относительно осевой зоны Главного кольца, выраженной телами апатито-нефелиновых руд: апатитовый штокверк в ийолит-уртитах – безрудные ийолит-уртиты – рисчорриты – лявочорриты – фойяиты.
Вещественная зональность рудных тел	Симметрично-вертикальная (от апикальных частей осевых зон рудных тел к периферии и в глубину): наиболее богатые по содержанию Fe гематито-магнетитовые железистые кварциты – магнетитовые железистые кварциты – наиболее бедные по содержанию Fe сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – скарноиды – магнетито-карбонатные породы – глиноземистые гнейсы и амфиболиты.	Симметрично-вертикальная (от подошвы рудных тел к кровле и от флангов к центру): подстилающие безрудные уртиты – наиболее бедные по содержанию P апатитоносные уртиты – сетчатые руды – линзовидно-полосчатые руды – наиболее богатые по содержанию P пятнистые и сплошные руды – апатито-титанитовые и нефелино-титанитовые породы – мельтейгит-уртиты – рисчорриты.
Главный рудный минерал	Магнетит. По мере перехода от скарноидов и сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов к гематито-магнетитовым железистым кварцитам освобождается от микропримесей и обогащается вюститовым компонентом.	Фторапатит. По мере приближения к рудным телам обогащается Ca, Sr и P за счет Na, *REE* и Si, а в самих рудных телах с увеличением содержания P в породе содержание Ca во фторапатите возрастает за счет Sr.
Сопутствующее оруденение	Золотосеребряное. Приурочено к верхней кромке рудных тел (железистые скарноиды, сульфидсодержащие глиноземистые гнейсы, а также цеолито-кварцевые жилы в них).	Титанитовое. Приурочено к верхней кромке рудных тел (апатито-титанитовые и титанито-нефелиновые породы).
Текстурная зональность рудных тел	Симметрично-вертикальная (от апикальных частей осевых зон рудных тел к периферии и в глубину): контрастнополосчатые плойчатые гематито-магнетитовые и магнетитовые железистые кварциты – неясно-прямополосчатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – массивные скарноиды.	Симметрично-вертикальная (от подошвы рудных тел к кровле и от флангов к центру): массивные уртиты и вкрапленные руды – неясно-прямополосчатые руды – контрастнополосчатые плойчатые руды – массивные апатито-титанитовые руды.

Полосчатость	Фрактальная с ^1D_M=0.6–0.9.	Фрактальная с ^1D_M=0.7–0.9.
Плойчатость	Фрактальная с ^2D_M=1.0–1.3.	Фрактальная с ^2D_M=1.0–1.2.
Брекчии	Объемные с фрактальным распределением обломков по размеру ($D \approx 2.2$). Приурочены к приповерхностным наиболее богатым частям рудных тел, часто сопряжены с участками интенсивной плойчатости.	Объемные с фрактальным распределением обломков по размеру ($D \approx 1.2$). Приурочены к приповерхностным наиболее богатым частям рудных тел, часто сопряжены с участками интенсивной плойчатости.
Дайковый комплекс	Одновозрастные с метаморфическими породами бескорневые жилы и штокверки гранитных пегматитов и долеритов (микрогаббро, оливинового микрогаббро и габброноритов), преимущественно населяющие приповерхностную часть продуктивной зоны (в направлении к контактам с тоналитами и в глубину количество жил уменьшается по экспоненте).	Одновозрастные с полнокристаллическими породами бескорневые жилы и штокверки фоидитов, щелочнополевошпатовых трахитов и меланефелинитов, преимущественно населяющие приповерхностную часть Главного кольца. Здесь же – трубки взрыва с мончикито-карбонатитовым цементом и штокверк карбонатитовых жил.
Гидротермалиты	Многочисленные низкотемпературные (100–300 °С) линзы (преобладают), жилы и их штокверки с цеолитами, гипсом, ангидритом, таумаситом, сульфидами и теллуридами Ag, Bi, Cu, Pb, самородными Au, Ag, Cu, Bi, Te (всего более 70 минералов). Преимущественно приурочены к периферии железорудных тел: сульфидно-магнетитовым железистым кварцитам, скарноидам и глиноземистым гнейсам.	Многочисленные низкотемпературные (0–300 С) линзы (преобладают), жилы и их штокверки с цеолитами Na и K, титано, ниобо- и цирконосиликатами Na и K, виллиомитом, фосфатами и карбонатами Na (всего более 300 минералов). Преимущественно приурочены к периферии апатиторудных тел: ийолит-уртитам и рисчорритам.
Минеральное разнообразие	Возрастает по экспоненте с увеличением размера месторождения от 20 до 150. Связано с поздними площадными гидротермалитами (метасоматитами) и бескорневыми жилами, в которые перераспределяются редкие элементы из вмещающих пород.	Возрастает по экспоненте с увеличением размера месторождения от 20 до 200. Связано с поздними площадными гидротермалитами (метасоматитами) и бескорневыми жилами, в которые перераспределяются некогерентные элементы из вмещающих пород (чем примитивнее состав вмещающих пород, тем больше в них разнообразных жил).
Отношение к поверхности	Современная поверхность контролирует положение рудных тел (которых практически нет на глубинах более 1 км), их текстурно-вещественную зональность, листрические разломы, зоны объемных брекчий, штокверки псевдотахилитов, долеритов и гранитных пегматитов, низкотемпературные гидротермалиты, вплоть до участков современного сульфатного минералообразования.	Современная поверхность контролирует положение рудных тел (до глубины порядка 2 км) и всего фоидолитового кольца (до глубины порядка 5 км), их структурно-вещественную зональность, зоны объемных брекчий, штокверки фоидитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, низкотемпературные гидротермалиты, вплоть до участков современного карбонатного минералообразования.

Видно, что эволюция обеих рудных динамических систем была подчинена сходным, если не одним и тем же, макрозаконам формирования геологических диссипативных структур в условиях приповерхностной дилатансии соответствующих литосферных комплексов. Не остается сомнений, что строение многих других дифференцированных комплексов, прежде всего, рудоносных, также подчиняется принципу универсальности, характерному исключительно для самоорганизованных структур (диссипативных и СОК). Выявленные закономерности упрощают практическую работу геологов, как на стадии детальных оценок, так и при промышленной эксплуатации месторождений, поскольку позволяют свести всё разнообразие последних к одной или двум каноническим структурам (в большинстве случаев – к оруденелому трещинному кластеру (^3D = 2.5) с сопровождающей его симметричной структурно-вещественной зональностью рудовмещающего комплекса). Результаты текущих геологических обобщений становятся воспроизводимыми и перестают зависеть от генетических представлений исследователя, о чем может свидетельствовать, в частности, успешный опыт составления самыми разными авторами вполне сопоставимых друг с другом трехмерных моделей железорудных месторождений Оленегорского района и апатитовых месторождений Хибинского массива.

Литература

1. ***Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.*** Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.

СФЕРУЛЫ МАГНЕТИТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И НЕОДНОРОДНОСТЬ

В.Ю. Калачев, А.В. Волошин, Я.А. Пахомовский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: kalatchev@geoksc.apatity.ru

При шлиховом опробовании современных аллювиальных отложений п-ова Средний и среднего течения р. Териберка (рис. 1) в некоторых пробах были обнаружены почти идеальные шарики (сферулы), по химическому составу близкие к силикатным минералам, группе шпинели, прежде всего магнетиту. В настоящей работе рассмотрены только магнетитовые сферулы.

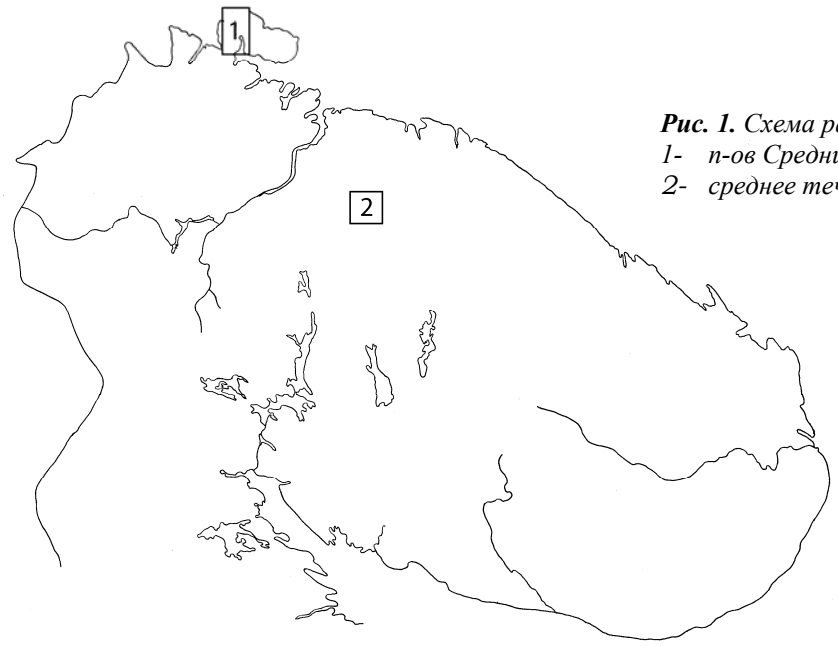


Рис. 1. *Схема расположения участков работ*
1- п-ов Средний
2- среднее течение р. Териберка

В литературе термины “сферула”, “глобули” и “шарики” используются как синонимы. Согласно [1], сферулы – это мелкие минеральные или стекловатые агрегаты сферической формы, которые могут формироваться вследствие разрушения метеоритов в атмосфере Земли или кристаллизации при вулканических и промышленных процессах. Они содержат силикаты, ромбические пироксены, оливины (форстерит, фаялит), оксиды железа (магнетит, маггемит, гематит, вюстит), сульфиды железа (троилит, пирротин), манганозит, алюмосиликаты и многочисленные металлические сплавы.

При исследовании магнетитовых сферул п-ва Средний и среднего течения р. Териберка по морфологическим признакам выделены три типа (рис. 2):

1 – сферулы с ровной блестящей поверхностью (рис. 2 а),

2 – сферулы с шагреневой поверхностью (рис. 2 б),

3 – сферулы с дополнительными фрагментами неправильной формы на поверхности того же состава (рис. 2 в).

Сферулы первого типа составляют около 35% от общего количества и характеризуются более плотным внутренним строением, промежутки между отдельными кристаллами магнетита в большинстве случаев не выделяются или очень тонкие.

Сферулы второго типа отличаются крупными внутренними полостями, а также межзерновым пространством, хорошо видимым на срезе при оптических наблюдениях. Этих сферул около 55%. Наибольшее количество таких сферул найдено в районе среднего течения р. Териберка.

Сферулы третьего типа составляют до 10% от общего количества. Для них характерны небольшие фрагменты магнетитового состава, прикрепленные к самим сферулам. Почти все включения самородного железа находятся в этих фрагментах.

Размер сферул колеблется от 0.1 до 1–2 мм. В шлихах присутствуют и более мелкие сферулы, но вследствие малого размера сложно провести их изучение.

В результате исследования полированных препаратов на микроскопе Axioplan в отраженном поляризованном свете и на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 в обратно-рассеянных

электронах выполнена фотодокументация однородности-неоднородности магнетитовых сферул и разработана их систематизация (табл. 1). Наличие или отсутствие полостей и хорошо развитого межзернового пространства позволило разбить все сферулы на два больших класса – плотные и пористые.

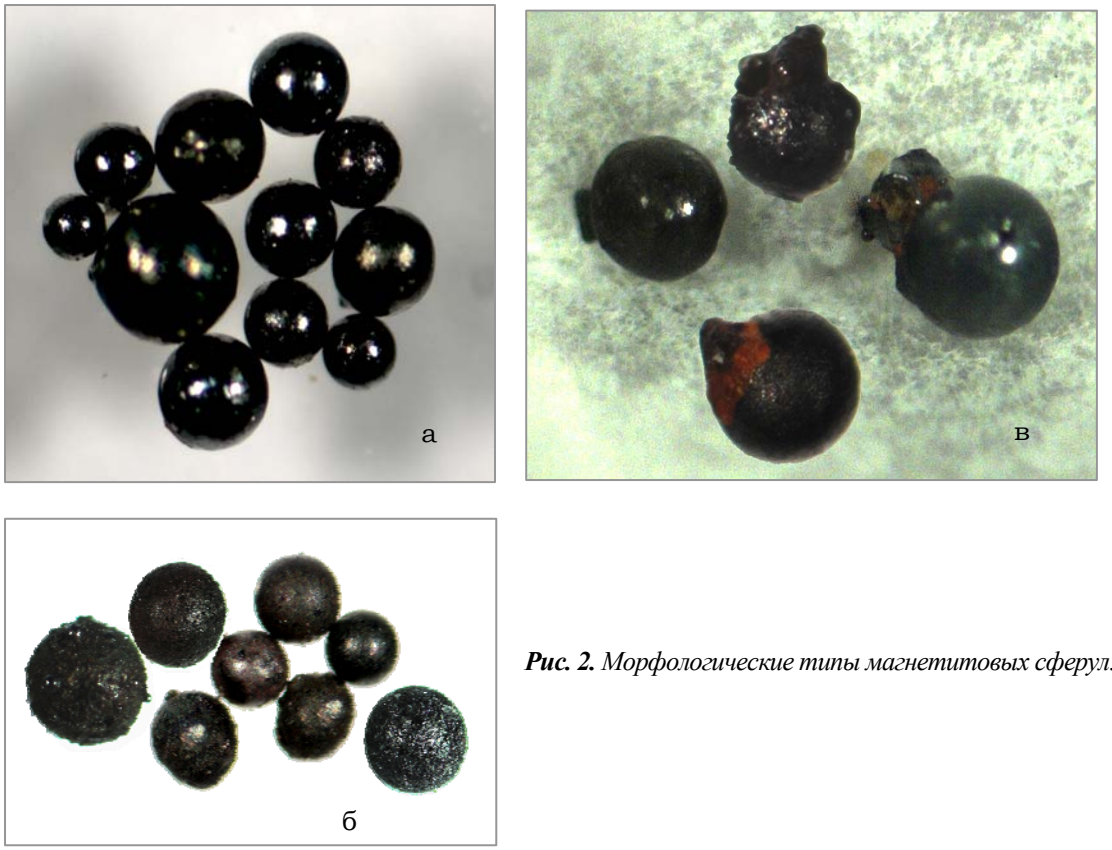


Рис. 2. *Морфологические типы магнетитовых сферул.*

Таблица 1.

Количественное распределение магнетитовых сферул по наличию в них гематита, самородного железа и внутренних полостей (пор).

Плотные			**Пористые**	
Без гематита	С гематитом	С самородным Fe и гематитом	Без гематита	С гематитом
1 группа	2 группа	3 группа	4 группа	5 группа
3 шт.	8 шт.	3 шт.	5 шт.	11 шт.
Рис. 3	Рис. 4	Рис. 5	Рис. 6	Рис. 7

Плотные сферулы, в основном относящиеся к первому морфологическому типу разделяются на три группы в зависимости от присутствия в них гематита и самородного железа. Гематит отмечается на периферийной части сферул второй группы в виде хорошо различимых ориентированных более светлых, чем основная масса, пластин. Глубина зоны развития гематита составляет первые микроны, реже до 20 мкм. В расположении полос видна упорядоченность, параллельно ориентированные группы полос образуют решетку под углами, близкими к 90°. Среди сферул этой группы присутствуют в равной степени как слабозернистые, так и индивиды с хорошо видимыми зернами. Включения практически отсутствуют. Сферулы третьей группы отличаются включениями самородного железа в виде округлых обособлений с высокой отражательной способностью и размером до 2 мкм. Оно отмечается, в основном, в самостоятельных фрагментах, которые достаточно сцементированы с основными сферулами (рис. 5) и имеют тот же химический состав.

Пористые сферулы характеризуются открытыми или закрытыми полостями различного размера. Некоторые полости заполнены разнородными обломками, среди которых отмечены полевые шпаты, кварц и другие минералы, присутствующие в шлихе. Пористые сферулы по наличию гематита подразделяются на две группы.

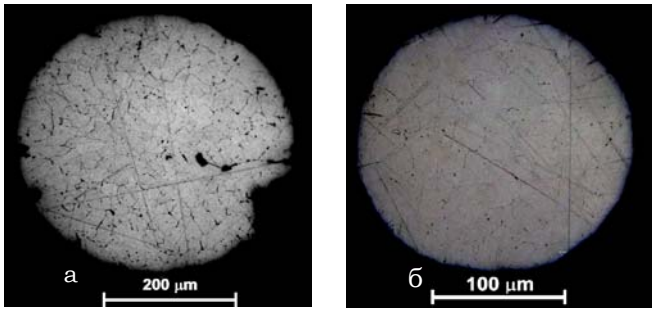


Рис. 3. *Сферулы плотные без гематита:*
а, б – в отраженном свете.

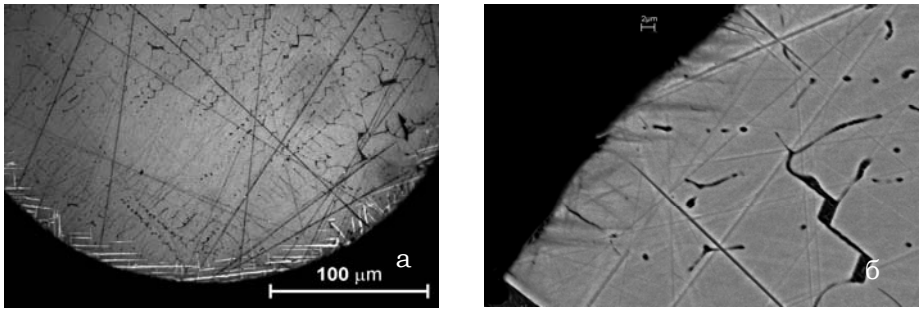


Рис. 4. *Сферулы плотные с гематитом:*
а – в отраженном свете; б – в отраженных электронах.

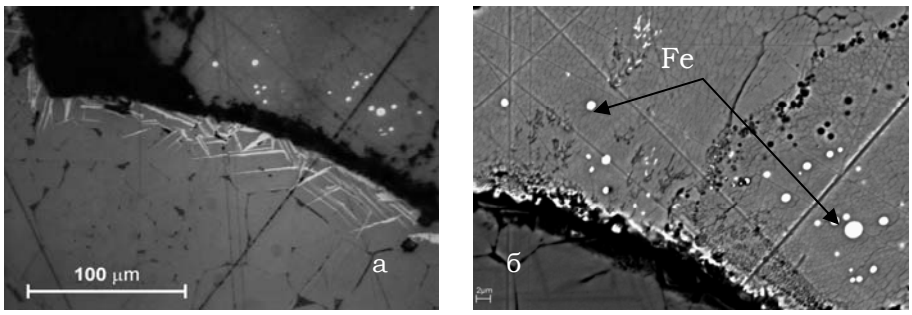


Рис. 5. *Сферулы с гематитом и самородным железом:*
а – в отраженном свете; б – в отраженных электронах.

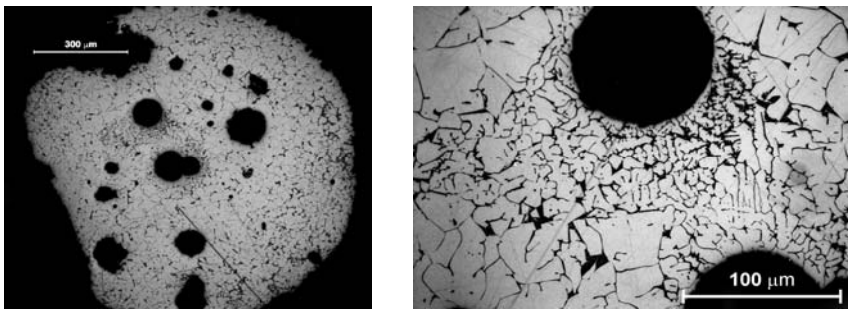


Рис. 6. *Сферулы пористые без гематита*
а, б – в отраженном свете.

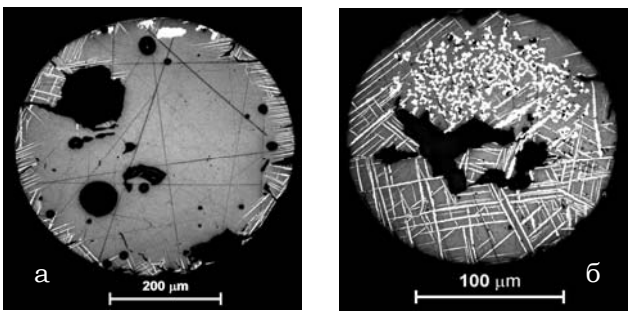


Рис. 7. *Сферулы пористые с гематитом:*
а, б – в отраженном свете.

Среди всех сферул пятой группы обнаружена одна, в которой гематит образует решетку из светлых пластин не только по периферии, но и на всей площади среза (рис. 7 б).

Для определения химического состава магнетитовых сферул использован электроннозондовый рентгеновский микроанализатор MS-46 CAMECA, в особых случаях для ориентировочных определений применялся энергодисперсионный рентгеновский анализатор ROENTEC сканирующего электронного микроскопа LEO-1450.

В табл. 2 приведен химический состав минералов группы шпинели в сферулах п-ва Средний.

Химический состав магнетита (табл. 2) магнетитовых сферул с гематитом и без гематита практически одинаков и характеризуется незначительным содержанием примесных элементов, в частности, весьма низким содержанием никеля и отсутствием заметного количества титана и магния.

На основании проведенного исследования нельзя однозначно определить природу происхождения рассмотренных выше сферул. Согласно [1], увеличение пористости вещества сферул, является косвенным признаком их антропогенного образования. С другой стороны сферулы вулканического происхождения часто имеют пористое строение из-за газовой составляющей. Таким образом, о естественной (космической или вулканической) природе можно утверждать только для плотных магнетитовых сферул как с гематитом, так и без него.

Таблица 2.

Химический состав минералов группы шпинели из аллювиальных отложений, мас. %.

№ п.п.	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
MgO								6.97			7.63	10.75
CaO						0.05	0.04	0.28	0.08	0.06	5.91	
MnO	0.43	0.32	0.37	0.96	0.04	0.37	0.25	0.88	0.51	0.73	0.88	0.17
NiO	0.04			0.06	0.05	0.04	0.04					
Al_2O_3	0.28						0.19	18.37			5.91	56.57
Cr_2O_3				0.08		0.23			0.20		57.35	0.42
TiO_2								0.22				0.25
FeO	30.72	30.37	30.71	29.69	29.67	30.12	30.65	21.33	30.59	30.15	22.58	24.49
Fe_2O_3	68.89	68.23	69.08	68.21	66.15	67.77	68.58	48.16	69.17	68.83		
Сумма	100.36	98.92	100.16	99.00	95.91	98.58	99.75	96.21	100.55	99.77	96.91	94.33
Формульные коэффициенты катионов												
Mg								0.357			0.401	0.455
Ca						0.002	0.002	0.010	0.003	0.002		
Mn	0.014	0.011	0.012	0.032	0.001	0.012	0.008	0.026	0.017	0.024	0.026	0.004
Ni	0.001			0.002	0.002	0.001	0.001					
Al	0.013						0.009	0.744			0.246	1.895
Cr				0.002		0.007			0.006		1.598	0.010
Ti								0.006			0.036	
Fe^{2+}	0.985	0.989	0.988	0.966	0.997	0.984	0.989	0.613	0.980	0.974	0.665	0.480
Fe^{3+}	1.987	2.000	2.000	1.998	2.000	1.993	1.991	1.245	1.994	2.000		0.102

Примечание: 1 – плотная магнетитовая сферула без гематита; 2–7, 9, 10 – магнетитовые сферулы с гематитом; 8 – сферула с магнезиальным магнетитом; 11 – включения хромита; 12 – шпинель. Содержания FeO и Fe_2O_3 получены на основе измеренного общего железа и стехиометрического соотношения в формуле минералов группы шпинели.

Литература

2. ***A. Muszer.*** Charakterystyka sferul i mineralow akcesorycznych z wybranych utworow fanerozoicznych i antropogenicznych. Wroclaw: Drukarnia Argi, 2007. 355 p.

ТВЁРДОЕ БИТУМОЗНОЕ ВЕЩЕСТВО (ТБВ) В МЕТАСОМАТИТАХ КОНТОЗЕРА

В.Ю. Калачёв, А.В. Волошин, М.Н. Петровский, Е.Э. Савченко

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: kalatchev@geoksc.apatity.ru

Контозерский вулканоплутонический комплекс прорывает позднеархейские гранитоиды Центрально-Кольского блока и выполняет кальдерообразную депрессию диаметром 8 км в районе оз. Контозеро в 60 км к северо-востоку от п. Ловозеро. Согласно результатам гравиразведки и трёхмерного плотностного моделирования, кальдера имеет асимметричное коническое строение и прослеживается до глубины 5 км [1]. Её выполняют интрузивные породы и вулканогенно-осадочные породы ловозерской и контозерской свит (рис. 1).

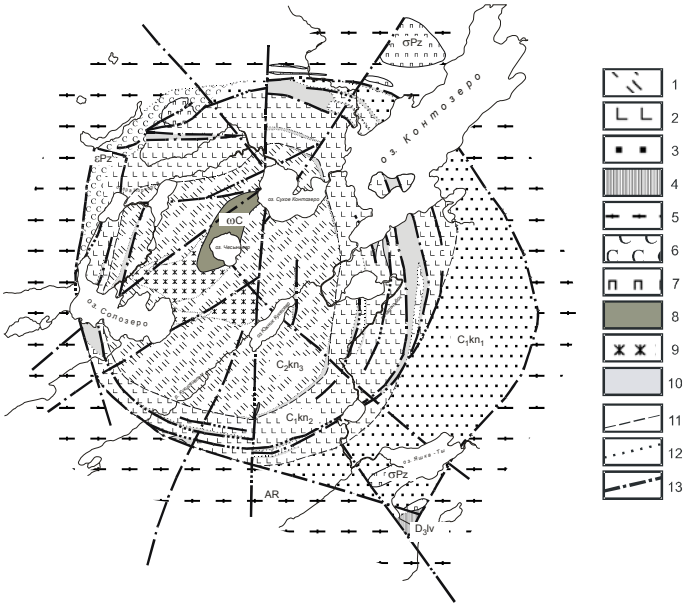


Рис. 1. *Схематическая геологическая карта района Контозера (по материалам Л.Г.Сапрыкиной). Контозерская свита: 1 - верхняя толща; 2- средняя толща; 3 - нижняя толща; 4 - ловозерская свита; 5 - гнейсы и гранито-гнейсы AR; интрузивный комплекс: 6 - нефелиновые сиениты; 7 - пироксениты; 8 - оливин-флогопитовые пикриты; 9 - жерловый комплекс: агломератовые туфы и туфобрекчии; 10 - метасоматиты цеолит-анкеритовые, доломит-анкеритовые; геологические границы: 11 - между толщами; 12 - между фациальными разновидностями; 13 - разрывные нарушения.*

Интрузивные породы в контозерском вулканоплутоническом комплексе представлены пироксенитами (мелко- и крупнозернистыми), мельтейгитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, а также эруптивными брекчиями разного состава. Располагаются они по периферии кольцевой структуры, а также образуют самостоятельное тело пироксенитов к северо-востоку от кальдеры [4, 5 и др.]. Возраст биотита из нефелиновых сиенитов 371±4 млн. лет [6]. В центральной части кальдеры вблизи жерла палеовулкана породы контозерской свиты прорваны трубкой взрыва оливин-флогопитовых пикритов, брекчированных жилами фоскоритов и карбонатитов. Возраст флогопита из фоскоритов 369±2 млн. лет [3].

Ловозерская свита (терригенно-вулканогенная, базальт-трахибазальтовая) слагает нижнюю часть вулканногенно-осадочного разреза, её мощность около 30 м.

Контозерская свита состоит из трёх толщ: нижней терригенно-вулканогенной толщи, сложенной лавами и туфами авгититов и лимбургитов с прослоями полимиктовых конгломератов и алевролитов; средней вулканогенной толщи, сложенной лавами и туфами мелилититов, нефелинитов и меланефелинитов; верхней вулканогенно-терригенной толщи, образованной переслаиванием карбонатитовых и карбонатно-силикатных лав с туфами, туффитами, известняками, доломитами, песчаниками и алевролитами [7, 8 и др.]. Мощность контозерской свиты более 2 км.

Среди вулканогенных пород Контозера выделяется жерловый комплекс, к которому отнесены карбонатитовые агломератовые туфы и туфобрекчии. Породы жерлового комплекса обнажаются между озерами Солозеро и Чесынъявр, здесь они слагают секущее тело сложной конфигурации, общей площадью около 2 км^2. По данным отчетов производственных организаций жерло вулкана круто погружается в северо-восточном направлении, подтверждением чему является разрежение изолиний гравитационного поля в этом направлении (Сапрыкина, 1978). Туфы и туфобрекчии, выполняющие жерловый аппарат, испытали сильную гидротермальную проработку, что отличает их от вмещающих кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитовых лав, туфов и туффитов. Степень преобразования достигает альбит-барит-цеолит-

анкеритовых метасоматитов, кроме того, для измененных туфов характерны такие минералы, не встречающиеся в неизменённых туфах, как арфедсонит, эгирин, меланит, брукит (Сапрыкина, 1978). Возраст эксплозивных карбонатитов Контозеро 380±8 млн. лет [2].

В 1964-1965 гг. на контозерском массиве ультраосновных-щелочных пород были проведены геолого-поисковые работы с бурением. При дальнейшем изучении полученных материалов в керне скважины №1, расположенной в средней части кальдеры на западном берегу оз. Контозеро, был обнаружен присутствие буро-черный битум [4], заполняющий пустоты в кальцитовых и флюоритовых прожилках. Форма пустот неправильная, размер от 0.5 до 2-3 см в поперечнике. Битум заполняет их полностью, форма скоплений соответствует форме полости. Породы, вмещающие прожилки, по его определению – нефелиновые мелилититы и мелилитовые базальты.

Нами в зоне предполагаемого по геофизическим данным контакта между породами жерлового комплекса и оливин-флогопитовыми пикритами (на перешейке между оз. Чесыньявр и оз. Солозеро) были обнаружены включения твёрдого битуминозного вещества (ТБВ) в виде мелких черных шариков размером до 2 мм (рис. 2). Вмещающие их породы представляют собой наиболее сильно метасоматизированные карбонатитовые туфобрекчии жерловой фации. При макроскопическом изучении туфобрекчии – это серые до темно-серых, участками бурые, криптозернистые породы брекчиевидной текстуры. Основная масса туфобрекчий сложена тонко-криптозернистым цеолит-кальцит-доломитовым агрегатом. На фоне основной массы выделяются изометричные скопления мелких ромбоэдрических зёрен анкерита. Они имеют бурый цвет, обусловленный выделениями гидроокислов железа. Кроме того, на фоне основной массы диагностируются мелкие единичные зерна рутила и щелочного полевого шпата, единичные порфиробласты флюорита и обильная сыпь пирита. Микроскопически структура породы метасоматическая, гранобластовая.

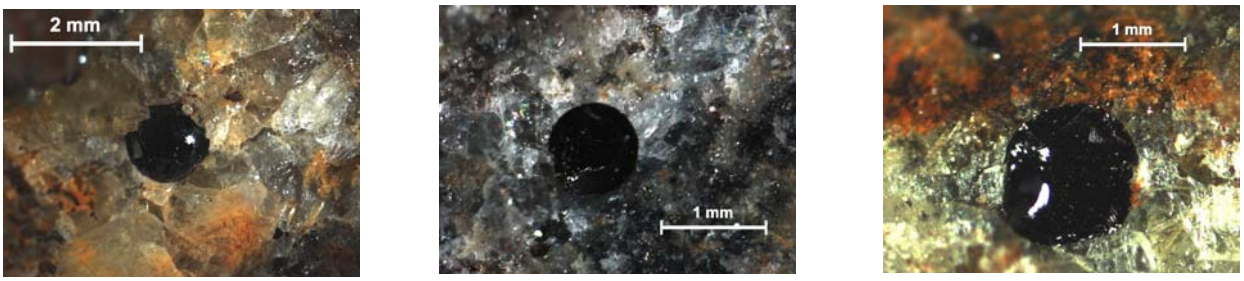


Рис. 2. *Внешний вид ТБВ в метасоматитах жерловой фации.*

При исследовании полированных препаратов образцов в отраженном поляризованном свете на микроскопе Axioplan выяснилось, что туфобрекчии рассечены сетью тонких прожилков кварц-доломитового состава, с которыми и связано ТБВ. Мощность прожилков в среднем составляет 2-3 мм. По составу заполняющего материала их можно разделить на две группы.

В первую вошли такие, в которых наряду с жильными минералами присутствуют хаотически расположенные обломки вмещающих пород различного размера (рис. 3а). ТБВ в таких прожилках обычно имеет неправильную геометрическую форму (рис. 4а), в виде вытянутых перемятых эллипсоидов.

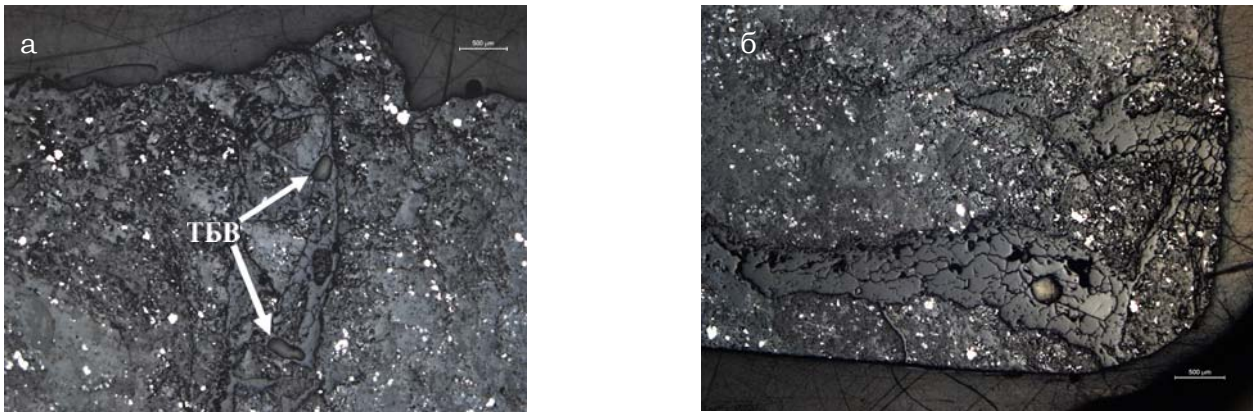


Рис. 3. *Типы прожилков: а – минерализованная зона брекчирования; б – кварц-доломитового состава.*

Ко второй группе прожилков относятся те, в которых отсутствуют обломки вмещающих пород и присутствуют только жильные минералы (рис. 3б). ТБВ в них имеют близкую к сфероиду форму (рис. 4б).

При исследовании препаратов на электронном сканирующем микроскопе LEO-1450, выяснилось, что наряду с кварцем и доломитом в прожилках в небольших количествах присутствуют барит и кальцит (рис. 5а), которые при оптических наблюдениях в отраженном свете не были диагностированы (рис. 5б).

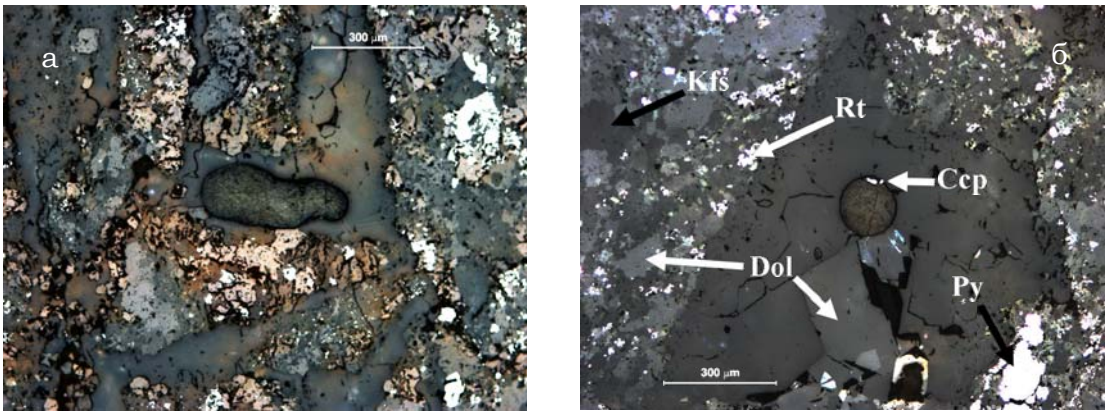


Рис. 4. *Форма выделения ТБВ: а - неправильной формы; б – близкой к идеальной сфере (Rt – рутил, Ccp – халькопирит, Py – пирит, Dol – доломит).*

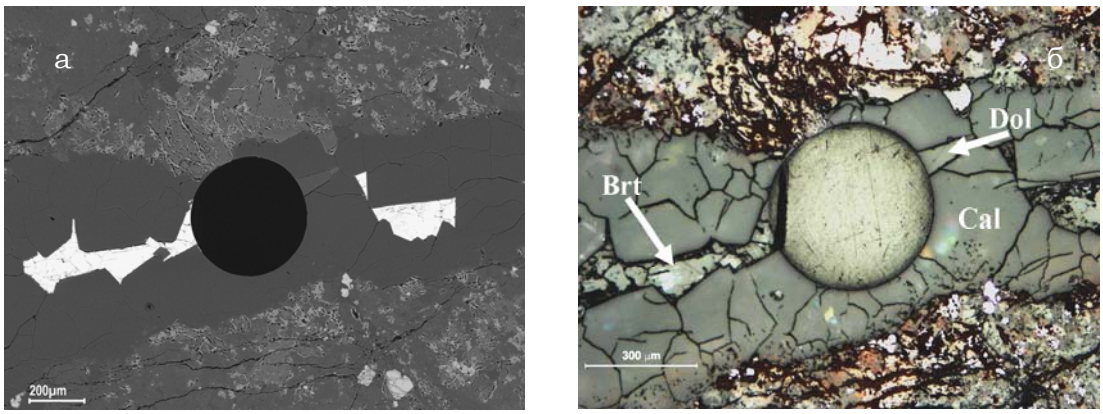


Рис. 5. *Внешний вид минералов, слагающих прожилок : а – в отраженных электронах; б - в отраженном поляризованном свете (Brt – барит, Dol – доломит, Cal – кальцит).*

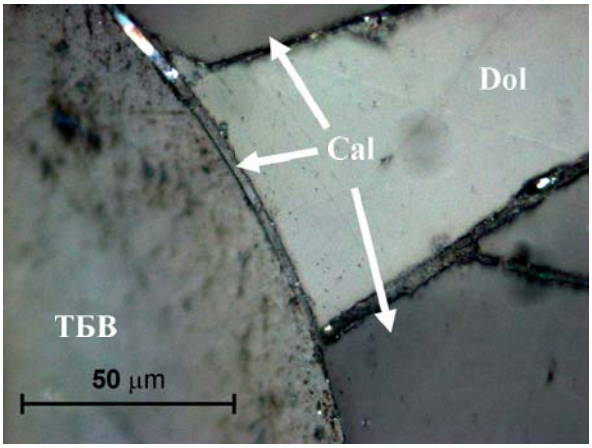


Рис. 6. *Кальцитовая оболочка вокруг ТБВ (Dol – доломит, Cal – кальцит).*

На рис. 6 вокруг выделения ТБВ сферической формы отмечается тонкая (3-4 мкм) кальцитовая оболочка, вероятно, возникшая в последнюю стадию, когда битуминоид уменьшился в объеме за счет загустевания или отвердения.

Для общей диагностики углеводородов Н.В. Чукановым (ИПХФ РАН, г. Черноголовка) выполнено ИК-спектроскопическое исследование ТБВ из метасоматитов Контозера (рис. 7).

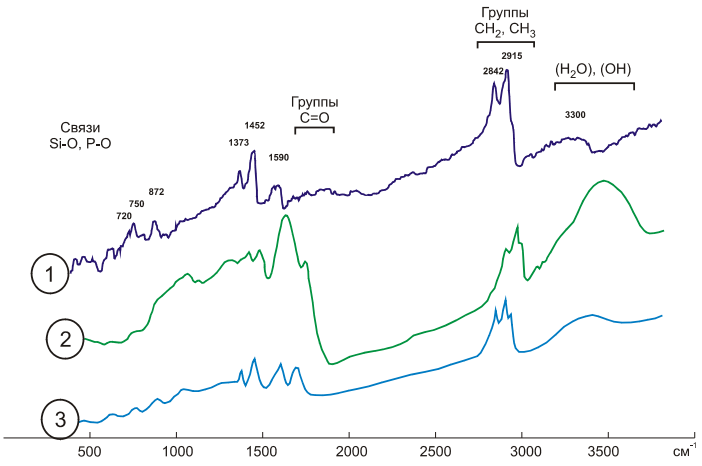


Рис. 7. *ИК-спектры твердого битуминозного вещества: 1 - из метасоматитов Контозера; 2 - из пегматитов Хибин [9]; 3 – из пегматита Ловозера[9].*

По данным ИК-спектра можно сказать следующее:в ТБВ из метасоматитов Контозера преобладают алифатические углеводороды. Полосы групп ОН и алифатических углеводородных групп на спектре отмечены. Полоса при 1590 $см^{-1}$ и плечо около 1300 $см^{-1}$ (не оцифровано) относятся к ненасыщенным углеводородным и/или карбоксилатным группам. Серия слабых широких полос в диапазоне 1700-2400 $см^{-1}$ - кислотные (карбоксильные, COOH) группы. Полосы С-Н-валентных колебаний (при 2842, 2915 $см^{-1}$) и узкие полосы деформационных колебаний групп CH_2 и CH_3 при 1373 и 1452 см-1. 720 и 750 $см^{-1}$ - линейные фрагменты $(CH_2)n$ с n>4.

В заключение можно сказать, что изученное нами ТБВ имеет принципиальные отличия от обнаруженного ранее по следующим признакам:

- более твердая фаза, выделения прекрасно полируются;
- собственная морфология выделений;
- вмещающие породы – сильно проработанные метасоматиты жерловой фации.

На основании вышеприведенных данных предполагается, что после образования трещин в них циркулировали растворы, насыщенные углеводородным веществом, а затем низкотемпературные гидротермы, заполнившие трещины жильными кварцем, доломитом, кальцитом и, в меньшей степени, баритом.

Литература

1. ***Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В.*** Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 316-336.

2. ***Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В., и др.*** Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации / Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Апатиты: Изд. «Полиграф», 2002. С.104-145.

3. ***Балаганская Е.Г., Тиммерман М.Я., Лиферович Р.П. и др.*** $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитова провинция, Балтийский щит / Геохимия магматических пород. Школа "Щелочной магматизм Земли". М.: Изд. ГЕОХИ, 2002. С. 16-17.

4. ***Кириченко Л.А.*** Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, 1970. 112 с.

5. ***Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., и др.*** Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1971. 280 с.

6. ***Петровский М.Н., Арзамасцев А.А., Травин А.В.*** Контозерский вулканоплутонический комплекс: интрузивные серии и их взаимоотношение с эффузивным магматизмом / Геохимия магматических пород. Школа "Щелочной магматизм Земли". С.-Пб., 2008. (в печати).

7. ***Пятенко И.К., Осокин Е.Д.*** Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // Геохимия. 1988. № 5. С. 723 – 737.

8. ***Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г.*** Петрологические особенности щелочных базальтоидов и вулканических карбонатитов Русской платформы / Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.:Наука, 1980. С. 233 – 255.

9. ***Чуканов Н.В., Пеков И.В., Пеков С.В. и др.*** К вопросу об образовании и геохимической роли битуминозных веществ в пегматитах Хибинского и Ловозеского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия. 2006. № 7. С. 774-789

ВЛИЯЕТ ЛИ СПАЙНОСТЬ МИНЕРАЛОВ НА ДЕКРЕПИТАЦИЮ ФЛЮИДНЫХ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ?

И.Л. Каменский, В.И. Скиба

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail skiba@geoksc.apatity.ru

Было установлено, что в таких минералах как кварц и магнетит [3] присутствуют микровключения, которые мы считаем первичными и которые не декрепитируют и освобождают заключенные в них летучие компоненты только тогда, когда минерал теряет свою минералогическую сущность, т.е. разлагается или плавится. Это обстоятельство было установлено при изучении изотопного состава благородных газов (в частности He и Ar). В земных условиях оба этих газа являются микропримесью к химически активным газовым компонентам, которые образуют вышеназванные флюидные микровключения. Но, поскольку He и Ar являются инертными газами, не образующимися в результате механического, химического или термохимического воздействия в процессе подготовки пробы (в отличие от химически активных газов), то вследствие этого, они являются идеальными трассерами для диагностики флюидных микровключений различного генезиса.

В то же время He и Ar могут быть не только захваченными в процессе минералообразования, но и наработанными “in situ” в результате ядерных превращений. Методические приемы, используемые в лаборатории для изучения содержания и изотопного состава благородных газов, позволяют сделать вывод о природе благородных газов и посредством сопоставления данных, полученных различными методами, разделить флюидные микровключения различного генезиса.

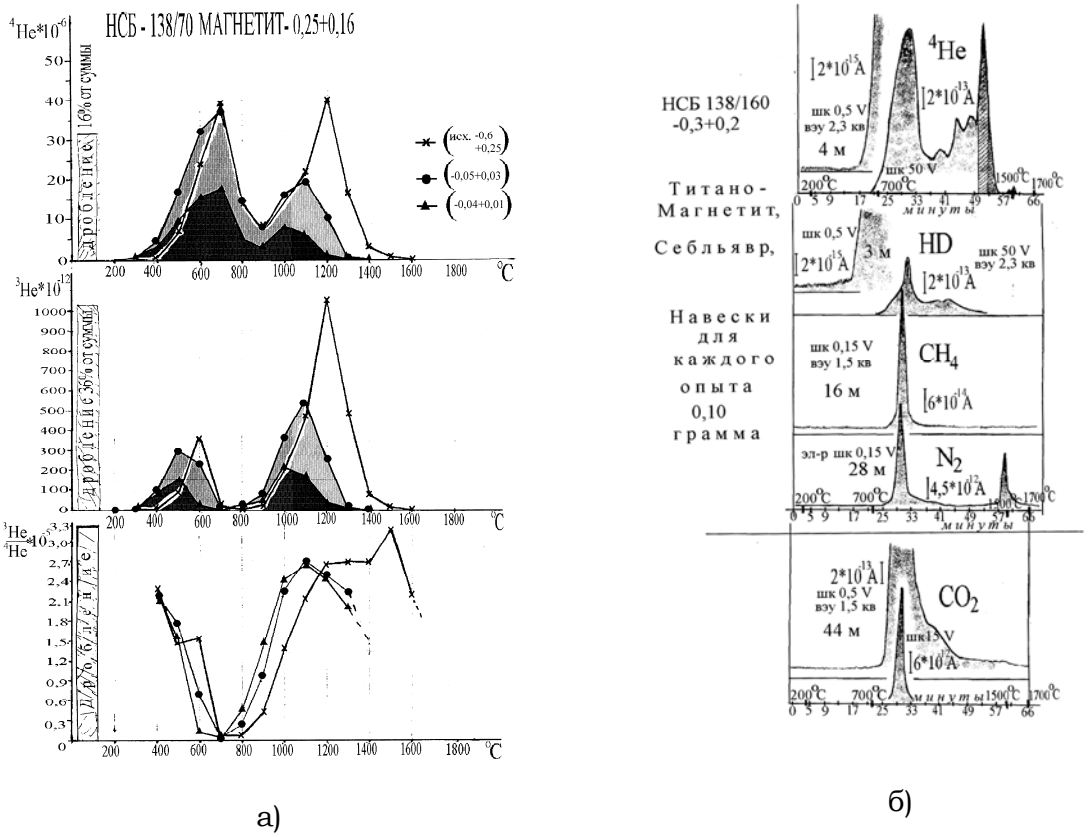


Рис. 1. *а) ступенчатый нагрев образца магнетита из рудного оливинита девонской интрузии Себльявр (Кольский полуостров), время выдержки на каждой температурной ступени 30 мин. б) термограммы – интенсивность ионного тока, регистрируемого масс-спектрометром, на характерных значениях масс (m/e) при непрерывном подъеме температуры до 1700°C в течение 70 мин., для титано-магнетита из Себльявра.*

Основой метода изучения флюидных микровключений является масс-спектрометр МИ 1201, соединенный в одну линию с системой напуска. Методы выделения газов включают в себя плавление, дробление, ступенчатый и динамический нагревы. Наиболее наглядным методом диагностики микровключений является сравнение кривых газовыделения для материала различной крупности. На рис. 1 приведены данные, опубликованные ранее [2, 3], из которых следует, что в пудре (~0.02 мм) практически не содержится компонентов, присутствующих в зернах крупностью ~0.5 мм.

Приведенные данные свидетельствует о том, что при дроблении образца газовые вместилища были разрушены. Метод дробления, как было установлено ранее [4, 5], позволяет выделить именно захваченные компоненты, оставляя в пудре накопленные “in situ”. Из рисунка видно, что захваченные компоненты высвобождаются при температуре разложения (плавления) магнетита, т.е. эти флюидные микровключения, легко разрушаемые дроблением, при температурном воздействии остаются целыми вплоть до температуры разрушения минерала. Именно их мы считаем первичными, характеризующими среду минералообразования.

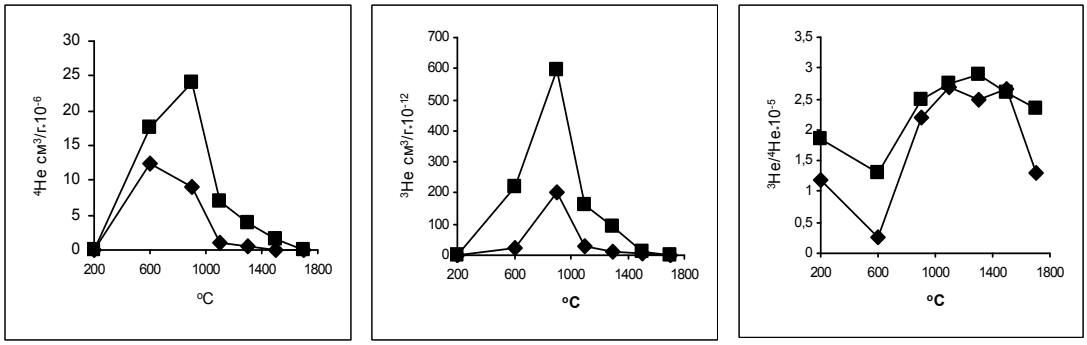


Рис. 2. *Ступенчатый нагрев образца пироксена из пироксенита девонской интрузии Себльявр, параметры эксперимента такие же, как для рис. 1 а [1].*

Эти выводы сделаны в отношении кварца и магнетита, минералов, не имеющих спайности. А такие минералы, как пироксен и амфибол, обладающие совершенной спайностью, и также содержащие летучие среды минералообразования, что следует из сопоставления результатов изучения содержания и изотопного состава благородных газов (рис. 2), не требуют температуры разложения или плавления минерала, как в случае кварца и магнетита, для вскрытия микровключений. Из рисунка видно, что выделение гелия происходит непрерывно, начиная с 300^{o}C с максимальным значением выделения гелия при температуре гораздо ниже температуры плавления пироксена.

Основным фактором, определяющим эту особенность, является, на наш взгляд, спайность минералов. Готовность минерала (в частности, пироксена) разрушиться по плоскостям спайности способствует декрепитации микровключений, хотя их флюидная насыщенность аналогична таковой для магнетита.

Литература

1. ***Каменский И.Л., Икорский С.В., Ганнибал М.А., Новиков Д.Д., Толстихин И.Н.*** Кольский полуостров – оазис изотопов гелия. Тезисы доклада на II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 25-27 ноября 2003 г., с186-188.
2. ***Каменский И.Л., Икорский С.В., Шарков И.В., Ганнибал М.А., Новиков Д.Д., Толстихин И.Н.*** Гелий нижней мантии в палеозойских интрузиях Кольского полуострова. Тезисы доклада на I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, ИГЕМ РАН, с.165-167, 2000.
3. ***Каменский И.Л., Скиба В.И.*** Диагностика первичных флюидных микровключений на основе изотопного анализа He и Ar. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции геологии и минерагении Кольского региона, Апатиты, 4-6 июня 2007 года. С.218-221.
4. ***Пушкарев Ю.Д.*** Актуальные проблемы K-Ar геохронометрии. Препринт научного доклада на I Всесоюзной школе по изотопной геохронологии. 1977, Апатиты, 54 с.
5. ***Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K.*** Terrestrial rare gases. Tokyo: Japan Sci.Soc.Press., 1978.P.71-83.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ КРИЧТОНИТА В РОГОВИКАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Ю.А. Корчак, Я.А. Пахомовский, Ю.П. Меньшиков, Г.Ю. Иванюк, В.Н. Яковенчук

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

В Хибинском массиве установлено три представителя данной группы - кричтонит, ловерингит и давидит-(Ce) и все находки связаны с ороговикованными и фенитизированными ксенолитами вулканогеннно-осадочных пород ловозерской свиты.

Минералы ряда *кричтонит* (Sr, Ca)(Ti, Fe^{3+}, Mn)$_{21}O_{38}$ – *ловерингит* (Ca, Sr)(Ti, Fe^{3+}, Mn)$_{21}O_{38}$ – характерные акцессорные минералы роговиков из ксенолита в фойяитах г. Каскаснюнчорр [1]. Наиболее высокое их содержание (до 1 об. %) зафиксировано в анортоклазо-ильменито-титанитовых роговиках, где ловерингит с округлыми участками кричтонитового состава (до 50 мкм в диаметре) образует полизональные зерна причудливой формы (до 1 мм) в массе титанита (рис. 1), а другие ассоциирующие минералы представлены пирротином, рутилом, таусонитом, фрейденбергитом и лопаритом-(Ce). В мусковито-анортоклазовых роговиках и флогопито-нефелино-альбитовых фенитах кричтонит формирует оторочки вокруг кристаллов рутила (вплоть до образования полных псевдоморфоз) в ассоциации с вуорелайненитом, пирротином, пиритом, таусонитом и цирконолитом (рис. 2). Анортоклазовые прожилки в анортоклазо-фрейденбергито-рутиловых роговиках содержат мелкие (до 2 мм) зерна кричтонита, ассоциирующие с фрейденбергитом, цирконом, ильменитом, лопаритом-(Ce) и пирротином.

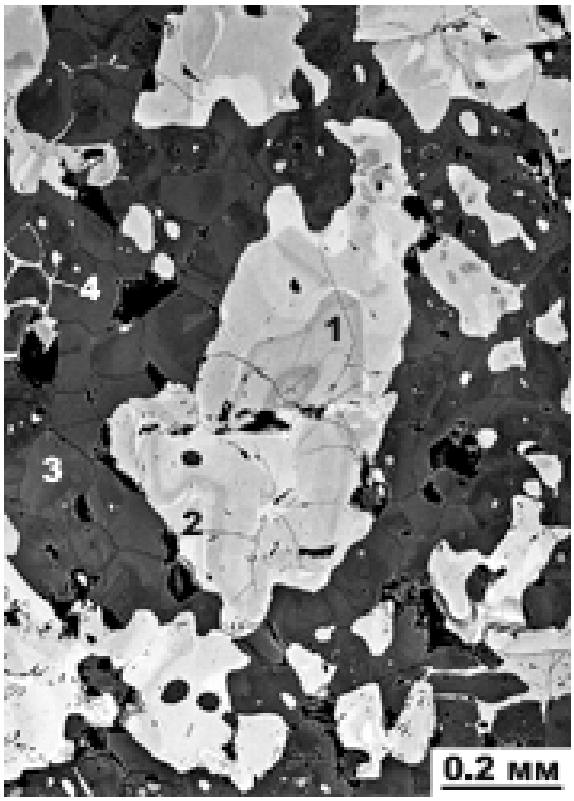


Рис. 1. *Зональные зерна ловерингита (1) – кричтонита (2) и титанита (3) с оторочками таусонита (4) в анортоклазо-ильменито-титанитовом роговике, г. Каскаснюнчорр.*

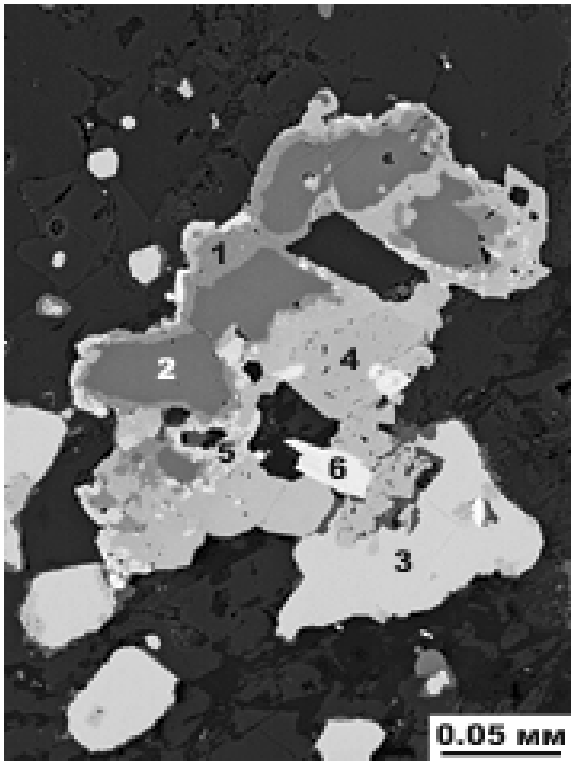


Рис. 2. *Оторочка кричтонита (1) вокруг кристаллов рутила (2) в ассоциации с пирротином (3), пиритом (4), таусонитом (5) и цирконолитом (6) в мусковито-анортоклазовом роговике, г. Каскаснюнчорр.*

По данным микрозондового анализа (табл. 1), состав минералов рассматриваемого ряда определяется компенсационным изоморфизмом по схеме: $Sr^{2+}Ca^{2+}$ + (Nb, $V)^{5+}Mn^{2+} \leftrightarrow$ (Na, $K)^{+}REE^{3+}$ + (Ti, $Zr)^{4+}$(Fe, Cr, $Al)^{3+}$ – легко выводимой из данных компонентного анализа (табл. 2). Однако зависимость суммарного содержания Na, K и *REE* от количества Ca принципиально отличается от аналогичной зависимости между суммарным содержанием Na, K и *REE* и количеством Sr (рис. 3), из-за чего мы и наблюдаем формальное разделение минералов на кричтонит и ловерингит. Таким образом, кальций является «наполнителем» позиции *A* формулы $AB_{21}O_{38}$ и не принимает участия в изоморфных замещениях. Изоморфизм в позиции *A* наблюдается между Sr с одной стороны (при повышенном содержании Sr минерал относится к кричтониту) и Na, K и *REE* с другой стороны (при повышенном суммарном содержании этих элементов минерал относится к ловерингиту).

Дебаеграммы обоих минералов близки к эталонным по ICDD.

Таблица 1.

Результаты микрозондового анализа кричтонит-ловерингит (масс.%).

Комп.	*Кричтонит*			*Ловерингит*		
	1	2	3	4	5	6
SrO	3.34	3.42	5.55	2.73	2.84	2.83
CaO	1.33	1.44	2.12	1.83	1.81	1.88
Na_2O	0.34	0.41	–	0.63	0.52	0.84
K_2O	0.13	0.08	–	0.09	0.15	0.12
Ce_2O_3	0.49	0.92	0.11	0.43	0.84	1.06
La_2O_3	0.33	0.90	–	0.57	0.92	0.40
Nd_2O_3	–	–	–	–	0.12	–
TiO_2	71.01	68.60	63.17	69.04	67.96	70.02
FeO	15.71	15.03	3.97	17.36	17.16	16.69
MnO	0.66	1.76	6.97	1.74	1.62	1.81
MgO	0.56	0.56	0.23	0.55	0.44	0.25
ZrO_2	3.99	4.02	0.81	3.07	3.86	2.18
Cr_2O_3	–	0.34	0.12	0.25	0.47	0.39
Al_2O_3	0.12	0.09	–	0.13	0.05	–
V_2O_3	0.15	0.30	13.80	0.24	0.29	–
Nb_2O_5	0.13	0.31	1.29	0.22	0.20	0.30
Σ	**98.46**	**98.18**	**98.14**	**98.88**	**99.25**	**98.77**

Примечания. Ксенолит в фойяитах г. Каскас-нюнчорр: 1 - кричтонито-анортоклазо-ильменитовый роговик $(Sr_{0.55}\ Ca_{0.40}\ Na_{0.19}\ K_{0.05}\ Ce_{0.05}\ La_{0.03})_{1.27}\ (Ti_{15.07}\ Fe^{3+}_{3.33}\ Zr_{0.55}\ Mg_{0.24}\ Mn_{0.16}\ Al_{0.04}\ V_{0.03}\ Nb_{0.02})_{19.44}\ O_{38}$; 2 - анортоклазо-фрейденбергито-рутиловый роговик $(Sr_{0.57}\ Ca_{0.44}\ Na_{0.23}\ Ce_{0.10}\ La_{0.09}\ K_{0.03})_{1.46}\ (Ti_{14.78}\ Fe^{3+}_{3.24}\ Zr_{0.56}\ Mn_{0.43}\ Mg_{0.24}\ Cr_{0.08}\ V_{0.07}\ Nb_{0.04}\ Al_{0.03})_{19.47}\ O_{38}$; 3 - флогопито-нефелино-альбитовый роговик $(Sr_{0.94}\ Ca_{0.66}\ Ce_{0.01})_{1.61}\ (Ti_{13.86}\ V_{3.23}\ Mn_{1.72}\ Fe^{3+}_{0.87}\ Nb_{0.17}\ Zr_{0.11}\ Mg_{0.10}\ Cr_{0.03})_{20.09}\ O_{38}$; 4 - ортоклазо-ильменито-титанитовый роговик $(Ca_{0.55}\ Sr_{0.45}\ Na_{0.34}\ La_{0.06}\ Ce_{0.04}\ K_{0.03})_{1.47}\ (Ti_{14.66}\ Fe^{3+}_{3.69}\ Zr_{0.42}\ Mn_{0.42}\ Mg_{0.23}\ Cr_{0.06}\ V_{0.05}\ Al_{0.04}\ Nb_{0.03})_{19.60}\ O_{38}$; 5 - ортоклазо-ильменито-титанитовый роговик $(Ca_{0.55}\ Sr_{0.47}\ Na_{0.29}\ La_{0.10}\ Ce_{0.09}\ K_{0.05}\ Nd_{0.01})_{1.56}\ (Ti_{14.51}\ Fe^{3+}_{3.67}\ Zr_{0.53}\ Mn_{0.39}\ Mg_{0.19}\ Cr_{0.11}\ V_{0.07}\ Nb_{0.03}\ Al_{0.02})_{19.52}\ O_{38}$; 6 - ортоклазо-ильменито-титанитовый роговик $(Ca_{0.57}\ Sr_{0.46}\ Na_{0.46}\ Ce_{0.11}\ K_{0.04}\ La_{0.04})_{1.68}\ (Ti_{14.90}\ Fe^{3+}_{3.55}\ Mn_{0.43}\ Zr_{0.30}\ Mg_{0.10}\ Cr_{0.09}\ Nb_{0.04})_{19.41}\ O_{38}$.

Таблица 2.

Результаты компонентного анализа данных о составе кричтонита-ловерингита.

Переменные	*Собственные векторы*	
	1	*2*
Sr	**-0.869**	-0.440
Ca	-0.162	**-0.921**
Na	**0.929**	0.057
K	**0.697**	**0.569**
REE	**0.850**	0.174
Ti	**0.567**	**0.694**
Fe^{3+}	**0.836**	**0.527**
Mn	**-0.695**	**-0.708**
Mg	0.069	**0.921**
Zr	0.442	**0.826**
Cr	**0.801**	-0.385
Al	0.012	**0.930**
V	**-0.792**	**-0.603**
Nb	**-0.730**	**-0.676**
Собст. числа	6.360	6.025
Вклад в дисперсию, %	45	43

Примечания: жирным шрифтом выделены факторные нагрузки, превышающие 0.5.

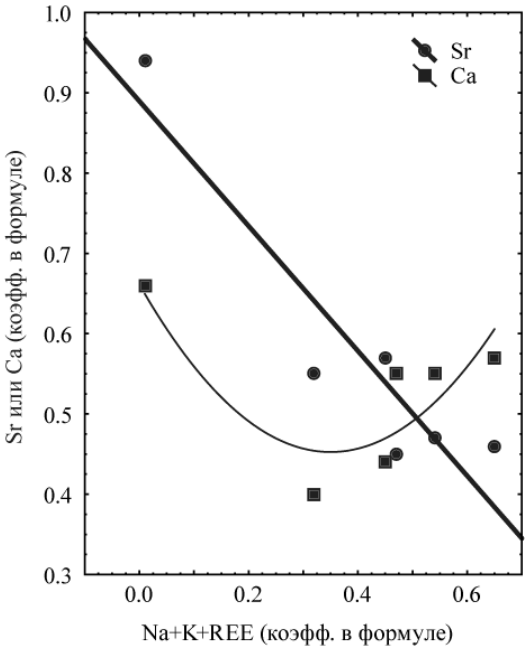


Рис. 3. *Взаимозависимость содержаний катионов в позиции A формулы* $AB_{21}O_{38}$.

Давидит-(Ce) (Ce, La)Y$(Ti, Fe)_{20}\ O_{38}$ обнаружен В.Н. Яковенчуком и его коллегами [1] в тонком (до 5 см) альбито-ортоклазо-герцинитовом прожилке в анортоклазовом роговике из ксенолита в фойяитах г. Поачвумчорр, где он формирует угольно-черные округлые зерна (до 1 мм в диаметре), вкрапленные в ассоциации с пирротином и пиритом в агрегат герцинита и ортоклаза.

По данным микрозондового анализа состав давидита-(Ce) (CaO 0.09, Ce_2O_3 4.28, La_2O_3 1.76, Pr_2O_3 1.10, Nd_2O_3 0.98, ThO_2 0.48, Y_2O_3 1.53, TiO_2 56.73, FeO 17.76, MnO 3.20, MgO 1.27, ZrO_2 1.61, Nb_2O_5 3.08 Σ 93.87) соответствует формуле (O = 38): $(Ce_{0.49}\ La_{0.20}\ Pr_{0.13}\ Nd_{0.11}\ Th_{0.03})_{0.96}\ Y_{0.26}\ (Ti_{13.40}\ Fe^{3+}_{4.20}\ Mn_{0.85}\ Mg_{0.59}\ Nb_{0.44}\ Zr_{0.25})_{19.73}\ O_{38}$ – характеризующейся значительным дефицитом иттрия относительно теоретического содержания. Но дебаеграмма минерала близка к эталонной по ICDD.

Литература

1. ***Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P.*** (ed. F.Wall). Khibiny. Laplandia Minerals, Apatity, 2005. 467 p.

ПОРОДЫ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ В ЛОВОЗЕРСКОМ И ХИБИНСКОМ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ю.А. Корчак, Г.Ю. Иванюк, Ю.П. Меньшиков, Я.А. Пахомовский, В.Н. Яковенчук

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Один из крупнейших в мире Ловозерский щелочной массив сложен ритмично чередующимися слоями нефелиновых сиенитов фойяит-малиньитового ряда (луявритов) и ийолит-уртитов, падающими под углом 5-10° к его центру. Верхняя часть массива обогащена эвдиалитом, а местами также филлосиликатами группы ломоносовита и лампрофиллитом, что стало причиной выделения ее в специальный комплекс эвдиалитовых луявритов (до 600 м мощностью). По всему 600-метровому разрезу широко распространены линзовидные участки метасоматической переработки нефелиновых сиенитов, выраженные пойкилитовыми нефелиновыми и содалито-нефелиновыми сиенитами, пегматитовыми полями и гидротермалитами, а также согласные линзы девонских вулканогенно-осадочных пород фаунистически охарактеризованной ловозерской свиты [2], вполне сопоставимых по размерам и суммарному объему с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами, и архейских гранито-гнейсов Кольско-Норвежского мегаблока.

К породам ловозерской свиты относятся базальты, в том числе оливиновые, а также их эффузивные аналоги (туфы, туфобрекчии) с большим или меньшим участием осадочного материала (туффиты), вплоть до анхимономинеральных кварцитов. Таким образом, состав пород ловозерской «свиты» весьма примитивен и определяется количественными соотношениями всего пяти породообразующих минералов: диопсида (авгита), плагиоклаза, биотита, форстерита и кварца.

Базальты сложены основной массой, состоящей из диопсида (авгита), флогопита, плагиоклаза (An_{26-70}), и вкрапленниками, представленными форстеритом, плагиоклазом и, реже, диопсидом (авгитом). Структура базальтов обычно афанитовая, а в присутствии крупных фенокристаллов форстерита – порфировая, с афанитовой же структурой основной массы. В составе диопсида (авгита) отмечается повышенное содержание титана (до 3 мас. %) и алюминия. Акцессорные минералы – фторапатит, ильменит, хромит, Cr-Ti-магнетит, перовскит, флюорит, пирит, пирротин, халькопирит, халькозин, борнит, миллерит, пентландит, галенит и алтаит. Из вторичных минералов установлены титанит (по ильмениту), актинолит, магнезиальная роговая обманка, эденит и магнезиогастингсит (по диопсиду), клинохлор и шамозит (по флогопиту), антигорит и гриналит (по форстериту), гематит (по пирротину), халькозин (по халькопириту

Туфы и туффиты ассоциируют с базальтами и имеют сходный с ними состав. Породообразующие минералы – плагиоклаз (An_{19-37}), клинопироксены (диопсид, авгит и, реже, геденбергит) и слюды ряда флогопит-аннит. Для туфов и туффитов характерны полосчатая текстура, обусловленная чередованим меланократовых и лейкократовых слойков вследствие колебаний содержания теригенного материала. Характерные акцессорные минералы – форстерит, фторапатит, ильменит, титанит, титаномагнетит и кальцит. Туффиты всегда содержат некоторое количество терригенного материала, обычно представленного зернами кварца, и образуют непрерывный ряд с собственно осадочными породами: кварцитами, песчаниками и гравелитами, – которые, в свою очередь, содержат до 50 об. % пирокластического материала. Микроскопическими методами в вулканогенно-осадочных породах постоянно фиксируется фенитизация, плавно спадающая от контакта с вмещающими породами вглубь ксенолита. Авгит замещается эгирином и щелочными амфиболами, средний плагиоклаз – альбитом и анортоклазом, ильменит – титанитом и лоренценитом, появляются новообразованные нефелин, содалит, канкринит и натролит, метакристаллы нарсарсукита, магнезиоарфведсонита, калиевого арфведсонита, магнезиорибекита, керсутита, лоренценита, титанита, эвдиалита, делиита, виноградовита, лампрофиллита, карнасуртита, нептунита–манганнептунита, ломоносовита, лопарита-(Ce), минералов группы пирохлора, бритолита-(Ce), монацита-(Ce).

По геологическим, петрографическим и петрохимическим признакам комплекс вулканогенно-осадочных пород ловозерской «свиты» относится к трапповой формации (табл. 1 и 2), поскольку разрезы трапповых толщ Норильской, Нижне-Тунгусской и Путоранской провинций Сибирской платформы [1] во многом сходны с таковым ловозерской свиты, равно как и средний состав базальтов трапповой формации Сибирской платформы [3] и ловозерской “свиты” Ловозерского массива. Хотя первоначальные мощность и площадь распространения ловозерских траппов не известны, так как в ходе становления Ловозерского массива их толща была разделена на фрагменты (не утратившие, однако, первоначального субгоризонтального залегания), которые «законсервированы» в слоях щелочных пород.

Хибинский массив расположен в 7 км от Ловозерского и на 70% сложен фойяитами. Тело фойяитов разделено на две приблизительно равные по объему части Главной кольцевой зоной мельтейгит-уртитов и апатито-нефелиновых пород, окаймленной зонами ортоклазированных нефелиновых сиенитов лявочоррит-рисчорритового ряда. Как в фоидолитах Главного кольца, так и в пограничных с ними участках фойяитов присутствует большое количество ксенолитов ороговикованных и фенитизированных пород ловозерской свиты, характеризующихся широкими вариациями минерального состава как в объеме отдельного ксенолита, так в пределах образца и даже шлифа. Роговики встречаются и вне Главного кольца, – в этом случае их

минеральный состав идентичен составу базальтов, туффитов или кварцитов Ловозерского массива. Наиболее обширные поля распространения ксенолитов слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных пород связаны с зоной Малого полукольца и ее своеобразным продолжением в фойяитах г. Китчепахк.

Таблица 1.

Сравнительная характеристика пород трапповой формации [3] и ловозерской "свиты" Ловозерского массива.

Признаки		**Трапповая формация**	**Ловозерская свита**
Породы		**Базальты, долериты**	**Базальты**
Условия проявления	Характер распространения	Площадной	Площадной (?)
	Площадь развития	До 1.5 млн. км^2	?
	Мощности вулканических толщ	Несколько километров	?
	Преобладающие фации вулканических пород	Покровы лав, туфы, силлы, дайки	Покровы лав и туфы
	Тип извержения	Трещинный	?
	Фациальные условия, ассоциирующие горные породы	Преимущественно наземные, обломочные полимиктовые породы (песчанники, алевролиты)	Преимущественно наземные, обломочные полимиктовые породы (песчанники, кварциты, гравелиты)
Петрографические особенности базальтов	Структуры	Афировые, реже порфировые	Афировые, порфировые, афанитовые
	Минералы вкрапленников	Плагиоклаз, оливин, клинопироксен	Плагиоклаз, оливин, клинопироксен
	Состав моноклинного пироксена	Диопсид-авгит, авгит	Диопсид-авгит
	Состав полевого шпата	№ 60-80	№ 26-70
	Состав оливина	$Fa_{20–40}$	$Fa_{11–48}$
Петрохимия	Пределы колебания содержания SiO_2, мас. %	46–52	48–51
	Содержание главных окислов в базальтах, мас. %	Al_2O_3 13-15, Σ Fe 13-15, Σ $_{щел.}$ 2.5-3.5, TiO_2 1.5-2.5, $Na_2O > K_2O$	Al_2O_3 14.60-15.48, Σ Fe 10.50-13.47, Na_2O+K_2O 2.54-3.45, TiO_2 1.35-2.51, $Na_2O > K_2O$

Несмотря на весьма пестрый минеральный состав роговиков Хибинского массива и развивающихся по ним фенитов, пересчет химического состава этих пород на нормативные компоненты методом CIPW выявил три группы пород, первые две из которых соответствуют более или менее интенсивно фенитизированным кварцитам и базальтам, а третья – щелочным трахитам и фонолитам, т. е. собственно фенитам (рис. 1). Факторный анализ (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением) данных о минеральном составе 200 образцов роговиков и фенитов Хибинского массива дал сходные результаты и выявил эти же три группы пород: ороговикованные кварциты (I), ороговикованные базальты (II) и фениты (III) (рис. 2).

Таблица 2.

Средний химический состав базальтов трапповой формации Сибирской платформы и составы базальтов Ловозерского массива (мас.%).

Комп.	1	2	3	4
SiO_2	49.30	48.34	51.77	49.24
TiO_2	1.27	1.84	1.35	2.51
Al_2O_3	15.52	15.48	15.26	14.60
Fe_2O_3	5.24	3.54	1.37	3.40
FeO	7.62	9.93	9.13	9.23
MnO	0.19	0.20	0.43	0.19
MgO	7.09	6.18	6.92	5.62
CaO	10.88	10.96	9.98	9.59
Na_2O	2.20	2.17	2.09	2.67
K_2O	0.54	0.37	0.82	0.78
P_2O_5	Не опр.	0.08	0.12	0.23
Σ	**99.85**	**99.09**	**99.24**	**98.29**

Примечания: 1 - средний состав базальтов (для 82 анализов) трапповой формации Сибирской платформы [3]; 2 и 3 - метабазальт, г. Киткнюн (Ловозерский массив); 4 - оливиновый метабазальт, г. Киткнюн.

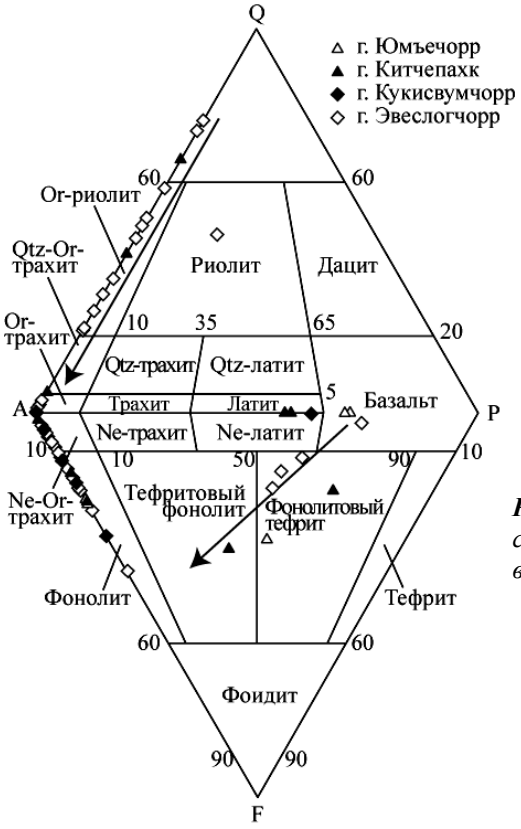


Рис. 1. *Диаграмма QAPF для CIPW-нормативного состава фенитизированных роговиков из ксенолитов в фойяитах Хибинского массива.*

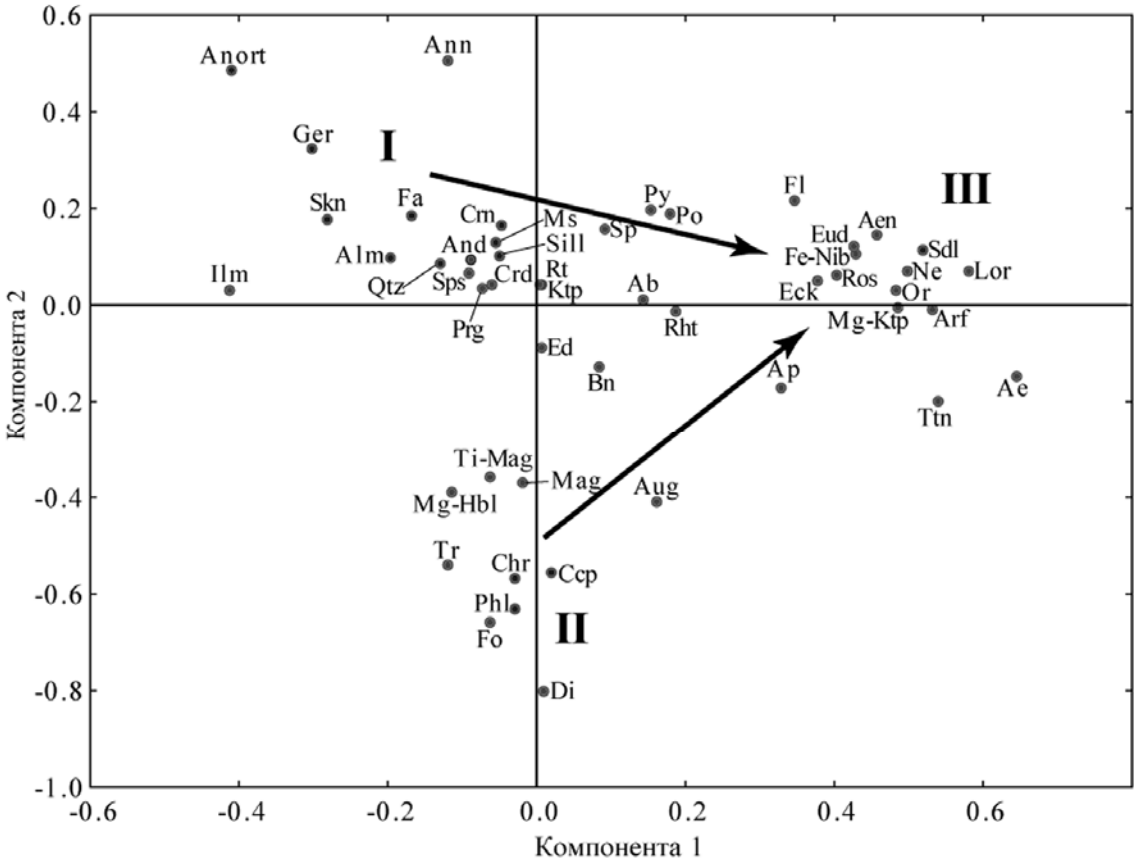


Рис. 2. *Результаты компонентного анализа данных о составе вулканогенно-осадочных пород, роговиков и фенитов Хибинского массива.*

Таким образом, роговики Хибинского массива являются результатом метаморфических и метасоматических преобразований пестрой толщи базальтов, их туфов, туффитов и кварцитов ловозерской «свиты».

Таким образом, формированию Хибинского и Ловозерского массивов предшествовало образование мелководной толщи терригенно- и вулканогенно-осадочных пород ловозерской “свиты“ (базальты и их туфы, песчанники, кварциты), по многим признакам сходной с трапповыми образованиями Сибирской платформы.

Всего в рассматриваемых породах нами установлено более 120 минералов (курсивом выделены встречающиеся в качестве породообразующих): акаганеит, алабандин, *альбит*, альмандин, анальцим, *андалузит*, *аннит*, *анортоклаз*, анькангит, арагонит, арсенопирит, *арфведсонит*, *астрофиллит*, бадделеит, бёмит, борнит, бритолит(Ce), бромеллит, бюргерит, вуорелайненит, вюртцит, гадолинит-Ce), галенит, ганит, геденбергит, *герцинит*, гётит, гипс, графит, давидит-(Ce), джерфишерит, диккит, *диопсид*, железо, иллит, *ильменит*, *кальсилит*, кальцит, каолинит, карелианит, *катофорит*, *кварц, кордиерит, корунд, кричтонит*, ксенотим(Y), кубанит, *лампрофиллит*, лёллингит, ловенит, *ловерингит*, лопарит-(Ce), лоренценит, магнезиогастингсит, магнезиокатофорит, магнезиоферрикатофорит, магнетит, мариалит, марказит, молибденит, монацит-(Ce), мусковит, натролит, *нефелин*, нозеан, опал, *ортоклаз*, парагонит, пирит, пирохлор, *пирротин*, ренгеит, родохрозит, розенбушит, *рутил*, санидин, сейдозерит, *секанинаит*, сера, сидерофиллит, *силлиманит*, содалит, спессартин, стрональсит, сфалерит, таусонит, *титанит*, *топаз*, троилит, ульвошпинель, уранпирохлор, *фаялит*, фергусонит-(Y), *феррикатофорит*, ферриферронибёит, ферроколумбит, ферросилит, *флогопит*, флюорит, флюоцерит, *фрейденбергит*, фторапатит, *фторэденит*, халькозин, халькопирит, хошелагаит, хризоберилл, хромит, циркон, цирконолит, чевкинит(Ce), шамозит, шриланкит, эвдиалит, *эгирин*, *эгирин-авгит*, эдгарит, *эденит*, *энигматит*, эшинит-(Ce) и ярозит. Однако формирование всего этого минерального разнообразия можно свести к одному и тому же процессу «высокотемпературной фенитизации», порождающему высокоглиноземистые парагенезисы в изначально обедненных этим компонентом породах трапповой формации:

$$5SiO_2 + 6(Fe_{0.5}Mn_{0.5})TiO_3 + KNaAl_4Si_4O_{16} + H_2 = Mn_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 + 6TiO_2;$$
кварц ильменит нефелин спессартин аннит альбит рутил

$$5SiO_2 + 3CaCO_3 + NaAlSiO_4 + Al_2O_3 = Ca_3Al_2Si_3O_{12} + NaAlSi_3O_8 + 3CO_2;$$
кварц кальцит нефелин корунд гроссуляр альбит

$$9SiO_2 + CaTiSiO_5 + KNa_3Al_4Si_4O_{16} + 3FeO + H_2O + 2O_2 = FeTiO_3 + 4(Ca_{0.25}Na_{0.75})Al_{0.75}Si_{1.25}O_4 + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2.$$
кварц титанит нефелин ильменит анортоклаз аннит

$$23SiO_2 + 2KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Na_3KAl_4Si_4O_{16} + 6Al_2O_3 = 3Fe_2Al_4Si_5O_{18} + 6(K_{0.5}Na_{0.5})AlSi_3O_8 + 2H_2O;$$
кварц аннит нефелин корунд секанинаит анортоклаз

$$4SiO_2 + Fe_2Al_4Si_5O_{18} + Na_3KAl_4Si_4O_{16} + Al_2O_3 = Al_2SiO_5 + 2FeAl_2O_4 + 4(Na_{0.75}K_{0.25})AlSi_3O_8;$$
кварц секанинаит нефелин корунд силлиманит герцинит анортоклаз

$$9SiO_2 + Na_3KAl_4Si_4O_{16} + Al_2O_3 = Al_2SiO_5 + 4(Na_{0.75}K_{0.25})AlSi_3O_8;$$
кварц нефелин корунд андалузит анортоклаз

$$9SiO_2 + Na_3KAl_4Si_4O_{16} + 2Al_2O_3 + H_2O = Al_2SiO_5 + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3NaAlSi_3O_8;$$
кварц нефелин корунд андалузит аннит альбит

$$10SiO_2 + Na_3KAl_4Si_4O_{16} + 2Al_2O_3 + 2HF = Al_2SiO_5 + Al_2SiO_4F_2 + 4(Na_{0.75}K_{0.25})AlSi_3O_8 + H_2O \text{ и т.д.}$$
кварц нефелин корунд андалузит топаз анортоклаз

Кроме того, изначально весьма примитивные по своему составу породы ловозерской свиты являются своего рода сорбционной колонкой для щелочных растворов, на которой концентрируются такие необычные как для траппов, так и нефелиновых сиенитов элементы, как W, Sb, Te, Sn, Be и др.

Литература

1. ***Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.*** Оценка объема и проблема генезисапермотриасового траппового вулканизма Сибирской платформы. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12.
2. ***Криштофович А.Н.*** (1937) Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. // Изв. АН, сер. Геол., № 4.
3. ***Масайтис В.Л.*** Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. // Докл. АН СССР, 1965, т. 162, №3.

ПЕРВАЯ НАХОДКА МИМЕТИТА В ПОРОДАХ САХАРЙОКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Л.М. Лялина, Е.Э. Савченко, Е.А. Селиванова, Д.Р. Зозуля

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: lialina@geoksc.apatity.ru

Миметит - $Pb_5[AsO_4]_3Cl$ – минерал, встречающийся в зонах окисления сульфидных свинцово-цинковых месторождений, но значительно реже своего спутника пироморфита $Pb_5[PO_4]_3Cl$. В литературе описаны единичные случаи образования первичного миметита в низкотемпературных гидротермальных месторождениях Боливии (месторождение Лилли, провинция Сика-Сика) [1]. На территории России самыми известными месторождениями миметита являются месторождения свинцово-цинковых руд Восточного Забайкалья: Спасское, Кличкинское, Кадаинское и другие. Находка миметита в породах Сахарйокского массива является первой для Кольского полуострова.

Условия нахождения и морфология миметита

Миметит установлен в пегматите, развитом на контакте нефелиновых сиенитов и щелочных габброидов – эссекситов. На необычность состава и структурно-текстурных характеристик пегматита обращали внимание первооткрыватели и исследователи Сахарйокского массива И.Д. Батиева и И.В. Бельков [2]. Развитие пегматита на контакте столь разных пород, как сиениты и эссекситы, привело к сложному и своеобразному сочетанию (наложению) минеральных ассоциаций: нефелин-полевошпатовый пегматит с пироксенами (эгирин, эгирин-геденбергит, эгирин-авгит) и флогопитом несет бериллиевую минерализацию с широким развитием мелифанита - минерала, свойственного, по мнению [2], эссекситам и тералитам. Развитие поздних гидротермальных процессов привело к появлению новообразованных фаз, среди которых был обнаружен такой редкий минерал как бехоит [3].

Распределение минеральных ассоциаций в пегматитовом теле крайне неоднородно: присутствуют анхимономинеральные зоны, сложенные, главным образом, эгирин-авгитом с небольшим содержанием анальцима, флюорита и мелифанита, и лейкократовые, состоящие преимущественно из анальцима и нефелина с резко подчиненным количеством слюды, пироксенов и мелифанита. Миметит установлен в меланократовой зоне в пустотах растворения между идиоморфными кристаллами эгирин-авгита. Полости выстланы кристаллическим агрегатом анальцима и порошковатым агрегатом недиагностированной фазы. Эта фаза имеет четкую рентгенограмму, качественный анализ ее состава показал присутствие только Pb, Si, O (силикат свинца?).

В природе миметит обычно встречается в виде кристаллов столбчатого до игольчатого облика, призматического габитуса с доминантной {10$\bar{1}$0} и подчиненными {10$\bar{1}$1} и {0001}. По морфологии кристаллов миметит весьма сходен с пироморфитом, за что и получил свое название от греческого «миметос» - подражатель. В пустотах могут наблюдаться друзы и корочки мелких кристалликов, почковидные образования. В пегматитовом теле Сахарйокского массива миметит представлен параллельно-волокнистым агрегатом индивидов, длина которых (порядка 1 мм) существенно превышает толщину (порядка 1 мкм). Цвет минерала – светло-желтый, блеск в агрегате – шелковистый.

Рентгеноструктурные исследования и состав миметита

Идентификация минерала проводилась рентгенографическим и рентгеноспектральным методами в лаборатории Физических методов исследования вещества ГИ КНЦ РАН.

Расчет порошковой рентгенограммы миметита из Сахарйокского массива (I) приведен в таблице 1. Для сравнения нами был исследован в тех же условиях образец миметита месторождения Пинтоулин (Pingtouling) провинции Гуанхом (Guanghong), Китай (II). Рентгенограммы образцов достаточно близки, однако можно отметить и некоторые различия. Большинство значений D_{obs} миметита из Сахарйокского массива (I) несколько ниже, чем китайского образца, но есть и весьма близкие (выделены *курсивом*). Линии 211 и 112 у миметита Сахарйокского массива сближены настолько, что не разрешаются. Обе рентгенограммы удовлетворительно индицируются в гексагональной сингонии. Параметры, определенные по 19 (для миметита I) и 24 (для миметита II) однозначно индицируемым отражениям, составили: a=10.12(1) Å, c=7.43(2) Å и a=10.24(1) Å, c=7.44(1) Å, соответственно. Причем последние практически совпадают с параметрами синтетического гексагонального миметита: a=10.25 Å, c=7.442 Å (19-683 JCPDS).

Из полученных данных следует, что параметр a найденного в Сахарйокском массиве миметита несколько ниже, чем у китайского образца. По соотношению параметров a/c образец I (a/c=1.362) более близок к пироморфиту (a/c=1.362; 19-701 JCPDS), чем к миметиту (II) с a/c=1.376 или синтетическому миметиту с a/c=1.377 (19-683 JCPDS).

Клиномиметит - моноклинная модификация миметита – официально утверждена Комиссией по новым минералам в 1991 г. [4]. Как подчеркивают сами авторы находки и исследователи структуры клиномиметита эта фаза проявляет сильный псевдогексагональный характер. Порошковые рентгенограммы не позволяют различить эти фазы, поскольку отклонение от гексагональности (β=119.88°) сравнимо с величиной погрешности порошкового метода. Лишь высокопрецизионные монокристалльные методы исследования структуры однозначно определяют миметит и клиномиметит. Учитывая крайне редкое нахождения в природе клиномиметита (достоверно установлены две находки – в месторождениях Johanngeorgenstadt, Германия и Eureka штата Юта, США [4, 5]), малый угол моноклинности (β = 0.12°) и его вероятную связь с присутствующими в минерале примесями, полученные рентгеноструктурные характеристики в сочетании с данными о химическом составе (см. ниже), позволяют с высокой степенью вероятности рассматривать найденный в породах Сахарйокского массива минерал как гексагональную модификацию соединения $Pb_5[AsO_4]_3Cl$.

Оценка химического состава Сахарйокского миметита проводилась с помощью энергодисперсионной приставки ROENTEC к растровому электронному микроскопу LEO-1450. Главными элементами фазы являются – Pb, As, O, Cl, в качестве примесей установлены – Ca и Si. Количественные соотношения элементов приведены в таблице 2 (I). Здесь же приведен состав миметита месторождения в Китае (II), выполненный на микрозондовом анализаторе CAMECA MS-46 (ускоряющее напряжение 22 Kv, ток электронного зонда 20-40 нА эталоны: Fe - гематит ($FeK\alpha_1$), Si,Ca - диопсид ($SiK\alpha$,$CaK\alpha$), Al - $Y_3Al_5O_{12}$ ($AlK\alpha$), V - V-металл ($VK\alpha_1$), P - апатит ($PK\alpha_1$), S, Pb – галенит ($SK\alpha$, $PbM\alpha$) , As – GaAs ($AsL\beta_1$), Cl – атакамит ($ClK\alpha_1$)).

Таблица 1.

Расчет рентгенограммы порошка миметита из Сахарйокского массива (I) и месторождения Пинтоулин, Китай (II).

I			II		
I_{obs}	D_{obs} (Å)	D_{calc} (Å)	I_{obs}	D_{obs} (Å)	hkl
1	4.423	4.384	1	4.441	200
2	4.188	4.184	2	4.211	111
			4	3.72	002
2	*3.442*	*3.422*	*3*	*3.442*	*102*
6	3.319	3.314	6	3.348	210
10	3.027	3.027 2.996	10 10	3.058 3.015	211 112
6	2.925	2.923	6	2.956	300
			1	2.854	202
			1	2.555	220
1	2.303	2.311 2.297	3	2.32	311 302
1	*2.228*	*2.225*	*2*	*2.228*	*113*
1	2.188	2.192	2	2.210	400
4	2.094	2.092	7	2.111	222
2	2.032	2.035	3ш	2.048	312
3	1.987	1.984	5	1.994	213
3	1.947	1.942	5	1.963	321
3	1.916	1.913	5	1.933	410
3	1.888	1.888	5	1.905	402
1	*1.86*	*1.858*	*4*	*1.861*	*004*
			1	1.752	313
1	1.699	1.701	3	1.717	412
2	1.658	1.657	3	1.68	420
2	1.645	1.646	3	1.666	331
2	1.619	1.621	3	1.628	214
2	1.584	1.586	3	1.598	502
3	1.564	1.562	5	1.575	323
3	1.534	1.536 1.540	5	1.553	332 511

Присутствующий в химическом составе миметита Сахарйокского массива кремний замещает мышьяк в тетраэдрической группе [AsO_4], что устанавливается для миметита разных месторождений мира. Изоморфизм $Ca^{2+} \rightarrow Pb^{2+}$ также обычен для миметита, а некоторыми исследователями даже предлагается в качестве одного из критериев различия между миметитом и клиномиметитом [5][15].

Появление миметита в пегматитовом теле Сахарйокского щелочного массива следует связывать с поздними мальными изменениями первичных сульфидов и их аналогов (арсенидосульфидов и арсенидов). Из них в щелочных габброидах Сахарйокского массива установлен леллингит (FeAs2), а в пегматоидной фации нефелиновых сиенитов – арсенопирит (FeAsS), при том, что и габброиды и нефелиновые сиениты примерно одинаково сильно «заражены» свинцом, который образует собственный минерал – галенит [2]. Морфология миметита свидетельствует о свободной кристаллизации минерала в полостях выщелачивания предположительно нефелина. Присутствие примесей кальция и кремния - обычных для миметита из разных месторождений мира - является причиной отклонение параметров элементарной ячейки от значений для чистого миметита.

Таблица 2.

Химический состав миметита из Сахарйокского массива (I) и месторождения Пинтоулин, Китай (II).

Оксиды	ок. мас.%	
	I	II
PbO	63.64	75.14
FeO		0.00
V_2O_5		0.00
CaO	1.52	0.00
Al_2O_3		0.00
As_2O_5	27.85	21.49
SiO_2	4.74	0.00
P_2O_5		0.07
SO_3		0.12
Cl	2.25	2.27
Сумма	100.00	99.10

Авторы выражают благодарность В.Н. Яковенчуку за предоставленный для исследования образец миметита из месторождения Пинтоулин (Китай).

Литература

1. ***Бетехтин А.Г.*** Минералогия. Госгеолиздат. 1950. 956 с.

2. ***Батиева И.Д., Бельков И.В.*** Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты, КФАН СССР. 1984. 133 с.

3. ***Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э., Зозуля Д.Р.*** Бехоит Be(OH)2 Сахарйокского щелочного массива, Кольский полуостров – первая находка. «Геология и минерагения Кольского региона». Тр. Всероссийской (с международным участием) научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты, 4-6 июня 2007 г. – Апатиты: Изд-во К&М, 2007. – 320 с. С.178-179.

4. ***Dai Y., Hughes J.M.*** The crystal structures of mimetite and clinomimetite Pb5[AsO4]3Cl // Can. Miner. 1991. Vol. 29. Pp. 369-376.

5. ***Dai Y.*** Clinomimetite: The history and substantiation of the natural monoclinic dimorph of mimetite // Miner. Record. 1993. Vol. 24. Pp. 307-310.

[15] Если принимать за критерий различия миметита и клиномиметита только присутствие/отсутствие примеси кальция в составе соединения $Pb_5[AsO_4]_3Cl$, то образец из Китая следует относить к моноклинной модификации этого соединения.

МИНЕРАГЕНИЯ НИКЕЛЯ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ МОНЧЕПЛУТОНА И ПЕЧЕНГИ

Ю.Н. Нерадовский

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: nerad@geoksc.apatity.ru

Известна тройственная геохимическая природа никеля – его способность находиться в геохимических системах как в металлической (хондриты), так и в виде соединений с серой или с кислородом (основные - ультраосновные породы). Важной особенностью поведения никеля в ультраосновных породах является региональный характер проявления литофильных свойств и локальный – халькофильных. Это приводит к тому, что распределение никеля в силикатах более широкое, чем в сульфидах, поэтому некоторые районы развития ультраосновных пород при наличии силикатной формы никеля не имеют его месторождений в сульфидной форме.

На примере ультраосновных пород Мончеплутона и Печенги, в которых никель присутствует как в сульфидной, так и в силикатной формах, можно рассмотреть минерагению никеля от магматической стадии к экзогенной.

1. Магматическая ассоциация минералов. Главными концентраторами никеля в сульфидных рудах являются пентландит и пирротин, небольшая часть входит в аргентопентландит, теллуриды, арсениды и другие минералы [1]. Главным концентратором никеля из породообразующих минералов ультраосновных пород является оливин, повышенные содержания его наблюдаются также в хромшпинелидах и магнетите. В меньшем количестве никель входит в состав пироксенов и серпентина. Содержание никеля в оливине из печенгских пород относительно устойчиво, а в оливинах Мончеплутона заметно варьирует в зависимости от состава пород. Объемы никеля в силикатах на порядок больше, чем в сульфидных рудах.

2. Метаморфическая ассоциация минералов. Преобразование сульфидных медно-никелевых руд в процессе метаморфизма приводит к повышению активности серы, что сопровождается развитием пирита, перекристаллизацией пентландита и переходом части никеля в пирит [2,3]. Пирротин в процессе метаморфизма переходит из одной модификации в другую, при этом теряет изоморфную форму никеля, который выделяется в виде продуктов распада твердого раствора пентландита [4]. Преобразование ультраосновных пород в условиях метаморфизма выражено в замещении оливина серпентином. В этом интенсивном гидротермальном процессе возникает избыток никеля и железа, содержавшихся в оливине и не способных войти в серпентин, вследствие различного химического состава минералов. Процесс серпентинизации проявлен незначительно в породах Мончеплутона [5] и весьма значительно в породах Печенги [2].

На примере печенгских серпентинитов изучены различные фазы силикатного состава, обладающие способностью концентрировать никель, высвобождающийся из оливина. Эти фазы неустойчивы и обладают различными химическими свойствами, некоторые весьма активно растворяются слабыми кислотами. Часть никеля концентрируется в силикатах типа нимита, возможно, в гелеподобных фазах. Установлено увеличение количества легкорастворимой никеленосной силикатной фазы в наиболее бедных сульфидами породах. Никель, не вошедший в поздние силикаты, образует сульфиды различного состава, в том числе пентландит, миллерит, хизлевудит. В серпентинитах Печенги установлена зональность развития этих никелевых фаз в зависимости от расстояния от пирротиновых руд: по мере удаления от пирротиновых рудных тел пентландитовая вкрапленность сменяется миллеритовой, а затем хизлевудитовой. В оливиновых породах Мончеплутона серпентинизация проявлена слабо, но наблюдается в оливинитах и перидотитах. Характерными являются минеральные ассоциации в породах Пласта 330 и Дунитового блока. В перидотитах Пласта 330 серпентинизация сопровождается выделением пентландита и миллерита, а в перидотитах и оливинитах Дунитового блока – пентландита, хизлевудита и полидимита.

3. При экзогенном окислении никельсодержащих минералов в климатических условиях Кольского региона никель растворяется и разносится поверхностными водами. Пентландит в зоне окисления, как правило, сначала замещается виоларитом, который затем растворяется. Некоторая часть никеля входит в сульфаты - ретгерсит, эпсомит и другие, которые не образуют крупных скоплений и легко растворяются [1].

4. Анализ изменения состава как первичномагматических минералов, так и поздних метаморфических фаз, показывает, что оливин в ассоциации с хромитом более никелистый, чем в ассоциация с сульфидами; отсутствие серы способствует образованию высоконикелистых сульфидных фаз и, напротив, ее избыток – низконикелистых; в расслоенном комплексе Мончеплутона оливин отличается более высокими концентрациями никеля, чем в массивах Печенги; в обоих рассматриваемых комплексах пород рудогенерирующей для никеля является только магматическая стадия. В магматическую стадию образовались крупные месторождения сульфидных и силикатных руд.

Литература

1. ***Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др.*** Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., «Наука». 1981. 350 с.

2. ***Горбунов Г.И.*** Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968. 352 с.

3. ***Нерадовский Ю.Н.*** Кобальтистый пирит из серпентинитов Печенгского рудного поля. // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во КФАН СССР, 1982. С.94-98.

4. ***Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н.*** Эволюция минеральных ассоциаций и парагенезисов в процессе формирования медно-никелевых руд (на примере Кольского полуострова). // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., «Наука», 1985. С.107-115

5. ***Козлов Е.К.*** Естественные ряды пород дифференцированных никеленосных интрузий Кольского полуострова и их металлогения. Л., «Наука», 1973. 288 с.

О ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ НАУК

Н.Л. Смирнова

МГУ, г. Москва, e-mail: snl194@mail.ru

Что такое проблема и что такое фундаментальность? Проблема (задача) в широком смысле – сложный теоретический или практический вопрос, требующий изучения, разрешения. В науке проблема – противоречивая ситуация, выступающая в виде противоположных позиций в объяснении каких-либо явлений, объектов, процессов, требующая адекватной теории для ее разрешения. Предпосылкой успешного решения проблемы служит ее правильная постановка [1]. Фундаментальный – основательный, глубокий [2]. Будем считать фундаментальными проблемами - установление универсальных законов организации (в частности самоорганизации) моделей систем, их объектов, процессов, реализации моделей и причин соответствия и несоответствия моделей с реальностью. В настоящее время проводится уже компьютерное моделирование, например, простых форм [3], фуллеренов [8]. Фундаментальными считаем также понятия: алфавит элементов, их иерархия, идентичность, разность (полярность), локальный, дальний, дефектный (мягкий) порядок (организация, самоорганизация), взаимодействие, отношения качественные, количественные, вид, разновидность объектов.

Вселенная состоит из систем разных уровней организации. Системы изучаются науками. Физика изучает систему кварков < элементарных частиц < атомов, их взаимодействия, химия изучает систему химических соединений, геология в самом широком понимании этого понятия изучает минералы – химические соединения Земли. Минералогия изучает состав, структуру минералов, их физические свойства (взаимодействия минералов с элементарными частицами, электронами, протонами, нейтронами, фотонами и т.д.) химические свойства (взаимодействие минералов друг с другом и химической средой) в P-T условиях. В отличие от организованных химических соединений, полученных в искусственных условиях, минералы образуются в результате самоорганизации и существования в пространстве-времени, физико-химических условиях Земли. Минералы могут быть в газообразном, жидком, твердом состоянии, упорядоченном и неупорядоченном. Но в узком понимании слова о минералах принято говорить, если они находятся в твердом упорядоченном состоянии, так как только в этом случае может быть определена их структура, и они могут быть отнесены к минеральному виду. Все остальные минералы в других агрегатных состояниях принято называть минералоидами. Поэтому лед – это минерал, а вода – это минералоид. Химическое соединение H_2O существует на Земле в виде минералоида – пара, воды жидкой и минерала льда. Лед существует в виде нескольких минеральных видов - полиморфов, которые составляют один сводный минеральный вид пролед [5, 7] с химической формулой H_2O, включающий также и минералоиды H_2O. Минералы существуют на Земле в виде геоценозов - пород, их объединений формаций. Минералогический состав пород изучает наука Петрология, а размещение, образование, эволюцию пород и их объединений в пространстве и времени существования Земли изучает наука Геология.

Все системы подчиняются фундаментальным системным законам. Законы конкретных наук также фундаментальны, так как они обосновывают повторяемость фактов и процессов. Фундаментальные проблемы наук - выявление этих законов и проявления их в конкретных системах. Все системы состоят из элементов, комбинированием которых образуются объекты. В системе химических соединений – это атомы, химические элементы. Существование системы химических элементов на Земле изучает наука Геохимия. Их упорядоченное размещение в кристаллических минералах и химических соединениях изучает наука кристаллогия. В соответствии с законом малых целых чисел, который считаем с 1971 года универсальным, а следовательно фундаментальным, в системе химических элементов имеется четыре элемента s<f<d<p, комбинированием которых формируются все формулы минералов. Нами была составлена sfdp таблица всех формул минералов [6]. Все новые sfdp-формулы дублируют уже известные или занимают пустые места в таблице. Поскольку эта таблица предсказательная, то ее можно считать фундаментальной. Подавляющее число минералов – ионные неорганические соединения и следовательно состоят из катионной и анионной части. В катионной части минералы содержат один s, f, d, p катион, два sf, sd, sp, fd, fp, dp катиона, три sfd, sfp, sdp, fdp катиона. Установлен единственный минерал – христовит, в состав которого входят все четыре элемента – катиона sfdp. Минералы содержащие s-элементы относятся к щелочным и щелочноземельным, p-элемент O – оксидам, S – сульфидам [4].

Универсальным, а следовательно, фундаментальным свойством всех объектов и систем является локальное окружение, поверхность, граница, а в слоистых структурах, например, интрузиях - интерфейс. Поверхности могут быть полигональными, т.е. состоять из вершин, ребер n-гонов (многоугольников, тайлов). Вокруг центрального элемента (вершины В, n-гона Г) возникает координационная сфера (корона) из лигандов (вершин в, n-гонов - г, присоединяющихся к n-гонам по ребрам - р). Корона характеризуется структурой – размещением лигандов в пространстве, координационным числом (КЧ, связностью) равным числу лигандов, формулами Вв, Вг, Гв, Гр. Нами формулы пишутся с отделением качественной части от количественной, например, |abab|<1111>|3434|, |ab|<22>|34|. В прямых скобках указана качественная формула - последовательность лигандов-букв и последовательность соответствующих им КЧ или n, а в уголках -

количественная часть (коэффициенты означающие числа идентичных соседних лигандов последовательности). Такого рода формулы нами использованы не только для вершин, но и для n-гонов.

Локальная координация обязательный признак организации всех систем. Нами установлено, что в самоорганизующихся системах (косная природа и биос) реализуются последовательности из 1-7 разных букв. Ни одной формулы из 8 разных букв пока не установлено. Из 41 буквенной формулы последовательности (**бп)** длиной 1-7 букв и содержащих 1-7 разных букв не реализовано 3 формулы. Из 155 формул длиной 1-7 букв из 1-7 разных букв с коэффициентами 1-7 (**бкп)** не реализовано около 10 формул. Все полученные нами данные относятся к самоорганизованным природным системам [7].

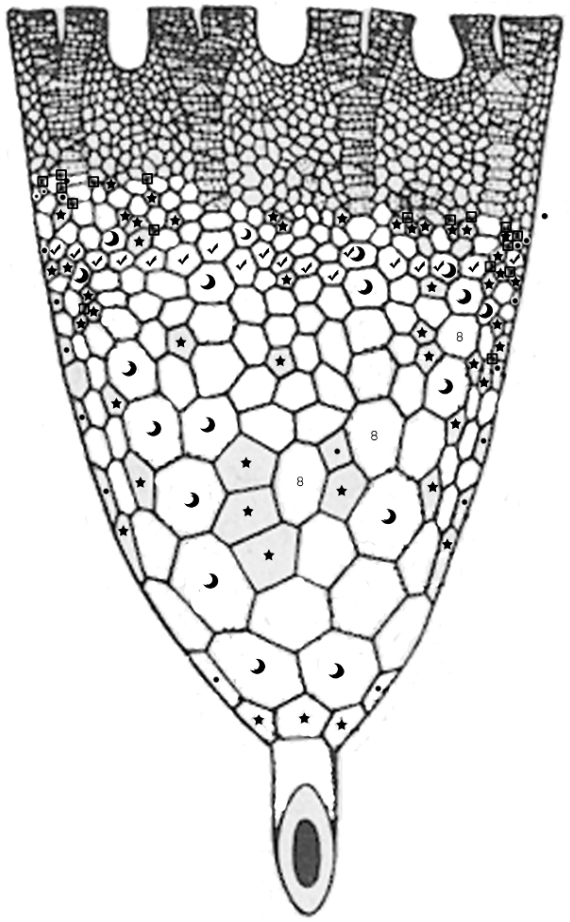


Рис. 1. *Поверхность организма. Вершины со связностью 4 обозначены квадратом, 5 – 5-гоном, n-гоны с n=3 обозначены 3-гоном, 4 – точкой, 5 – пентаклом, 6 – белые, 7 – месяцем, 8 – цифрой. Галочками обозначены n-гоны границы, для которых еще определены формулы. Область выше границы приведена детально на рис. 2.*

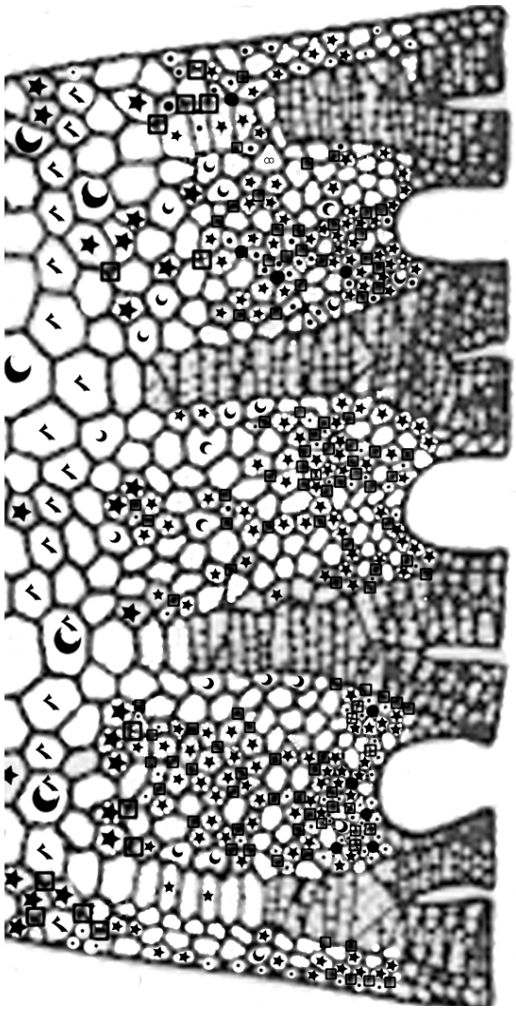


Рис. 2. *Поверхность организма. Обозначения см. рис. 1.*

На рис. 1 показан организм, у которого происходит эволюция поверхности от крупных к мелким n-гонам. По мере уменьшения часть n-гонов преобразуется в латентные трубки, затем явные, приводящие к расслоению поверхности и продолжающие свой рост в среде с дальнейшим расщеплением на пару отростков. Приводим формулы вершин Вг и n-гонов Гр участков организма, выделенных на рис. 1, 2. В фигурных скобках указаны формулы составов последовательностей, в которых в порядке следования семи букв abcdefg приводим их содержание в формулаах последовательностей. В прямых скобках указаны последовательности из n n-гонов примыкающих к вершинам (формулы Вг) и к ребрам n-гонов (формулы Гр).

Значениям n ставятся в соответствие буквы. В уголках приводятся числа соседних идентичных n.

Рис. 1. Вг 3 - **{3} |a|<3> |6, 7|, {21} |ab|<21> |56, 57, 58, 65, 67, 68, 75, 76|, {111} |abc|<111> |458, 468, 567, 568, 678|, 4 - {31} |abc|<31> |56|,**

Гр 4 - {211} |abac|<1111> |8586|, **5** - {5} |a|<5> |6|, {41} |ab|<41> |65, 67|, {32} |ab|<32> |67|, {311} |abc|<311> |658|, {32} |abab|<2111> |5656, 6565|, {311} |abac|<2111> |6567 /2/|, {221} |abac|<1211> |5758, 6765|,

{2111} |abcd|<2111> |6758, 7586|, {2111} |abacd|<11111> |84867|, **6** - {6} |a|<6> |6|, {51} |ab|<51> |65, 67, 68|, {42} |ab|<42> |65|, {411} |abc|<411> |657|, {321} |abc|<321> |765|, {222} |abc|<222> |567|, {42} |abab|<3111> |6767|, {42} |abab|<2121> |6767|, {33} |abab|<2211> |6765, 6767|, {411} |abac|<3111> |6567|, {213}|abac|<1311> |5657, 6765, 8684|, {411} |abac|<2121> |6567|, {321} |abac|<2211> |6567, 6765|, {2121} |abcd|<2121> |6578|, {3111} |abcd|<3111> |6758|, {2211} |abacd|<12111> |56578|, {2112} |abacd|<11112> |58576|, **7** - {61} |ab|<61> |65, 67|, {511} |abc|<511> |657|, {331} |ababc|<12211> |57576|, {2311} |abacd|<13111> |56578|, {2311} |ababcd|<121111> |565687|, {322} |abacbc|<211111> |767565|, {3211} |abacabd|<1111111> |5658567|, {2221} |abacbdc|<1111111> |5657687|, {2221} |abcabcd|<1111111> |7567568|, **8** - {4211} |abcd|<4211> |6754|, {341} |ababc|<23111> |65654|,

Рис. 2. **Вг 3** - {3} |a|<3> |5, 6|, {21} |ab|<21> |45, 46, 47, 54, 56, 57, 63, 64, 65, 67, 75, 76|, {111} |abc|<111> |367, 456, 457, 467, 567|, **4** - {4} |a|<4> |4, 5, 6|, {31} |ab|<31> |45, 46, 47, 53, 54, 56, 57, 64|, {22} |ab|<22> |45, 56|, {211} |abc|<211> |456, 546, 645|, {22} |abab|<1111> |5656|, {211} |abac|<1111> |4546, 5356, 5456, 5457, 6465|, {1111} |abcd|<1111> |3657, 4567, 4657|,

Гр 3 - {3} |a|<3> |5|, {21} |ab|<21> |65, 67|, **4** - {4} |a|<4> |4|, {31} |ab|<31> |45, 46, 54, 56, 57, 65|, {22} |ab|<22> |45, 46, 56, 67|, {211} |abc|<211> |456, 467, 546, 568, 645|, {22} |abab|<1111> |5656|, {211} |abac|<1111> |4546, 4547, 5456, 5657, 6465|, {1111} |abcd|<1111> |4567|, **5** - {5} |a|<5> |5, 6|, {41} |ab|<41> |45, 54, 56, 57, 64, 65, 67|, {32} |ab|<32> |54, 56, 65, 67|, {311} |abc|<311> |456, 536, 546, 635, 645, 647, 657|, {221} |abc|<221> |465, 467, 564, 567, 568, 576|, {32} |abab|<2111> |5454, 5656, 6454, 6565, 7676|, {311} |abac|<2111> |5453, 5456, 6465|, {221} |abac|<1211> |4546, 5654, 5456, 5657, 6465, 6567|, {2111} |abcd|<2111> |4567, 5647, 5768, 6547, 6548, 6564|, {221} |ababc|<11111> |45456, 46465, 56564, 56567, 76765|, {2111} |abacd|<11111> |54563, 67654|, **6** – {6} |a|<6> |5, 6|, {51} |ab|<51> |54, 56, 65, 67|, {42} |ab|<42> |64, 65, 67|, {33} |ab|<33> |56|, {411} |abc|<411> |546, 567, 635, 645, 657, 658|, {321} |abc|<321> |465, 564, 567, 645, 647, 654, 657|, {222} |abc|<222> |456|, {42} |abab|<3111> |5656, 6545, 6565, 6575|, {42} |abab|<2121> |6565|, {33} |abab|<2211> |5656|, {231} |abac|<1311> |5657, 7675|, {411} |abac|<3111> |5456, 5654, 6465, 6567|, {321} |abac|<2211> |4546, 5456, 5654, 5657, 6567|, {411} |abac|<2121> |4547, 6367, 6567|, {222} |abac|<1212> |56657|, {222} |ababc|<11112> |75756|, {321} |ababc|<21111> |56567, 64645, 65654, 65657|, {231} |ababc|<12111> |65654, 56564|, {3111} |abacd|<21111> |56540|, {2121} |abacd|<11121> |54567, 65674|, {2211} |abacd|<12111> |57584|, {321} |ababac|<111111> |565657, 656567|, {3111} |abacad|<111111> |565453|, {2211} |abacbd|<111111> |656450, 757653|, {2211} |abcabd|<111111> |456450|, **7** - {7} |a|<7> |6|, {53} |ab|<53> |65|, {511} |abc|<511> |657|, {421} |abc|<421> |657|, {331} |abc|<331> |567|, {52} |abab|<4111> |4646|, {52} |abab|<3121> |6565|, {241} |abac|<1411> |5654|. {421} |ababc|<31111> |65654, 65657|, {3211} |abcabd|<211111> |567563|, **8** – {431} |ababc|<13211> |65654|, Приводим качественные формулы КФ состоящие из КЧ и n равных 3-8. Нами получено теоретически 63 формулы, но реализованных формул меньше. Знаком звездочка обозначены КФ реализованные в формулах Вг, знаком + в формулах Гр, знаком минус – не реализованные. -3, +4*, +5*, +6*, 7*, -8, 3(-4, 5*, 6*, 7*, -8), 4(+5*, +6*, 7*, -8), 5(+6*, +7*, 8*), 6(+7*, +8), -78, 34(-5, -6, -7, -8), 35(+6*, -7, -8), 36(+7*, -8), -378, 45(+6*, +7*, +8*), 46(+7*, 8*), -478, 56(+7*, +8*), +578, 678*, 345(+6, -7, -8), 346(7*, -8), -3478, 356(+7, -8), -3578, -3678, 456(+0, +7*, +8), +4578, -4678, +5678, 3456(-7, -8), -34578, -34678, -35678, -45678, -345678. Наиболее редко распространены формулы, содержащие лиганд 8 и состоящие из 5, 6 лигандов.

Между поверхностью организма и сечением кальдеры есть общее в строении, но дальний порядок в организме гораздо более отчетлив, и даже можно говорить о псевдосимметрии. Можно предположить, что явление случайного ветвления [9] не так широко распространено на Земле, как не случайного, например, при образовании вулканов, гейзеров, и др., но с несколько меньшим порядком при расщеплении.

Литература

1. БСЭ, 1975, 21, 7.
2. БСЭ, 1978, 28, 129.
3. ***Войтеховский Ю.Л.*** Некоторые теоремы и результаты компьютерного генерирования. // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Труды Всероссийской научной школы. Апатиты. 2005. С. 54-62
4. ***Смирнова Н.Л.*** О системе минералов. Уровни. // Вестник Моск. Ун-та, сер. геол., 1979, в. 2, с. 59-63.
5. ***Смирнова Н.Л., Белов Н.В.*** Минеральный вид и близкие понятия. // Кристаллография, 1980, т. 25, в.5, с. 962.
6. ***Смирнова Н.Л.*** Качественные кристаллохимические формулы и их классификация с учетом парсимонии. // Кристаллография.1994. Т. 39. № 6. С. 1032-1041].
7. ***Смирнова Н.Л.*** О понятии вид и мягком порядке в природе. // Геология и минерагения Кольского полуострова IV Ферсмановская научная сессия Кольского отделения РМО. Апатиты 2007, С. 185-189
8. ***Степенщиков Д.Г.*** Особенности компьютерного генерирования фуллеренов. // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Труды Всероссийской научной школы. Апатиты. 2005, 63-74.
9. ***Харрис Т.*** Теория ветвящихся случайных процессов. М.: Мир. 1966. 356с.

ФЕРРИАЛЛАНИТ-(CE) ИЗ КАРБОНАТИТОВЫХ ЖИЛ МАССИВА ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Н.В. Сорохтина[1], А.К. Шпаченко[2], Н.Н. Кононкова[1]

[1] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: alkaline@geokhi.ru
[2] Геологический институт Кольский научный центр РАН, г. Апатиты, e-mail: ark@geoksc.apatity.ru

Минералы подгруппы алланита [9] широко распространены в щелочных породах различного состава - щелочных гранитах, сиенитах, а также карбонатитах (Табл.1).

Таблица 1.

Распространение минералов подгуппы алланита в карбонатитах и карбонат-содержащих породах.

минерал	локализация	тип пород	ассоциация	Источник
Ортит	Сибирь, Ковдор, Кольский п-ов	доломит-анкеритовые карбонатиты	барит, хлорит, сульфиды, торит, REE минералы	2, 3
	Африканда, Озерная Варака, Кольский п-ов	щелочные пегматиты, метасоматиты по пироксенитам	канкринит, хлорит, пренит, цеолиты, кальцит, ильменит, гематит	4
алланит-(Ce)	Хребет Радиана, Земля Виктории, Антарктида	кальцит-биотитовые карбонатиты в нефелиновых сиенитах	фторапатит, флюорит, графит, калиевый полевой шпат, циркон	10
	Шарну-Дандали, Раджастан, Индия	кальцит-REE карбонатиты в фенитизированных меланефелинитах	стронцианит, бритолит-(Ce), монацит-(Ce), карбоцернаит, барит, сульфиды, оксиды железа	16
	Фен, Норвегия	анкеритовые карбонатиты в кальцит-доломитовых карбонатитах	магнетит, фторапатит, монацит-(Ce), -(Nd), бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), гр. синхизита, алюмосиликаты, гематит	8
	Фуэртевентура, Канары, Испания	метаморфизованные кальцитовые карбонатиты	фторапатит, эпидот, клиноцоизит, стронциевый бритолит-(Ce), стронольсит, бастнезит-(Ce), тернебемит-(Ce), калиевый полевой шпат, флогопит, эгирин, магнетит, титанит, циркон, гранат, пирохлор	7
	Аршан, Западное Забайкалье	кальцитовые карбонатиты	барито-целестин, флюорит, бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), барит, флогопит, магнетит, гематит, торит, стронцианит, ильменит, рутил, титанит, альбит, микроклин, фторапатит, циркон. хлорит, гранат, кварц, сульфиды	5
алланит-(Ce) - ферриалланит-(Ce)	Веселое, Северное Забайкалье	доломитовые карбонатиты в кварц-кпш-флогопитовых сланцах	монацит-(Ce), синхизит-(Ce), фторапатит, магнетит, рутил, титанит, ильменит, хлорит. хромит, амфиболы, циркон, барит, барито-целестин, стронцианит, сульфиды	11
	Халюта, Западное Забайкалье	зона контакта кальцитовых карбонатитов и гранитов	целестино-барит, стронцианит, рихтерит, фторапатит, флогопит, циркон, монацит-(Ce), кварц, магнетит, ильменит, гематит, рутил, пирохлор, целестин, доломит, витерит, флюорит, сульфиды	6
	Бастнез, Вестманленд, Швеция	доломит-кварц-гематитовые прожилки в магнетитовых скарнах	церит-(Ce), амфибол, баснезит-(Ce), торнебомит-(Ce), тальк, сульфиды	12
	Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов	*кальцитовый карбонатит в альбититах*	*эгирин, биотит, альбит, ортоклаз, графит, фторапатит, ильменит, титанит, циркон, пренит, хлорит, сульфиды*	*
ферриалланит-(Ce)	Ошурково, Западное Забайкалье	кальцитовые карбонатиты и биотит-калишпатовые метасоматиты, секущие габбро и сиениты	ассоциация метасоматитов - альбит, амфибол, титанит, барит, кальцит, фторапатит ассоциация карбонатитов - флогопит, магнетит, кпш, монацит-(Ce), барит, барито-целестин, фторапатит, ильменит, рутил, гематит	5
	Бираи, Сибирь	карбонатные прожилки в фенитизированных ксенолитах доломитовых кабонатитов	бираит-(Ce), кордилит-(Ce), -(La), арагонит, стронцианит, анкилит-(Ce), -(La), гидроксил-бастнезит-(Ce), дациншанит-(Ce), -(La), тремолит, винчит, торнебомит-(Ce), церит-(Ce), чевкинит-(Ce), бельковит, гумит, фергусонит-(Ce), -(Nd), пирохлор, барит, монацит-(Ce)	14
	Ваянах, ОАЭ	кальцитовые экструзивные карбонатиты	Sr-апатит, амфибол, биотит, альбит, титанит, шпинель, хлорит, монацит-(Ce), оксиды железа	17

Примечание * - данные этой работы

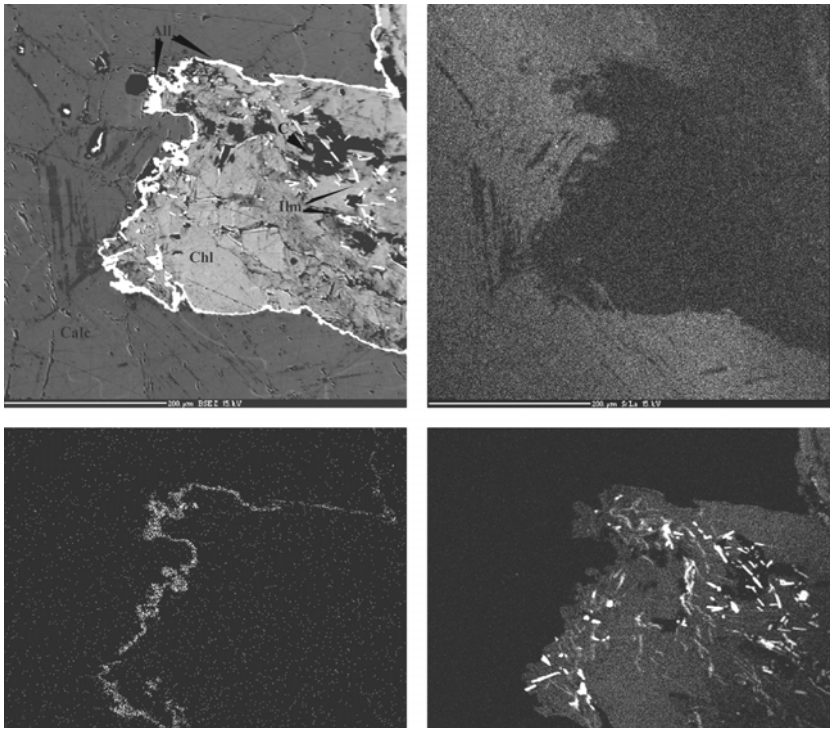


Рис. 1. *Ферриалланит-Ce окружает агрегат хлорита с включениями ильменита и графита на контакте с кальцитом. РЭМ-снимки в характеристическом излучении Sr, Ce, Ti. В кальците основной массы, содержащем до 3,5 % SrO, более темное – включения кальцита, не содержащего стронция.*

В ранних работах по геологии Кольского п-ва минералы подгруппы алланита описывались под общим названием ортит. Этот минерал в качестве акцессорного установлен в керамических и слюдяных пегматитах р-на Алакуртти (А.П. Калита, 1961), метасоматитах р-на оз. Малое Ельское (А.П. Белолипецкий, Елина Н.А., 1967), в Африканде и Озерной Вараке [4], щелочных сиенитах Сахарьйока (И.В. Бельков, И.Д. Батиева, 1969). Минерал характерен для многих интрузивов гранитов Кольского п-ва. В щелочных гранитах массива Гремяха-Вырмес в кварце пегматоидных полиминеральных жил был так же описан алланит (А.Г. Булах, 1987).

Согласно принятой номенклатуре группа эпидота - $(\mathbf{A1A2})_2(\mathbf{M1M2M3})_3[Si_2O_7]$ $[SiO_4]$ $(\mathbf{O4})(\mathbf{O10})$, объединяет подгруппы клиноцоизита, алланита и долласеита. Подгруппа алланита включает минералы, обогащенные REE, среди которых 11 являются принятыми КНМНМ ММА видами [9]. Ферриалланит-(Ce) был утвержден сравнительно недавно [13], однако после ревизии литературных данных, многие минералы, ранее описанные как алланит, вероятно, принадлежат именно к этому виду.

Таблица 2.

Химический состав минералов подгруппы алланита.

локализация	Гремяха-Вырмес					Улан Курен, Монголия [13]		
№№/ компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
La_2O_3	11.33	10.46	12.12	4.37	10.67	5.12	4.90	5.42
Ce_2O_3	13.23	11.86	11.93	8.31	12.73	10.86	11.66	13.01
Pr_2O_3	0.45	0.38	0.47	0.68	0.81	1.63	1.46	2.61
Nd_2O_3	2.56	2.47	1.46	2.11	3.39	5.29	4.82	4.80
Sm_2O_3	0.92	0.50	0.50	0.62	0.77			
CaO	10.76	12.58	9.10	16.17	9.48	10.85	10.33	8.98
MgO	0.41	0.44	0.42	0.10	0.28	0.00	0.00	0.00
MnO	0.40	0.44	0.51	0.21	0.27	0.82	1.34	1.57
FeO	16.61	16.77	17.35	12.78	15.13	25.30	25.79	27.20
TiO_2	1.57	2.36	2.59	0.08	0.11	1.85	1.84	2.53
Al_2O_3	11.63	9.90	11.34	18.05	12.78	6.07	6.26	2.83
SiO_2	29.54	29.23	30.47	33.74	26.99	28.72	28.09	27.52
F	0.21	0.23	0.21	0.22	0.04			
Σ	99.62	97.62	98.47	97.44	93.45	96.51	96.49	96.47
O=F	0.09	0.10	0.09	0.09	0.02			
Total	99.53	97.52	98.38	97.35	93.43	96.51	96.49	96.47

Продолжение таблицы 2.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Формульные коэффициенты рассчитаны на сумму катионов равную 8								
La	0.41	0.38	0.44	0.14	0.41	0.19	0.18	0.21
Ce	0.48	0.43	0.43	0.27	0.49	0.40	0.43	0.50
Pr	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05	0.10
Nd	0.09	0.09	0.05	0.07	0.13	0.19	0.17	0.18
Sm	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03			
Ca	1.14	1.34	0.97	1.55	1.07	1.18	1.12	1.01
Mg	0.06	0.07	0.06	0.01	0.04			
Mn	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.07	0.11	0.14
Fe^{2+}	0.80	0.64	1.14	0.45	0.71	0.80	0.75	0.95
Fe^{3+}	0.57	0.75	0.30	0.51	0.62	1.34	1.44	1.45
Ti	0.12	0.18	0.19	0.01	0.01	0.14	0.14	0.20
Al	1.35	1.16	1.32	1.91	1.59	0.72	0.75	0.35
Si	2.91	2.90	3.02	3.02	2.84	2.91	2.85	2.90
F^-	0.07	0.07	0.07	0.06	0.01			
O^{2-}	12.21	12.12	12.35	12.24	12.19	11.83	11.78	11.77

Примечание: № 1, 4, 5 - обр. 102/3; 1 - кайма вокруг пренита (рис. 2); № 2, 3 - обр. 102/3а, кайма вокруг хлорита (рис.1); 6-8 ферриалланит-(Ce) [13]

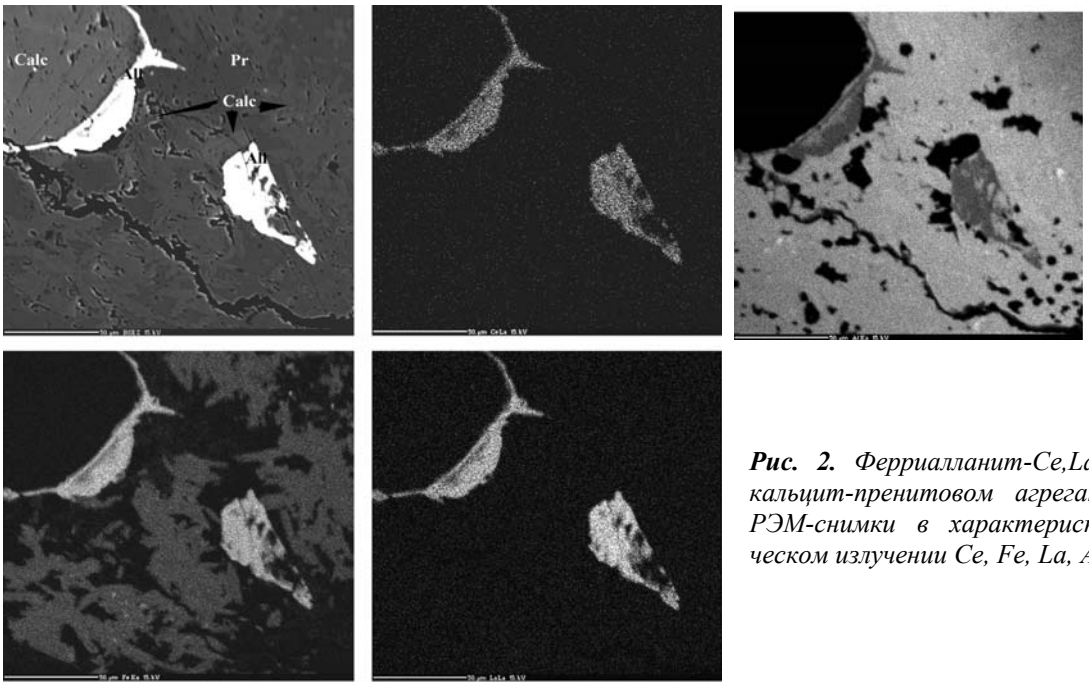


Рис. 2. *Ферриалланит-Ce,La в кальцит-пренитовом агрегате. РЭМ-снимки в характеристическом излучении Ce, Fe, La, Al.*

Нами впервые для Кольского п-ва в массиве Гремяха-Вырмес в графит-содержащих кальцитовых карбонатитах был установлен ферриалланит-(Ce). Его минеральная ассоциация приведена в таблице 1. Также приведены сравнительные данные по распространенности минералов изоморфного ряда алланит-(Ce) – ферриалланит-(Ce) в карбонат-содержащих породах. Эти минералы отмечены в поздних интрузивных, жильных субвулканических и экструзивных карбонатитах, обогащенных REE. Наиболее часто они встречаются в метасоматических контактовых зонах карбонатитов со щелочными породами.

В карбонатитах Гремяхи-Вырмес ферриалланит-(Ce) образует “рубашки” из очень мелких коричневых кристалликов (до 50 мкм) вокруг наиболее поздних минералов – пренита и хлорита (рис.1, 2). Состав минерала неоднородный, выделяются участки, отвечающие как алланиту-(Ce), так и ферриалланиту-(Ce), в некоторых случаях минерал можно отнести к алланиту-(La) (табл. 2).

Корреляционная диаграмма составов минералов подгруппы алланита приведена на рис. 3. Устанавливается общий эволюционный тренд в сторону образования ферриалланита-(Ce), обогащенного магнием, в редких случаях эволюция проходит в сторону образования минерала с общей формулой $CaCeFe^{2+}Fe^{3+}[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$.

Кривая распределения REE для минералов из Гремяхи-Вырмес подобна кривым распределения для кабонатитов различного генезиса и отличается от ферриалланита-(Ce) из щелочных гранитов (рис. 4). Различия распределения REE в минералах подгруппы алланита из Гремяхи-Вырмес показаны на рисунке 5.

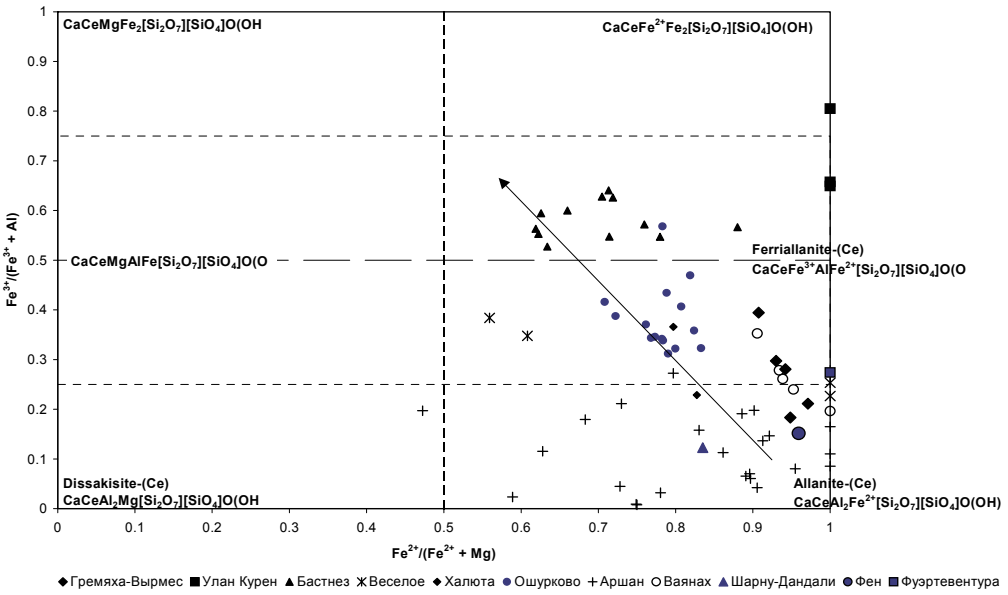


Рис. 3. *Вариации состава минералов подгруппы алланита из различных месторождений. Правое поле диаграммы показывает состав минералов изоморфного ряда алланит-(Ce) - ферриалланит-(Ce), поле ферриалланита-(Ce) ограничено тонкими пунктирными линиями.*

Минералы подгруппы алланита в карбонатитовых парагенезисах образуются одними из самых последних. Они могут формировать как вторичные фазы по более ранним редкоземельным минералам таким как бастнезит-(Ce) [1], так и кристаллизоваться из поздних гидротермальных растворов, обогащенных REE при высокой активности SiO_2 в остаточном флюиде, образующемся при внедрении первично-магматического карбонатитового расплава в щелочно-ультраосновные породы.

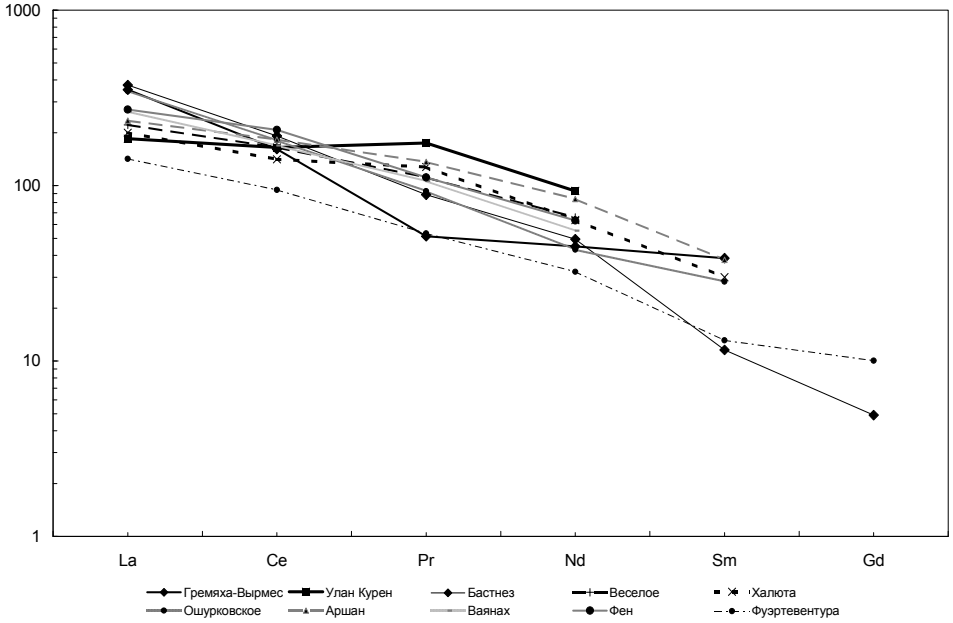


Рис. 4. *Хондрит-нормализованные значения REE по [15] для минералов подгруппы алланита различных месторождений.*

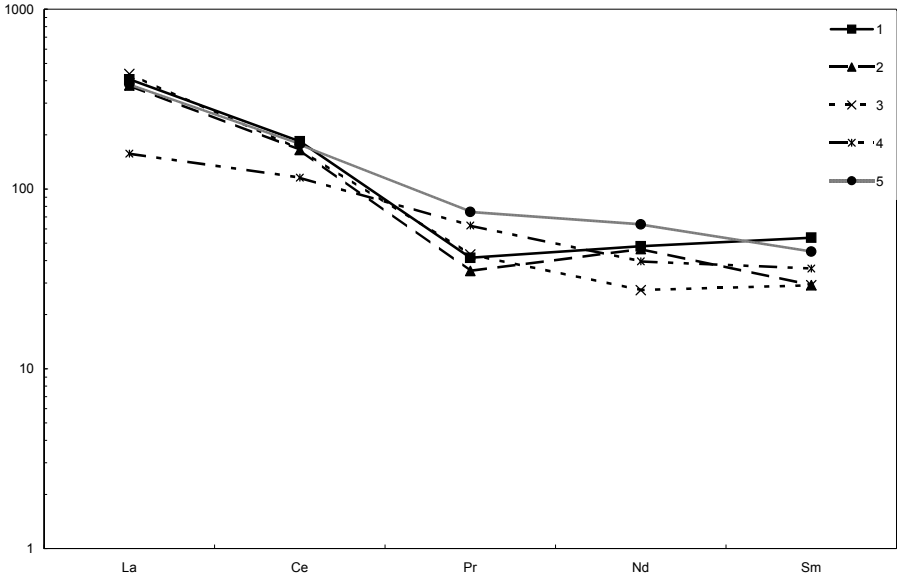


Рис. 5. *Хондрит-нормализованные значения REE по [15] для минералов подгруппы алланита из кальцитовых карбонатитов массива Гремяха-Вырмес, номера соответствуют точкам анализов (табл. 2)*

Работа выполнена при поддержке гранта INTAS 05-1000008-7938 и грантов президента РФ МК-860.2008.5; НШ-863.2008.5.

Литература

1. ***Булнаев К.Б., Карманов Н.С.*** Редкоземельные минералы карбонатитов Аршанского месторождения (Западное Забайкалье) // ЗРМО. 2006. Ч. 135. Вып. 5. С. 86-94.

2. ***Здорик Т.Б.*** Эволюция редкоземельной минерализации в карбонатитах на примере одного из месторождений Восточной Сибири // геология месторождений редких элементов. В. 30. Очерки по минералогии редких металлов. М.: Недра. 1966. С. 121-131.

3. ***Капустин Ю.Л***. Минералогия карбонатитов. М.: Изд. Наука. 1971. 288 с.

4. ***Кухаренко А.А., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М.. Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б.*** Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Изд. Недра. 1965. 772 с.

5. ***Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.*** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН. 2000. 224 с.

6. ***Рипп Г.С., Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Кобылкина О.В.*** Халютинское месторождение барий-стронциевых карбонатитов (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН. 1998. 118 с.

7. ***Ahijado A., Casillas R., Nagy G., Fernandez C.*** Sr-rich minerals in a carbonatite skarn, Fuerteventura, Canary Islands (Spain)// Miner. and Petrol. 2005. V. 84. Pp. 107-127.

8. ***Andersen T.*** Compositional variation of some rare earth minerals from the Fen complex (Telemark, SE Norway): implications for the mobility of rare earth in a carbonatite system // Min. mag. 1986. V. 50. Pp. 503-509.

9. ***Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bermanec V., Chopin C., Giere R., Heuss-Assbichler S., Liebcher A., Menchetti S., Yuanming P., Pasero M.*** Recommended nomenclature of epidote-group minerals // Eur. J. Mineral. 2006. V. 18. Pp. 551-567.

10. ***Cooper A.F., Mellish S.D.*** Nepheline syenite and carbonatite from the Transantarctic Mountains of southen Victoria land // Eurocarb Finland Workshop. 2001. Pp. 7-8.

11. ***Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.*** Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // Miner. and Petrol. 2007. V 90. P. 19-49.

12. ***Holtstam D., Andersson U.B., Mansfeld J.*** Ferriallanite-(Ce) from the Bastnäs deposit, Västmanland, Sweden // Can. Min. 2003. V. 41. H. 1233-1240.

13. ***Kartashov P.M., Ferraris G., Ivaldi G., Sokolova E., McCammon C.A.*** Ferriallanite-(Ce), CaCeFe3+AlFe2+ (SiO4)(Si2O7)O(OH), a new member of the epidote group: description, X-ray and mössbauer study // Can. Min. 2002. V. 40. Pp. 1641-1648.

14. **Konev A., Pasero M., Pushcharovsky D., Merlino S., Kashaev A., Suvorova L., Ushchapovskaya Z., Nartova N., Lebedeva Yu., Chukanov N.** Biraite-(Ce), Ce2Fe2+(CO3)(Si2O7), a new mineral from Siberia with a novel srtucture type // Eur. J. Miner. 2005. V. 17. № 5. Pp. 715-721.

15. ***McDoniugh W.F., Sun S.-s.*** The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

16. ***Wall F., Le Bas M.J., Srivastava R.K.*** Calcite and carbocernaite exsolution and cotectic textures in a Sr,REE-rich carbonatite dyke from Rajasthan, India // Min. Mag. 1993. V. 57. Pp. 495-513.

17. ***Woolley A.R., Barr M.W.C., Din V.K., Jones G.C., Wall F., Williams C.T.*** Extrusive carbonatites from the Uyaynah Area, United Arab Emirates // J. of Petrol. 1991. V. 32. № 6. Pp. 1143-1167.

ИОННЫЙ ОБМЕН В ЗОРИТЕ: КРИСТАЛЛОХИМИЯ TL-, CS-, AG-, RB-ЗАМЕЩЕННЫХ ФОРМ

Д.В. Спиридонова[1], С.Н. Бритвин[1], С.В. Кривовичев[1], В.Н. Яковенчук[2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
[2] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

В последние годы титаносиликаты и другие материалы, обладающие структурами со смешанными тетраэдрически-октаэдрическими каркасами, привлекают повышенное внимание специалистов в связи с их применением в различных областях промышленности - таких, как катализ, сепарация газов, накопление и аккумулирование энергии, оптоэлектроника, очистка и захоронение радиоактивных отходов [5, 9, 13, 14]. Примерами таких титаносиликатов являются зорит $Na_6Ti(Ti,Nb)_4(Si_6O_{17})_2(O,OH)_5{\cdot}nH_2O$ (n = 10-11) [3, 4], кальциевый аналог зорита - чивруайит $Ca_4(Ti,Nb)_5[(Si_6O_{17})_2](OH,O)_5]{\cdot}13\text{-}14H_2O$ [11], аноит $(Na,Ca)_5Ca(Ti,Nb)_5(Si,S)_{12}O_{34}(OH,F)_8 \cdot 5H_2O$ [10]. Синтетический аналог зорита ETS-4 (Engelhard Titanium Silicate-4) и его ион-замещенные формы широко используются в промышленности. Так, модифицированная форма ETS-4, названная CTS-1 (contracted titanosilicate-1), используется для разделения газов, кинетические диаметры молекул которых близки по величине, - таких, как N_2/O_2 (3.6 и 3.5 Å, соответственно), CO/H_2 (3.6 и 2.9 Å) [7]. Ba-замещенная форма ETS-4 используется для разделения газовой смеси N_2 (3.6 Å) и CH_4 (3.8 Å) [8]. Другим интересным примером использования ETS-4 и CTS-1 является очистка воды от органических загрязнителей, основанная на эффекте молекулярных ворот (систематическое сжатие ETS-4 до CTS-1, позволяющее контролировать размер пор титаносиликата) [7].

В связи с вышесказанным, актуальным является изучение не только структурных особенностей данных материалов, но и их ион-обменных свойств, что может открыть новые перспективы использования титаносиликатов.

Структурные эффекты ионного обмена в структурах зорита и его аналога ETS-4 уже были объектом внимания исследователей. Браунбарт и др. [6] и Наир и др. [12] изучили структуру Sr-замещенной формы ETS-4 (Sr-ETS-4). Структуры Cs-, K-, Pb-замещенных форм зорита были изучены Зубковой и др. [1, 2]. Почти во всех изученных замещенных формах зорита и ETS-4 ионный обмен проходил не полностью - одна из двух позиций Na, характерных для зорита и ETS-4, оставалась незатронутой, в то время как другая позиция полностью замещалась (K-, Pb- зориты и Sr-ETS-4).

В данной работе представлен краткий обзор проведенных нами структурных исследований Tl-, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм зорита, а также проведено сравнение структурных особенностей данных замещенных форм с изученными ранее, и введена классификация позиций внутрикаркасных катионов.

Экспериментальная часть

Исследуемые кристаллы зорита были отобраны из образцов жилы “Юбилейная” Ловозерского щелочного массива, Кольского полуострова (Россия). Химический состав зорита соответствует эмпирической формуле $(Na_{6.71}Ca_{0.07}Mn_{0.03}Mg_{0.01}Sr_{0.05}Ce_{0.02}K_{0.28})_{7.17}(Ti_{4.05}Nb_{0.45}Al_{0.02}Fe^{3+}_{0.11})_{4.63}[Si_{12}O_{34}\,|\,(OH_{3.79}O_{1.21})]{\cdot}13\text{-}14H_2O$ [11].

Ион-обменные эксперименты были проведены следующим образом: 50 мг кристаллов зорита были помещены в 5 мл разбавленного раствора жидкости Клеричи (раствор формиата и малоната таллия), 1M CsBr, 1M $AgNO_3$, 1M RbY для получения соответствующих замещенных форм. Обмен проводился в течение 5 дней. Реакционная смесь каждый день слегка перемешивалась, после чего кристаллы были промыты дистиллированной водой и высушены при комнатной температуре на открытом воздухе. Условия обмена и получения Cs-, Pb-, K-замещенных форм зорита описаны в работах Зубковой и др. [1, 2]. Экспериментальные данные по Sr-ионному обмену для синтетического аналога зорита ETS-4 (Sr-ETS-4) приведены в работе Браунбарта и др. [6].

Для структурного исследования были отобраны монокристаллы Tl-, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм зорита. Для нескольких образцов обменные реакции были проведены в щелочной, нейтральной, кислой средах, что позволило изучить влияние pH раствора на процесс вхождения катионов в структуру зорита. Было установлено, что изоморфная емкость зоритоподобных микропористых титаносиликатов определяется процессами протонирования/депротонирования титаносиликатного каркаса. Химический состав образцов Tl-, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм зорита определялся с помощью микрозондового анализа. Кристаллохимические формулы для Tl-, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм представлены в таблице 1. Согласно данным табл. 1, обмен ионов натрия в структуре зорита на катионы Tl^+, Cs^+, Ag^+, Rb^+ более глубоко проходит в нейтральной и щелочной средах.

Таблица 1.

Кристаллографические данные для ион-замещенных форм зорита и ETS-4.

Кристаллохимическая формула	*Пр. гр.*	*a (Å)*	*b (Å)*	*c (Å)*
Tl-зорит $Tl_{7.58}Na_{1.43}[Ti_{4.12}Nb_{0.82}][Si_{12}O_{34}][O_{4.59}(OH)_{0.41}]{\cdot}5.85H_2O$	*Cmmm*	7.250	23.406	7.035
Cs-зорит $Na_{3.49}Cs_{3.61}[Ti_{4.41}Nb_{0.54}]\,[Si_{12}O_{34}][(OH)_{2.56}O_{2.44}]{\cdot}10.43H_2O$	*Cmmm*	7.229	23.277	6.969
Ag-зорит $Ag_{7.89}[Ti_{4.01}Nb_{0.69}][Si_{12}O_{34}][(OH)_{2.62}O_{2.38}]{\cdot}H_2O$	*Cmmm*	7.239	23.249	6.921
Rb-зорит $Na_{3.67}Rb_{3.69}[Ti_{4.43}Nb_{0.57}]\,[Si_{12}O_{34}][(OH)_{2.07}O_{2.93}]{\cdot}10.08H_2O$	*Cmmm*	7.221	23.251	6.963
Чивруайит $Ca_4(Ti,Nb)_5[(Si_6O_{17})_2](OH,O)_5]{\cdot}13\text{-}14H_2O$	*Cmmm*	7.192	23.166	6.947
Аноит $(Na,Ca)_5Ca(Ti,Nb)_5(Si,S)_{12}O_{34}(OH,F)_8{\cdot}5H_2O$	*C222*	7.204	23.155	6.953
Sr-ETS-4 $NaSr_4Si_{12}Ti_5O_{38}(OH){\cdot}12H_2O$	*Cmmm*	7.238	23.196	6.965
Cs-зорит $Cs_{4.34}Na_{1.90}[Ti(Ti_{0.80}Nb_{0.18})_4Si_{12}O_{34}(O,OH)_5]{\cdot}5.37H_2O$	*Cmmm*	7.249	23.189	6.938
K-зорит $K_{4.75}Na_{1.82}[Ti(Ti_{0.79}Nb_{0.20})_4Si_{12}O_{34}(O,OH)_{5.2}]{\cdot}10.62H_2O$	*Cmmm*	7.247	23.262	6.966
Pb-зорит $Pb_{3.95}(Ca_{0.1}Sr_{0.05})[Ti(Ti_{0.80}Nb_{0.20})_4Si_{12}O_{38}(OH)]{\cdot}9.52H_2O$	*Cmmm*	7.161	23.220	6.980

Методами рентгеноструктурного анализа нами были изучены кристаллические структуры замещенных форм зорита (Табл. 2). Кристаллохимические формулы и кристаллографические данные для Tl, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм зорита, а также для Cs-, K-, Pb-замещенных форм зорита [1, 2], Ca аналога зорита (чивруайита) [11], аноита [10], Sr-ETS-4 [6] представлены в таблице 1.

Таблица 2.

Кристаллографические данные и параметры уточнения структур Tl-, Cs-, Ag-, Rb-замещенных форм зорита.

	Tl-зорит	*Cs-зорит*	*Ag-зорит*	*Rb-зорит*
a (Å)	7.250(3)	7.229(5)	7.2394(12)	7.221(2)
b (Å)	23.406(12)	23.277(5)	23.249(5)	23.251(7)
c (Å)	7.035(3)	6.969(5)	6.9211(11)	6.9631(19)
V ($Å^3$)	1193.8(9)	1172.7(12)	1164.9(4)	1169.1(6)
Простр. группа	*Cmmm*	*Cmmm*	*Cmmm*	*Cmmm*
Z	1	1	1	1
$\rho_{выч.}$ ($г/см^3$)	3.854	2.790	2.980	2.570
Излучение	MoKα	MoKα	MoKα	MoKα
Количество независимых рефлк. с $\|F_o\| \geq 4\sigma_F$	472	517	448	467
R_1	0.1280	0.0605	0.0704	0.0582
wR_2	0.2772	0.1390	0.1671	0.1327
S	1.262	1.007	1.082	0.993

Обсуждение результатов

Основой кристаллической структуры зорита является смешанный каркас [4], включающий две позиции Ti - Ti1 и Ti2. Позиция Ti1 имеет октаэдрическую координацию (Ti1-O = 1.92-1.97 Å), тогда как позиция Ti2 имеет координацию квадратной пирамиды и разупорядочена на две позиции, которые являются симметрично-эквивалентными относительно зеркальной плоскости (001). Октаэдры $Ti1O_6$ образуют цепочки, расположенные вдоль оси *a*. Тетраэдры SiO_4 образуют двойные цепочки параллельные оси *c*. Цепочки тетраэдров соединяются с помощью квадратных пирамид $Ti2O_5$ (в некоторых структурах с помощью октаэдров $Ti2O_6$). Таким образом, структура зорита представляет собой пористый каркас, внутри которого располагаются катионы натрия и молекулы воды. Атомы Na занимают две неэквивалентные позиции Na1 и Na2. Практически во всех ранее изученных замещенных формах зорита и ETS-4 ионный обмен проходил неполностью – позиция Na2 не замещалась, в то время как позиция Na1 замещалась полностью (K-зорит и Sr-ETS-4).

Положения позиций внутри титаносиликатного каркаса могут быть разделены на три группы, которые можно обозначить, как I, II и III (рис. 1). На рис. 1 изображена кристаллическая структура чивруайита (Ca1, Ca2, K)/зорита (Na1, Na2), для которой титаносиликатный каркас представлен с использованием теории графов. При этом черные и белые вершины символизируют координационные полиэдры титана и кремния, соответственно, а присутствие ребра между вершинами указывает на то, что соответстующие координационные полиэдры имеют общие атомы кислорода. Позиция I расположена в полости каркаса между двумя цепочками белых вершин и соответствует позициям Ca1 и Na2 в чивруайите и зорите, соответственно. Именно эта позиция является предпочтительной для замещения крупными катионами. Позиция II центрирует гексагональное кольцо в каркасе и соответствует позициям Ca2 в чивруайите или Na1 в зорите. При ионном обмене в кислых средах эта позиция, как правило, сохраняется. Позиция III находится в центре полого канала структуры. В зорите она заселена молекулами воды, для чивруайита была предложена частичная заселенность ее катионами K^+.

При ионном обмене наблюдается разупорядочение входящих катионов вокруг позиций I, II, и III, в связи с чем им нельзя приписать точных фиксированных значений. Так, для Ag-зорита атом Ag2 не встает в центр гексагонального кольца, а расщепляется на две позиции над и под кольцом.

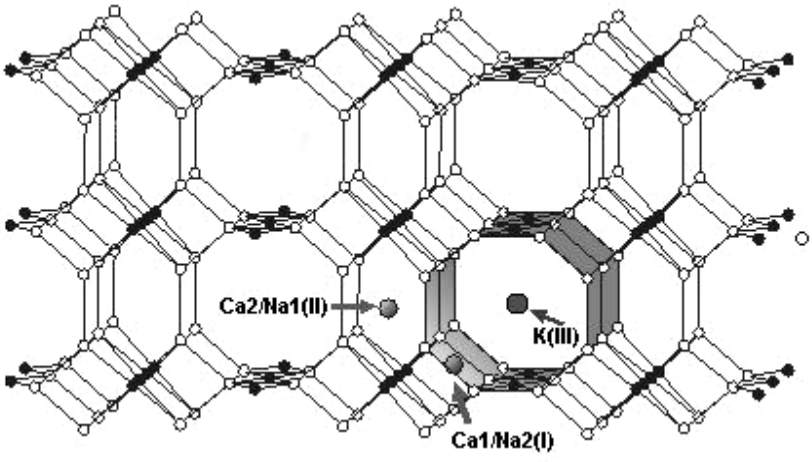


Рис.1. *Узловое представление титаносиликатного каркаса чивруаита (Ca1, Ca2, K)/зорита (Na1, Na2) (октаэдры Ti-черные узлы, тетраэдры Si-белые узлы).*

Наличие позиции III и ее возможная заселенность катионами некоторое время дебатировалась в научной литературе. Однако, проведенная нами расшифровка Tl-зорита, обмененного в щелочной среде, подтвердила доступность этой позиции для входящих катионов.

Полная классификация позиций внутрикаркасных ионов, с разделением их на три группы I, II, III в известных ион-замещенных формах зорита представлена в табл. 3.

Таблица 3.

Положение внекаркасных позиций катионов в кристаллических структурах замещенных форм зорита и их классификация.

Образец	*Положение внекаркасных катионов (по группам)*		
	I	II	III
Tl-зорит	Tl1, Tl2, Tl2A, Tl5,Tl6	Na	Tl3, Tl3A, Tl4
Ag-зорит	Ag1, Ag3, Ag6, Ag7,Ag8, Ag10, Ag12	Ag2	Ag4, Ag5, Ag9, Ag11
Cs-зорит	Cs4	Na1, Na2, Cs1	Cs2, Cs3
Rb-зорит	Na2, Rb2	Na1	Rb1
Cs-зорит [1]	Cs7, Cs8	Cs1, Cs2, Cs6	Cs3, Cs4, Cs5
K-зорит [1]	K	Na	-
Pb-зорит [2]	Pb	Ca	-
Sr-ETS-4 [6]	Sr	Na	-
Аноит [10]	Na	Ca	-

Заключение

В результате проведенных экспериментальных исследований: а) выявлено различное поведение катионов Tl^+, Cs^+, Ag^+, Rb^+ при ионном обмене: данные катионы имеют разное распределение в пустотах титаносиликатного каркаса; б) проведена классификация позиций внутрикаркасных катионов на три группы; в) обнаружена зависимость величины изоморфной емкости от pH раствора, в котором проводится обмен и дана интерпретация этого феномена на основе реакций протонирования титаносиликатного каркаса.

Работа выполнена при поддержке Швейцарского национального фонда SCOPES и гранта РНП (2.1.1.3077).

Литература

1. ***Зубкова Н.В., Пущаровский Д.Ю., Гистер Г., Пеков И.В., Турчкова А.Г., Чуканов Н.В., Тиллманнс Е.*** Кристаллическая структура K- and Cs-замещенных форм зорита // Кристаллография. 2005. Т. 50, стр.367–373.

2. ***Зубкова Н.В., Пущаровский Д.Ю., Гистер Г., Пеков И.В., Турчкова А.Г., Тиллманнс Е., Чуканов Н.В.*** Кристаллическая структура Pb-замещенной формы зорита // Кристаллография. 2006. Т. 51, стр. 379–382.

3. ***Мерьков А.Н., Буссен И.В., Гойко Е.А. Кульчитская Е.А., Меньшиков Ю.П. и Недорезова А.П.*** Раит и зорит-новые минералы из Ловозерских тундр // Записки Всероссийского Минералогического Общества. 1973. Т. 102, вып. 1, стр. 54-62.

4. ***Сандомирский П.А. и Белов Н.В.*** ОД-структура зорита // Кристаллография. 1979. Т.24, вып.6, стр. 1198-1210.

5. ***Behrens E.A., Poojary D.M., Clearfield A.*** Syntheses, X-ray powder structures, and preliminary ion-exchange properties of germanium-substituted titanosilicate pharmacosiderites: $HM_3(AO)_4(BO_4)_3{\cdot}4(H_2O)$ (M = K, Rb, Cs; A = Ti, Ge; B = Si, Ge) // Chemistry of Materials. 1998. Vol. 10, pp. 959-967.

6. ***Braunbarth C., Hillhouse H.W., Nair S., Tsapatis M., Burton A., Lobo R.F., Jacubinas R.M. and Kuznicki S.M.*** Structure of strontium ion-exchanged ETS-4 microporous molecular sieves // Chemistry of Materials. 2000. Vol. 12, pp. 1857–1865.

7. ***Kuznicki et al.*** Water purification using titanium silicate membranes // Patent No.: US 6,340,433 B1. 2002.

8. ***Kuznicki et al.*** Separation of nitrogen from mixtures thereof with methane utilizing barium exchanged ETS-4 // Patent No.:5,989,316. 1999.

9. ***Lamberti C.*** Electron-hole reduced effective mass in monoatomic –O-Ti-O-Ti-O- quantum wires embedded in the siliceous crystalline matrix of ETS-10 // Microporous and Mesoporous Materials. 1999. Vol. 30, pp. 155-163.

10. ***McDonald A.M. and Chao G.Y.*** Haineaultite, a new hydrated sodium calcium titanosilicate from Mont Saint-Hilaire, Quebec: description, structure determination and genetic implications // The Canadian Mineralogist. 2004. Vol. 42, pp. 769–780.

11. ***Men'shikov Yu.P., Krivovichev S.V., Pakhomovsky Ya.A., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Mikhailova Yu.A., Armbruster T., Selivanova E.A.*** Chivruaiite, $Ca_4Ti_5[(Si_6O_{17})_2|O_4(OH)]{\cdot}14H_2O$, a new mineral from hydrothermalites of Khibiny and Lovozero alkaline massifs, and its relations with zorite // American Mineralogist. 2006. Vol. 91, pp. 922-928.

12. ***Nair S., Jeong H.-K., Chandrasekaran A., Braunbarth C., Tsapatis M. and Kuznicki S.M.*** Synthesis and structure determination of ETS-4 single crystals // Chemistry of Materials. 2001. Vol. 13, pp. 4247–4254.

13. ***Rocha J. and Anderson M.W.*** Microporous titanosilicates and other novel mixed octahedral-tetrahedral framework oxides // European Journal of Inorganic Chemistry. 2000. Vol. 2000, pp. 801-818.

14. ***Zecchina A., Llabres i Xamena F.X., Paze C., Turnes Palomino G., Bordiga S. and Otero Arean C.*** Alkyne polymerization on the titanosilicate molecular sieve ETS-10 // Physical Chemistry Chemical Physics. 2001. Vol. 3, pp. 1228-1231.

О НЕКОТОРЫХ РЕАЛЬНЫХ ОТКРЫТЫХ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИХ ФОРМАХ

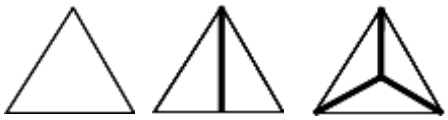
Д.Г. Степенщиков

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

В данной работе продолжается исследование реальных простых кристаллографических форм (ПКФ). Напомним, что под реальной ПКФ понимается совокупность кристаллографически эквивалентных граней, удаленных от центра на различные расстояния. Основную роль в ее фиксации играют не расстояния, а комбинаторный тип. Многообразие реальных форм, полученных из одной ПКФ, дает возможность оценить влияние среды на формирование кристалла.

С точки зрения получения многообразия реальных форм все 47 ПКФ можно разделить на 4 группы: тривиальные формы, не дающие никакого многообразия реальных разновидностей (моноэдр, пинакоид, все тетраэдры, куб, ромбоэдр); закрытые формы с малым числом граней (≤ 12); закрытые формы с большим числом граней (> 12), порождающие гигантское многообразие реальных форм; и открытые формы. Полученные результаты по закрытым формам были освещены в работах [1-9]. Исследование многообразия открытых форм требует некоторой модернизации существующих методов – введения нескольких фиктивных граней (например, пинакоида для призм) для образования закрытой формы. Характерной особенностью открытых форм является отсутствие среди них тривиальных случаев, связанное с тем, что открытые формы в случае комбинации с другими формами могут наблюдаться как ложные моноэдры или диэдры. Последний, в частности, дает именно две формы – ложный моноэдр с симметрией ***m*** и собственно диэдр с симметрией **m** или **2**. Ниже приведены многообразия реальных открытых форм с малым числом граней – тригональной, ромбической, тетрагональной и гексагональной пирамид, упорядоченных по числу граней и точечным группам симметрии (рис. 1-4). Отметим, что в отличие от ранее полученных реальных ПКФ, не имеющих попарно параллельных граней, здесь не учтены формы с гранями, обращенными нормалями внутрь, поскольку интерпретация таких форм пока затруднительна. Симметрия реальных форм определяется с учетом различия углов между гранями.

Наибольший интерес среди показанных реальных ПКФ представляют формы гексагональной пирамиды. Для проверки их наблюдаемости на кристаллических индивидах наилучшим образом подходят одноконечные кристаллы кварца, при условии эквивалентности комбинации граней ромбоэдров ($10\bar{1}1$) и ($01\bar{1}1$) граням гексагональной пирамиды. Такое допущение было сделано И.И. Шафрановским в работе [11] при выводе простых ложных форм реальных кристаллов. Там же по материалам В.В. Буканова приведены ложные гранные формы на концах кристаллов аметиста (рис. 5). Их отличие от полученных нами реальных форм гексагональной пирамиды заключается в учете граней гексагональной призмы, что по относительному развитию граней приводит к разделению одной из форм (№ 30, рис. 4) на две (формы *а* и *г*). Соответственно этому определена их симметрия, что в конечном счете влечет и различную трактовку влияния кристаллообразующей среды. Очевидно, что при наличии на кристалле комбинации простых форм, симметрия реальной формы кристалла будет отличаться от симметрии каждой реальной простой формы, как правило, в сторону понижения. С другой стороны, одна и та же среда должна как-то коррелировать симметрию отдельных реальных простых форм на кристалле. В этом плане рис. 5 не совсем ясен – одинаково развитые грани гексагональной призмы сочетаются с неодинаково развитыми гранями ромбоэдров (кроме случая *д*). По-видимому, это можно интерпретировать специфической ориентировкой элементов симметрии среды и кристалла.



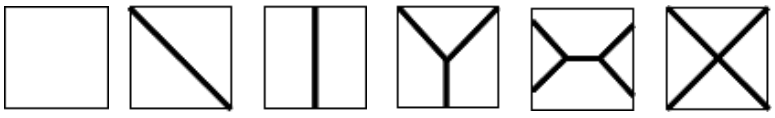
1 ***m*** 2 ***m*** 3 ***3m***

Рис. 1. *Реальные формы тригональной пирамиды.*



1 ***m*** 2 ***m*** 3 ***m*** 4 ***m (2)*** 5 ***1*** 6 ***2*** 7 ***mm2***

Рис. 2. *Реальные формы ромбической пирамиды.*



1 ***m*** 2 ***m*** 3 ***m (2)*** 4 ***m*** 5 ***mm2*** 6 ***4mm***

Рис. 3. *Реальные формы тетрагональной пирамиды.*

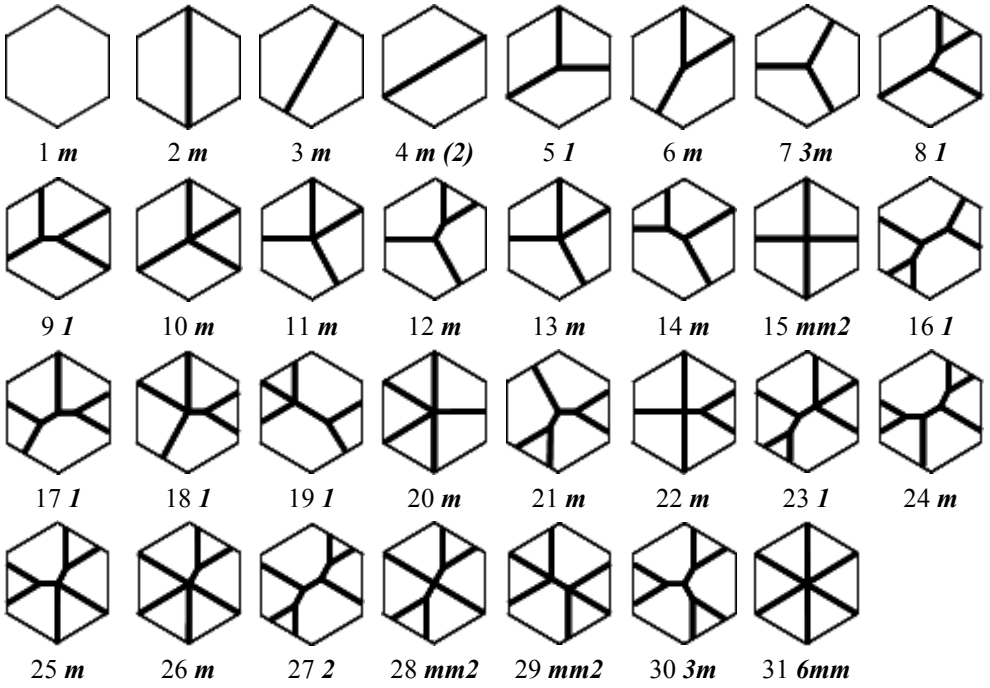


Рис. 4. *Реальные формы гексагональной пирамиды.*

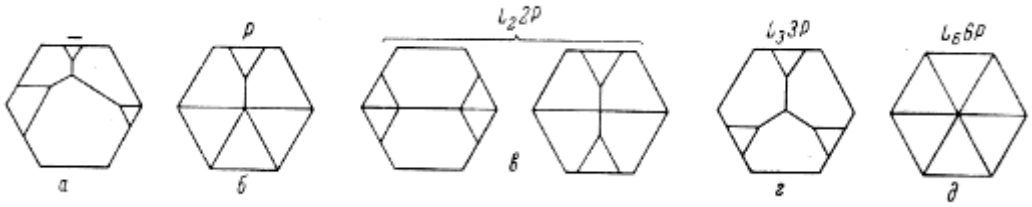


Рис. 5. *Ложные гранные формы на концах кристаллов аметиста и их внешняя (видимая) симметрия (по В.В. Буканову, 1974).*

И.И. Шафрановский замечает, что нельзя судить о симметрии кристаллообразующей среды по примитивным наблюдениям над искаженными кристаллическими формами. Действительно, при нашем подходе симметрия реальной формы кристалла (или реальной ПКФ на кристалле) может иметь одну и ту же комбинаторику при неодинаковом развитии граней, но делать вывод об одинаковом влиянии среды во всех случаях, очевидно, нельзя. Скорее всего, следует определять основное влияние среды по реальной форме, составленной из наиболее развитых граней, и отмечать нюансы, анализируя реальную форму с учетом всех, в том числе и слабо развитых граней.

Возвращаясь к кристаллам кварца и рис. 4, приведем данные по наблюдению реальных форм гексагональной пирамиды на образцах кристаллов и их зарисовках в литературных источниках. Так, анализ головок 30 кристалла кварца из коллекции Ю.Л. Войтеховского показал следующее распределение гексагональной пирамиды по реальным формам: № 23 – 4, № 24 – 10, № 25 – 1, № 26 – 2, № 27 – 4, № 30 – 8, № 31 – 1. При учете лишь наиболее развитых граней, наблюдаемые реальные формы переходят в двух- и трехгранные, например, № 4 и наиболее часто – № 7.

В книге И.И. Шафрановского [10] много зарисовок реальных кристаллов кварца. Так, на рис. 49 (с. 180) показана зависимость габитуса кристаллов кварца от различных условий (по В. Маухеру и Г.М. Вировлянскому). Случай *в* на этом рисунке отвечает реальной форме гексагональной пирамиды № 1 (ложный моноэдр). На рис. 52 дано пять кристаллов кварца с неравномерным развитием граней (по Н.И. Кокшарову), на которых можно наблюдать формы №№ 29, 31, 31, 24 и 27 (слева направо). Рис. 53 изображает искаженное развитие головок кварца, обусловленное различным положением кристаллов во время роста (по Г.Г. Леммлейну). Характерно, что здесь показано неравномерное развитие граней гексагональной пирамиды, причем элементы симметрий реальной простой формы призмы и гексагональной пирамиды совпадают по направлению. Наблюдаемые реальные формы таковы: а, б и г – № 30, в – № 25. В заключение отметим рис. № 62 б (по А.Е. Карякину), на котором изображен реальный кристалл кварца с неравномерным развитием граней ромбоэдров и приближенной реальной формой гексагональной пирамиды № 1 (большая грань с вициналями). В тексте внешняя симметрия кристалла характеризуется единственной псевдоплоскостью, проходящей вдоль большой оси кристалла.

Оценка условий формирования кристаллов с использованием реальных кристаллографических форм имеет ряд особенностей. Связь реальной внешней (ложной) симметрии кристалла и симметрии среды очевидна. Но определять симметрию среды по вложению симметрии кристалла в одну из семи предельных групп симметрии Кюри следует с учетом возможности различной ориентировки их элементов, не ограничиваясь, например, только таким их расположением, при котором главные оси симметрии параллельны или перпендикулярны. Также следует учитывать, что симметрия среды может быть результатом суперпозиции нескольких предельных групп симметрии, тоже каким-то образом ориентированных между собой. Так, И.И. Шафрановский рассматривает случай, когда среда имеет одну плоскость симметрии **m**, возникающую как результат взаимно-перпендикулярного расположения симметрии покоящегося конуса и вращающегося цилиндра ([10], с. 192, случай I-$Д_2$). Акцент на результирующей комбинаторике ограненной поверхности позволяет четко идентифицировать реальные формы. Но естественно полагать, что неодинаковость развития граней одной и той же ПКФ является не случайной причиной, а вызвана особенностями внешнего воздействия. Поэтому целесообразно оценивать как общую симметрию реальной ПКФ, заданной совокупностью ее наиболее развитых граней, так и точную, характеризующуюся всеми ее наблюдаемыми гранями, независимо от степени их развития. При этом точная симметрия может быть как выше, так и ниже общей. На основе этого следует решать вопрос о степени влияния тех или иных симметрийных особенностей среды.

Возвращаясь к рис. 5 *г* и *д*, отметим, что обе формы при уменьшении разницы в развитии граней двух ромбоэдров переходят друг в друга, изменяя симметрию с **3m** до ***6mm***, причем такое изменение не может быть скачкообразным. Соответственно, при почти одинаковом развитии граней, но с сохранением комбинаторики случая *г*, следует учитывать обе симметрии. Вместе с тем надо помнить, что «гексагональная пирамида» на головке кварца образована гранями двух кристаллографически различных ромбоэдров, и влияние среды на рост их граней в общем случае неодинаково – часто наблюдаются формы с преобладающем развитием граней только одного из них (форма № 30). Наконец, отметим еще один момент – наличие на кристалле граней различных ПКФ может привести к тому, что общая реальная симметрия кристалла и симметрия каждой ПКФ в отдельности могут не совпадать. Хорошую иллюстрацию этому дает все тот же рис. 5 *а* и *г*. Скорее всего, здесь играет роль несогласная ориентировка элементов симметрии кристалла и среды.

Подытоживая, можно сказать, что использование реальной формы кристалла для оценки условий его образования как метод требует значительного развития теоретической составляющей, которая, однако, невозможна без обширных наблюдений реальных форм кристаллов и теоретического вывода доступного многообразия реальных ПКФ и их комбинаций.

Литература

1. ***Войтеховский Ю.Л.*** О реальных кристаллографических кубе и октаэдре // Матер. Межд. конф. “Кристаллогенезис и минералогия”. С.-Петербург, 17-21 сент. 2001 г. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. С. 418-419.
2. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Комбинации куба и октаэдра в связи с кристалломорфологией алмаза // Тр. I Ферсмановской научн. сессии Кольского отделения РМО “Минералогия во всем пространстве сего слова”. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2004. С. 40-43.
3. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г., Тимофеева М.Г. и др.*** Полиэдрические формы в живой и косной природе. Апатиты: Изд-во K & M, 2004. 110 с.
4. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Морфология кристаллов альмандина месторождения Макзапахк // Матер. XV научн. конф. “Геология и геоэкология европейской России и сопредельной территории”. С.-Петербург, 13-16 окт. 2004. С.-Петербург: Изд-во ИГГД, 2004. С. 35-37.
5. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112-120.
6. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Комбинаторная кристалломорфология. I. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: Изд-во K & M, 2004. 275 с.
7. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Реальные ромбододекаэдры: теория и приложение к гранатам г. Макзапахк, Зап. Кейвы, Кольский полуостров // Зап. РМО. 2005. № 1. С. 97-103.
8. ***Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.*** Комбинаторная кристалломорфология. III. Комбинации куба и октаэдра. Апатиты: Изд-во K & M, 2007. 834 с.
9. ***Степенщиков Д.Г.*** Общий подход к исследованию реальных форм кристаллов на примере альмандина Зап. Кейв // Тр. IV Всерос. Ферсмановской науч. сессии “Геология и минерагения Кольского региона”. Апатиты, 4-6 июня 2007 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2007. С 194-197.
10. ***Шафрановский И.И.*** Кристаллы минералов. Ч. I. Плоскогранные формы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 222 с.
11. ***Шафрановский И.И.*** Учение об искаженных кристаллических формах на примере кристалломорфологии кварца // Зап. РМО. 1976. № 4. С. 401-407.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Е.Н. Терехов

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: tereh@ilran.ru

Минералы с содержаниями Al_2O_3 более 30% часто называются высокоглиноземистыми. Среди докембрийских комплексов Кольского полуострова наиболее распространенными из них являются кианит, силлиманит, гранат, кордиерит, ставролит, мусковит. Более редок корунд, но его ювелирные качества и ассоциация с сапфирином, шпинелью, корнерупином безусловно повышает к нему интерес. Метаморфические породы с большими содержаниями этих минералов, например, кианита, также называются высокоглиноземистыми, хотя валовые концентрации Al_2O_3 в них обычно не превышают 20%. Благодаря своим термоизоляционным свойствам многие из этих минералов считаются минералами XXI века. В 50-70х годах прошлого века, в период расцвета направления «Осадочной геологии в докембрии», геолого-структурное изучение высокоглиноземистых минералов проходило в основном с целью получения из них глинозема. Поэтому, закономерности структурного положения минералов изучались весьма односторонне и их расположение, как правило, привязывалось к прогибам, выполненных, как считалось, изначально высокоглиноземистыми осадками.

На Кольском полуострове известны многочисленные проявления высокоглиноземистых докембрийских пород, которые в большинстве случаев называются гнейсами. Это кианит-гранатовые беломорской и кольской серий, силлиманит-гранат-кордиеритовые Лапландского пояса, кианитовые, кианит-мусковит-гранат-ставролитовые сланцы Кейвской структуры. В большинстве случаев им придается осадочный генезис. Парадигма о метаосадочной природе высокоглиноземистых гнейсов столь мощна, что в настоящее время практически не обсуждаются альтернативные варианты их происхождения. И, даже в отношении таких экзотических образований как корунды, в настоящее время ещё можно услышать, что они образовались при метаморфизме бокситов. Однако и к модели образования бокситов как эталонных высокоглиноземистых пород осадочного генезиса, в настоящее время накопилось много вопросов. Прежде всего, мнение о площадном формировании бокситов является безусловным мифом. Даже в современных обстановках (Африка), на фоне площадного развития латеритной коры выветривания (красноцветы), почти везде встречаются слабо измененные коренные породы. И наоборот, все крупные залежи современных бокситов контролируются тектоникой, например их приуроченность к плечам рифтов является поисковым критерием. В отношении древних бокситов их тектонический контроль ещё более явственен. Так же показателен пример нахождения бокситов на дне карстовых воронок или пещер, которые можно интерпретировать и как своеобразные трубки взрыва или каналы дегазации. Находки в бокситах корундов (вплоть до ювелирных) вообще подрывают представления о так называемых высокобарических минералах, которые якобы образуются при метаморфизме глинистых осадков.

Кианитсодержащие породы широко развиты в пределах Беломорского пояса. Часть из них находится в экзотических ассоциациях с корундом, жедритом, роговой обманкой, ставролитом. Другая, большая часть, представлена кислыми разностями с гранатом, биотитом, полевыми шпатами и кварцем, известными в литературе как глиноземистые или «ржавые» гнейсы, которые определяют лицо Беломорского пояса. Если первая группа кианитсодержащих пород уже многими исследователями рассматривается как поздние метасоматические образования, преимущественно сформированные на свекофенском этапе развития региона (1.9 – 1.75 млрд. лет) [11, 14], то глиноземистые гнейсы считаются продуктом регионального позднеархейского (2.8-2.6 млрд. лет) метаморфизма амфиболитовой фации повышенных давлений. Протолитом этих глиноземистых гнейсов долгие годы считалась собственно кора выветривания или продукты её перемыва [2], в дальнейшем необычная геохимия глиноземистых гнейсов и, в частности, очень высокие содержания в них хрома, никеля и кобальта, позволили считать их метаморфизованными граувакками [10]. В обоих случаях современный состав глиноземистых гнейсов коррелировался с исходными образованиями, формирование которых строго контролировалось геодинамическими обстановками: эвгеосинклинальной зоной в первом случае [19] и акреционной призмой во втором [12]. Вопреки устоявшемуся термину «глиноземистый гнейс», эти кианитсодержащие разности всегда являются мигматитами, а исходными породами для них могли послужить самые разнообразные по составу и метаморфизму образования. Еще в 60-х годах прошлого века, при разведке мусковитового месторождения Тэдино, было показано, что кианитсодержащие породы развиваются в тектонических зонах и фактически являются глубинными аналогами милонитов [3]. По содержаниям РЗЭ кианитсодержащие породы Беломорского пояса ближе всего к серым гнейсам, по которым их большая часть вероятнее всего и образовалась. Если бы они развивались по грауваккам, то их РЗЭ имели бы принципиально другие распределения, то есть они не были бы столь обогащены легкими РЗЭ [20].

Аналогичная картина существует и для высокоглиноземистых гнейсов Кольской серии, которые слагают полосы, представленные зонами тектоно-метасоматической проработки [4]. Высокоглиноземистые

гранат-силлиманит-кордиеритовые породы (кислые гранулиты) слагают значительную часть Лапландского пояса (особенно в Финляндии), Но там, где много основных гранулитов, всегда можно наблюдать развитие по ним кислых гранулитов в виде мигматитовой неосомы или зон кислотного выщелачивания (Сальные Тундры, Порья губа). В последние годы особый интерес у исследователей проявился к кордиеритсодержащим разностям кислых гранулитов. Объясняется это тем, что на примере изучения кордиерита показано, что существуют минералы, которые могут образовываться только при спаде температуры и, особенно, давления и тем самым они маркируют верхние части всплывающих гранулитовых диапиров [1]. К тому же кордиериты Лапландии содержат в трещинах и включениях повышенное содержание CO_2, в котором углерод является необычно тяжелым, по составу близким к углероду карбонатитов и кимберлитов [22]. Кордиеритсодержащие породы Лапландии (район оз. Инари) характеризуются и очень необычным распределением РЗЭ с хорошо выраженной положительной Eu аномалией, что может свидетельствовать о восстановленном характере флюидов в период их формирования [15]. Таким образом, кордиеритсодержащие породы Лапландского пояса образовались при подъеме глубинного гранулитового диапира и развивались преимущественно по другим, более ранним, разностям кислых гранулитов – силлиманитсодержащим породам. В свою очередь, последние образовывались как по основным породам (дву-пироксеновые и гранат-клинопироксеновые гранулиты), так и по кислым (серые гнейсы). В результате этих преобразований зоны тектонического проскальзования заполнялись высокоглиноземистыми минералами: силлиманитом, гранатом, кордиеритом. Содержания глинозема в породах, по мере эксгумации глубинных комплексов, в отдельных участках возрастали, а в других - нет, но при этом они часто служили путями транспорта, по которым флюиды, обогащенные глиноземом, поступали в верхние уровни коры или на поверхность Земли.

Поэтому, одновременно, т.е. 1.8 млрд. лет назад, с формированием кианит-мусковитовых и силлиманит-кордиеритовых пород в центральных частях Беломорского и Лапландского поясов, по их периферии образовалось большое количество ставролит-кианит-гранат-мусковитовых метасоматитов, среди которых часто встречаются разности с фукситом [20]. Это проявления и месторождения кианита - Удинское, Пебозерское, Хизоварское, Рябо-ваара, Ирин-гора, г. Лисья, г. Коликорва, г. Корва-Тундра, г. Три-Брата, г. Вырмис, Карашокское. Эти метасоматиты в основном образовывались по супракрустальным комплексам позднего архея или палеопротерозоя, которые к этому времени еще перекрывали глубинные породы Лапландско-Беломорского пояса [16]. По периферии Мурманского и Пурначского блоков также широко развиты высокоглиноземистые комплексы. Это может свидетельствовать о том, что и эти блоки земной коры до рубежа 1.8-1.75 млрд. лет, ещё не были на поверхности Земли и только в момент их эксгумации по их периферии формировались высокоглиноземистые породы. Характерной особенностью высокоглиноземистых комплексов является повышенная в них концентрация графита, который ранее считался осадочным, но в настоящее время сомнений в его глубинном происхождении почти нет.

Следует остановиться на проблеме формирования корундсодержащих пород. До сих пор в отношении этих образований у исследователей данного региона наблюдается некоторое пренебрежение. Косвенным доказательством этого является почти полное отсутствие работ, посвященных этим породам. Это, вероятно, связано с тем, что ранние идеи об их образовании за счет метаморфизма глинистых толщ [6] не прошли проверку временем, а новые взгляды о метасоматической природе этих образований, именно на стадии декомпрессии глубинных комплексов, по целому ряду причин не воспринимаются большинством исследователей. Исследования автора показали, что корундсодержащие метасоматиты приурочены к периферическим или фронтальным частях лежачих складок, которые в свою очередь образовались в период эксгумации беломорского комплекса в обстановке горизонтального растяжения [16]. Именно процессы декомпрессии активизировали поступление флюидов, обогащенных глиноземом, РЗЭ, щелочами, которые способствовали формированию этих высокоглиноземистых образований. Корунды, как и большинство других высокоглиноземистых минералов, ранее относились к так называемым «стресс-минералам», что подразумевало необычные структурные обстановки, то есть зоны сжатия или подошвы тектонических покровов. Если же они действительно образовались на стадии декомпрессии в обстановке растяжения, то это требует, в ряде случаев, кардинальной перестройки тектонических моделей формирования метаморфических комплексов. Например, отказ от коллизионной модели формирования Лапландского и Беломорского поясов, что для многих исследователей совершенно не приемлемо.

Характерной особенностью восточной части Балтийского щита является большое количество гранатсодержащих пород. Количество и разнообразие гранатов в регионе столь велико, что уместно использовать термин «гранатизация». Гранаты широко развиты в породах всех комплексов Лапландско-Беломорского пояса, а также в высокоглиноземистых толщах обрамления Мурманского и Пурначского блоков (кейвские сланцы). Если в метаморфических породах - высокоглиноземистых гнейсах, амфиболитах, гранулитах - гранаты имеют размеры до 1см и приурочены к меланократовым слойкам метаморфических пород, то в метасоматических породах зерна граната достигают 30 см и образуют линзообразные стяжения, часто мономинерального состава. Крупные гранаты на 50% и более своего объёма заполнены включениями кристаллов роговой обманки, биотита, кварца, кианита, сульфидами и только их внешняя кайма шириной 3-5 мм бывает относительно чистой. Распределение РЗЭ в

гранатсодержащих породах в значительной степени контролируется гранатом, так как он является сильным концентратором этих элементов. Необычные содержания РЗЭ в гранатовых породах, где $(La/Yb)_n < 1$, объясняются тем, что эти породы часто представляют собой мономинеральные гранатовые обособления или кварц-гранатовые разности, а, учитывая, что кварц стерилен на РЗЭ, то распределения РЗЭ в них отвечают закономерностям концентрирования РЗЭ в минерале гранат, для которого типичны такие же $(La/Yb)_n < 1$. Распределение РЗЭ с отрицательной Eu аномалией и обогащением тяжелыми РЗЭ элементами характерно для гранатов из гранатовых амфиболитов и метаанортозитов Лапландского пояса. В тоже время гранаты из гранулита, из нижнекорового ксенолита трубки взрыва о. Еловый, имеют положительную Eu аномалию. Известно, что для большинства гранатов из мантийных ксенолитов, вообще не характерна Eu аномалия, тогда как в гранатах из коровых пород она появляется [7]. Отрицательная Eu аномалия характерна и для граната из корундовых проявлений, а её происхождение можно связать с комплементарным обогащением Eu других минеральных фаз, сформированных синхронно с гранатовыми породами, а это плагиоклазиты, эпидозиты и разнообразные кислые породы с положительной Eu аномалией. Поэтому можно говорить, о том, что гранаты из пород, подвергшихся тектонической переработке, связанной с их подъёмом к поверхности, имеют отрицательную Eu аномалию, в отличие от пород, вынесенных в виде ксенолитов, гранаты которых или вообще не имеют Eu аномалии или только положительную. Таким образом, большая часть гранатов также образовывалась на стадии эксгумации глубинных комплексов.

В пределах Лапландско-Беломорского пояса – основной структуры восточной части Балтийского щита, испытавшей масштабную эксгумацию, известно множество находок обычных минералов с повышенными и даже аномально высокими концентрациями глинозема. Это, прежде всего, роговая обманка, а также гиперстен и клинопироксен, в которых концентрации Al_2O_3 достигают 11 и 14%, соответственно [8, 18]. Причина подобных аномалий остаётся не ясной, но их пространственная ассоциация с высокоглиноземистыми метасоматическими породами позволяет думать о каком-то едином механизме обогащения глиноземом.

Долгое время бытовало мнение об инертности глинозема в метаморфических процессах, поэтому аномальные концентрации глинозема, выраженные по наличию высокоглиноземистых пород, развитых по периферии воздымающихся блоков глубинных пород, безусловно, требуют своего объяснения. Высокоглиноземистые породы обогащены крупно-ионными литофилами и высокозарядными элементами, в том числе и ЛРЗЭ, а также фосфором, фтором и хлором. Все это указывает на возможность привноса в эти породы глинозема в виде растворов и газовых эманаций. Теоретические возможности переноса в щелочных гидротермальных и флюидных средах показаны во многих работах [5, 9, 21]. В случае же с высокоглиноземистыми породами, развитыми по периферии воздымающихся блоков и лежачих складок, источник глинозема, из которого он был взят растворами или флюидами, не очевиден. Так, корундсодержащие породы обогащены такими вероятно глубинными элементами как калий и барий, Однако считать, что и глинозем всегда выносился с больших глубин, вряд ли имеет смысл. Гораздо проще искать свободный глинозем собственно в блоках глубинных пород, испытывающих подъем или декомпрессию. При этом особый интерес, на мой взгляд, представляют соотношение AlYI / Al IY в темноцветах. Впервые общие закономерности минеральных превращений, связанных с изменением координационного числа алюминия, разработаны В.С.Соболевым в 40-70х годах прошлого столетия [17]. На примере многочисленных реакций было показано, что повышение давления приводит к переходу в силикатах AlIY в AlYI, что сопровождается уменьшением объема и, следовательно, термодинамически оправдано. Соответственно при понижении давления происходит обратная реакция с выделением тепла и перехода алюминия из шестивалентного координационного числа в четырехвалентное, при этом алюминий становится более удобным партнером для образования комплексных соединений с летучими. Установлено, что подобные переходы по-разному происходят в различных минералах. Так, в амфиболах повышение давления однозначно ведет к переходу AlIY в ALYI. При постоянных давлениях, но при увеличении температуры, происходит увеличение 4-валетного алюминия. В биотитах более сложная картина, так как с повышением температуры общее содержание глинозема падает, как в октаэдрической, так и в тетраэдрической позициях, но в разной степени. Безусловно, что не надо исключать и глубинный источник флюидов в виде водородной смеси, где важную роль играют газы типа аулана (AlH_3), которые не только являются энергоёмкими, но и могут переносить многие химические элементы [5].

Геолого-петрографические исследования показывают, что высокоглиноземистые минералы развиваются по исходным протолитам, которые ранее не содержали подобные минералы. На начальных стадиях развития этих минералов в породах не всегда заметно повышение суммарной глиноземистости, но в дальнейшем, особенно с формированием мономинеральных разностей, концентрации Al_2O_3 достигают 30-50%. Высокоглиноземистые минералы приурочены к тектоническим зонам внутри и, особенно, по периферии воздымающихся блоков метаморфических пород. Вероятно, что часть глиноземсодержащих флюидов достигала поверхности, где и формировала бокситовые залежи. Таким образом, высокоглиноземистые породы метаморфических комплексов образовались не за счет метаморфизма глиноземистых осадков, а образовались под влиянием глиноземсодержащего флюида, который на глубине формировал одни метасоматиты, а на поверхности другие [13]. Важнейшим тектоническим фактором образования

высокоглиноземистых пород является эксгумация метаморфических комплексов, в ходе которой закономерно формируются глиноземистые минералы, и происходит повышение концентраций Al_2O_3. В свою очередь процессы эксгумации идут в обстановке растяжения, то есть при сохранении или даже возрастании температуры и резком спаде давления, что открывает широкие перспективы для развития метасоматитов под влиянием декомпрессионных флюидов.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №6 и гранта № 06-05-64848

Литература

1. ***Виноград В.Л., Перчук Л.Л. Геря Т.В. Путтис А., Винклер Б., Гейл Дж.*** Фазовый переход порядок/беспорядок в кордиерите и его возможная связь с образованием симплектитов в реакционных структурах из пород гранулитовой фации метаморфизма // Петрология. 2007. Т.15. № 5. С. 459- 473.

2. ***Головенок В.К.*** Высокоглиноземистые формации докембрия // Л.: Недра. 1977. 267 с.

3. ***Зарубин В.В.*** Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Тр. ВСЕГЕИ. 1969. Т. 147. Вып.2. С. 58-70.

4. ***Крюков В.Б.*** Геология и генезис гнейсов Кольской серии // 1978. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т.280. С.98-112.

5. ***Ларин В.Н.*** Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра. 1975. 137 с.

6. ***Лебедев В.И., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В.*** Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы беломорского комплекса // Сов. Геология. 1974. № 9. С.78-98.

7. ***Леснов Ф.П.*** Закономерности распределения редкоземельных элементов в гранатах // ЗВМО 2002. №1. С. 79-99.

8. ***Прияткина Л.А., Шарков Е.В.*** Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.

9. ***Родионов А.Я., Коновалова Т.Н., Махов В.Г. и др.*** Кристаллизация корунда из газовой фазы в открытой и закрытой фторсодержащих системах. // Тр. И-та Геологии и Геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1988. Вып. 708. С. 107-129.

10. ***Ручьев А.М.*** О протолите гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // В кн.:Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск. 1997. С. 3-7.

11. ***Серебряков Н.С., Аристов Вс.В.*** Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса Северной Карелии // Известия ВУЗов. Геология и Разведка. 2004. №4. С.36-42.

12. ***Слабунов А.И.*** Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. Дис. Докт. Геол-мин.наук М., 2005. 46 с.

13. ***Сиротин В.Н.*** Метасоматическая модель формирования визейского бокситоносного латеритного профиля КМА // Вест. Воронеж. Ун-та. Сер. Геология. 2000. Вып.9. С.7-15.

14. ***Терехов Е.Н., Левицкий В.И.*** Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье. // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1992. 6. С. 3-12.

15. ***Терехов Е.Н.*** К проблеме происхождения кислых пород с положительной Eu-аномалией – индикаторов процессов растяжения (восточная часть Балтийского щита) //ДАН. 2004. Т. 397. №5. С. 675-679.

16. ***Терехов Е.Н.*** Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъёма к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411- 428.

17. Фации метаморфизма / Под ред. *В.С. Соболева*. М.: Недра. 1970. 432 с.

18. ***Фонарев В.И., Конилов А.Н., Терехов Е.Н.*** Гранулитовый метаморфизм ультравысоких температур – высоких давлений Кандалакшского массива (Балтийский щит) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Мат.II Российск. Конф. по проблемам геологии и геод. Докембрия. Санкт-Петербург: Центр информ. Культуры. 2007. С.369-373.

19. ***Чуйкина Е.П.*** Структура и пегматитоносность Северной Карелии. В сб.: Мусковитовые пегматиты СССР, Л.: Наука. 1975. С. 153-159.

20. ***Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н.*** Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса //Геохимия. 2004. № 6. С. 611-631.

21. ***Andersen G.M.*** Is there alkali-aluminum complexing at high temperatures and pressure?// Geoch. et Cosmochimica Acta. 1995, Vol. 59. P. 2155-2161.

22. ***Armbruster Th., Schreyer W., Hoefs J.*** Very High CO_2 Cordierite from Norwegian Lapland: Mineralogy, Petrology and Carbon Isotopes // Contr Mineral. P. 1982. V. 81. 262-267.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ИВАНЮКИТА КАК ЯРКИЙ ПРИМЕР РОЛИ КАТИОННОГО ОБМЕНА В ПРИРОДНЫХ СИСТЕМАХ

В.Н. Яковенчук[1], Е.А. Селиванова[1], Я.А. Пахомовский[1], А.П. Николаев[2], С.В. Кривовичев[3]

[1] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты
[2] ОАО «Апатит», г. Кировск
[3] Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

В 2007 г. в натролитизированной микроклино-эгирино-содалитовой линзе в ортоклазированных уртитах г. Коашва, вскрытой выработками одноименного карьера, нами были открыты четыре новых титаносиликата с ярко проявленными катионообменными свойствами, составивших группу иванюкита: иванюкит-Na-*T*, иванюкит-Na-*C*, иванюкит-К и иванюкит-Cu. Все четыре минерала образуют мозаичные кубические кристаллы (до 1.5 мм в диаметре, рис. 1), нарастающие на кристаллы микроклина, ситинакита, виноградовита, сазыкинаита-(Y) и натролита. Другие ассоциирующие минералы представлены нефелином, пектолитом, катаплеитом, чкаловитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, джерфишеритом, хлорбартонитом, галенитом, фторапатитом, виллиомитом и твердыми углеводородами.

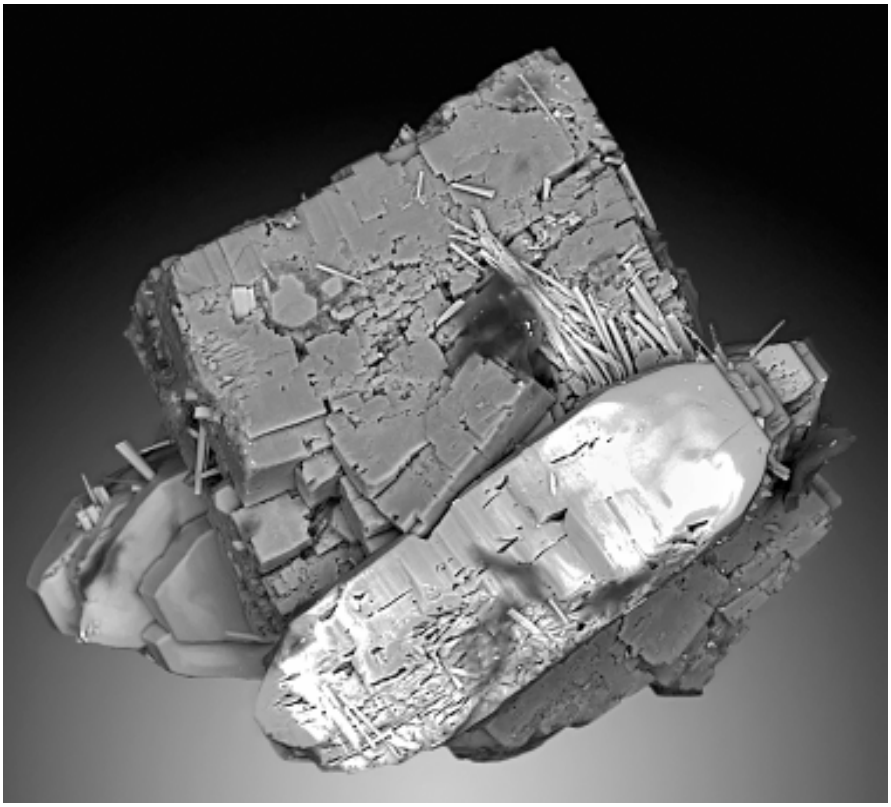


Рис. 1. *Мозаичный кристалл иванюкита-Na-T (250 мкм в диаметре) с виноградовитом и пектолитом из натролитизированной микроклино-эгирино-содалитовой жилы в ортоклазированных уртитах г. Коашва.*

Наибольшее распространение получил иванюкит-Na-*T*, образующий бесцветные кристаллы, внутри которых нередко имеется затравка – кристаллик или сегрегация мельчайших зернышек ситинакита. По данным микрозондового анализа, состав иванюкита-Na-*T* может быть представлен в виде следующей эмпирической формулы: $(Na_{1.82}\ K_{0.95}\ Ca_{0.03}\ Ba_{0.01})_{\Sigma 2.81}[(Ti_{3.68}\ Nb_{0.17}\ Fe_{0.06}\ Mn_{0.01})_{\Sigma 3.92}\ (Si_{2.99}\ Al_{0.01})_{\Sigma 3.00}\ O_{14.59}(OH)_{1.37}]\ 7.29H_2O$, – а идеальная формула минерала имеет вид $Na_3[Ti_4(OH)O_3(SiO_4)_3]\cdot 7H_2O$ Кристаллическая структура минерала образована ажурным каркасом из тетраэдров SiO_4 и октаэдров TiO_6, крупные идущие в трех направлениях каналы в котором заняты катионами калия и натрия, а также молекулами воды.

Частичная декатионизация иванюкита-Na-*T*, –достаточно заменить на воду 1 атом натрия в молекуле (рис. 2), – приводит к разупорядочению внекаркасных катионов и молекул воды и переходу минерала в кубический иванюкит-Na-*C*, кристаллы которого в рассматриваемой жиле имеют оранжевую окраску. Эмпирическая формула иванюкита-Na-*C* имеет вид $(Na_{1.17}K_{0.94}Ca_{0.03})_{\Sigma 2.14}\ [(Ti_{3.32}Fe_{0.21}Nb_{0.15}Mn_{0.03})_{\Sigma 3.71}\ (Si_{2.97}Al_{0.03})_{\Sigma 3.00}\ O_{12.89}(OH)_{2.87}]\ 6.01H_2O$, идеальная – $Na_2[Ti_4O_2(OH)_2(SiO_4)_3]\cdot 6H_2O$. Этот минерал легко получить и искусственно, просто поместив кристаллик иванюкита-Na-*T* в дистиллированную воду или водный раствор практически любой

соли (кроме солей Sr, которые ингибируют рассматриваемый переход). Превращение тригональной модификации минерала в кубическую происходит очень быстро, так что все процессы катионного обмена проходят, по сути, уже в иванюките-Na-*C*.

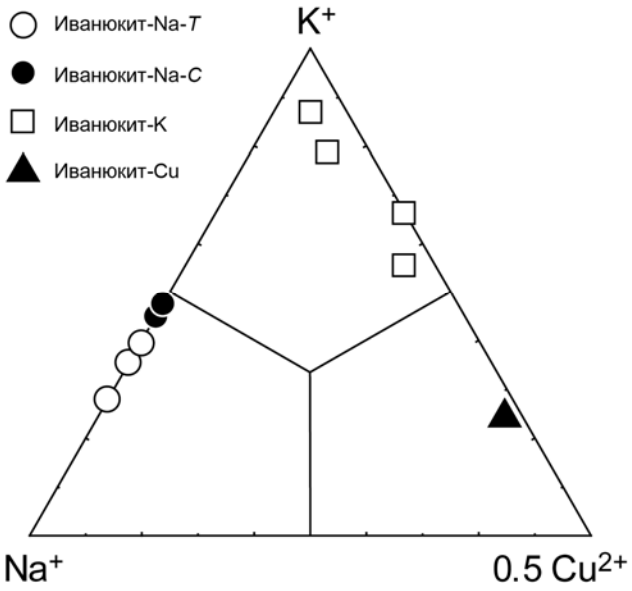


Рис. 2. *Состав минералов группы иванюкита по данным микрозондового анализа (коэфф. в формуле).*

В том случае, если кристаллы иванюкита нарастают на полурастворенные зерна джерфишерита и халькопирита, их цвет меняется на голубой и зеленый вследствие обмена катионов натрия на катионы меди и дополнительные молекулы воды. Если такой обмен зашел не далеко, складывается ситуация, когда натрия в каналах уже нет, а меди для образования вида еще не хватает. Преобладающим катионом оказывается калий, определяющий существование иванюкита-K с эмпирической формулой $(K_{1.16}Cu_{0.21}Ca_{0.13}Na_{0.07}Sr_{0.01})_{\Sigma 1.58}$ $[(Ti_{3.49}Nb_{0.21}Mn_{0.07}Fe_{0.04})_{\Sigma 3.81}(Si_{2.97}Al_{0.03})_{\Sigma 3.00}O_{13.19}(OH)_{2.75}]\cdot 9.32H_2O$ и идеальной формулой $K_2[Ti_4(OH)_2O_2(SiO_4)_3]\cdot 9H_2O$.

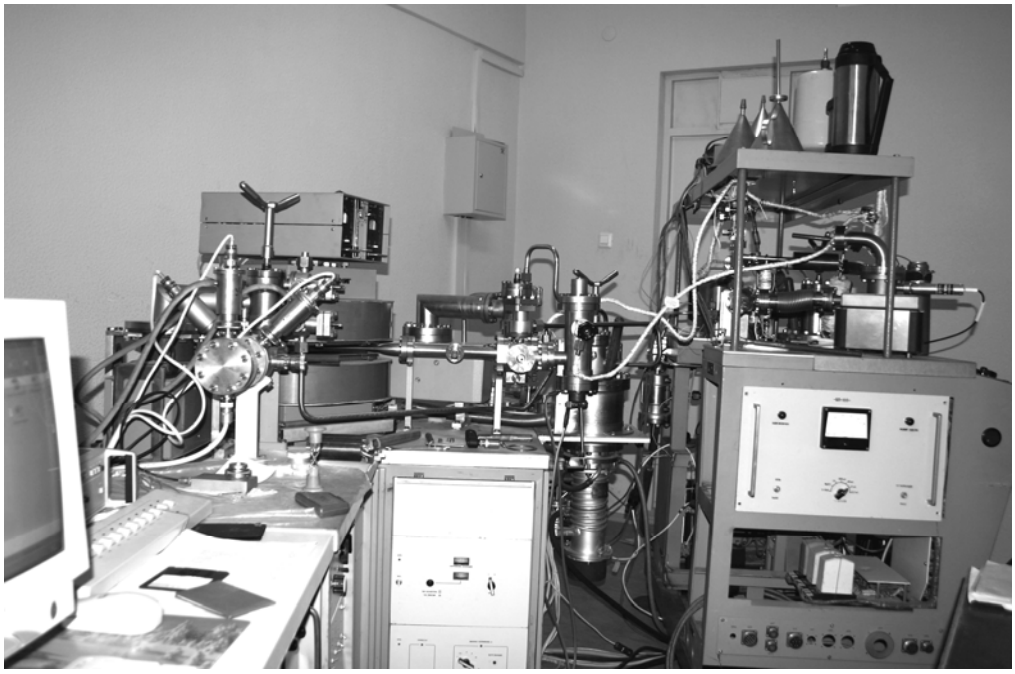
Окончательным продуктом природного обмена натрия на медь является иванюкит-Cu, эмпирическая формула которого $(Cu_{0.62}K_{0.43}Na_{0.04}Ca_{0.03})_{\Sigma 1.12}[(Ti_{3.48}Nb_{0.16}Fe_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 3.74}$ $(Si_{2.99}Al_{0.01})_{\Sigma 3.00}O_{12.88}(OH)_{2.88}(SO_4)_{0.02}]\cdot 7.21H_2O$ может быть сведена к идеальной формуле $Cu[Ti_4(OH)_2O_2(SiO_4)_3]\cdot 7H_2O$.

Иванюкит-K легко может быть получен из иванюкита-Na в лаборатории путем катионного обмена натрия на медь в водном растворе $CuSO_4$. Состав образующейся фазы соответствует формуле $(K_{0.51}Cu_{0.14}Na_{0.02})_{\Sigma 0.67}(Ti_{3.72}Nb_{0.22}Fe^{3+}_{0.06})_{\Sigma 4.00}[Si_3O_{12.98}(OH)_{3.02}]\cdot 7.8\ H_2O$, достаточно близкой к формуле природного иванюкита-K. Иванюкит-Cu нам получить таким способом не удалось, – возможно, в природе этот процесс заходит дальше вследствие более длительного времени катионообменных процессов, либо из-за присутствия в растворах ионов Cu^+, стабильных в высококонцентрированных растворах NaCl (что вполне вероятно, учитывая содалитовый состав жилы). Отметим, что аналогичная ситуация имеет место и в случае обмена Na на Ni, тогда как обмен Na на Co происходит значительно легче, и образующаяся фаза $Co[Ti_4(OH)_2O_2(SiO_4)_3]\cdot 7H_2O$ является полным аналогом иванюкита-Cu.

Таким образом, минералы группы иванюкита являют собой один из наиболее ярких примеров минералообразования посредством катионного обмена. Стабильность Ti-Si-O-каркаса этих минералов вплоть до полной замены Na и K на воду или другие молекулы, вкупе с уникальной катионной емкостью и проницаемостью их кристаллической структуры, обеспечивает потенциальное существование большого числа природно-обмененных минеральных видов, среди которых, в частности, могут быть Cs-, Rb-, Ca-, Co- и Zn-доминантные фазы. Кроме того, природно декатионизированные иванюкиты являются молекулярными ситами, способными сорбировать достаточно крупные молекулы, скажем, йодистого метилена и тиомочевины. Это означает, что среди природных фаз могут присутствовать иванюкиты с сорбированными молекулами углеводородов, – действительно, твердая органика тесно ассоциирует с природно декатионизированным иванюкитом-Na-*C* и, вероятно, обусловливает оранжевую окраску его кристаллов.

Исследования проводились при поддержке Швейцарским Национальным фондом в рамках программы SCOPES (проект 7320-110675 «Microporous and Nanotubular Mineral Phases as Perspective Materials for Adsorption and Ion Exchange Applications»).

Геохимия, геохронология



ИЗОТОПНЫЕ U-Pb ДАННЫЕ ДЛЯ БАДДЕЛЕИТА, ЦИРКОНА и Nd-Sr ДЛЯ ПОРОД МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Т.Б. Баянова[1], Ж.А. Федотов[2], П.А. Серов[3], В.А. Жавков, Д.В. Елизаров

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты,
e-mail: [1]tamara@geoksc.apatity.ru, [2]fedotov@geoksc.apatity.ru, [3]mozay@nm.ru

Расслоенные палеопротерозойские Pt-металльные интрузивы, расположенные в северо-восточной части Балтийского щита, образуют два пояса протяженностью 300-350 км. Северный или Кольский пояс образуют массивы горы Генеральской, Мончегорский, Чунатундровский, Мончетундровский, Федорово-Панский и Имандровский интрузивный комплекс. К Южному поясу относятся массивы Олангской группы в Карелии и интрузивы Кеми, Пеникат, Нярянкаваара и др. в Финляндии. Объектами настоящего геолого-геохимического исследования являлись породы Мончеплутона, Чунатундровского и Мончетундровского массивов, а также секущие эти массивы дайковые серии. Породы Мончегорского плутона были отобраны на U-Pb изотопное датирование на участках Cu-Ni месторождений гор Травяная и Нюд, а также нового перспективного Pt-металльного рудопроявления предгорья Вурэчуайвенч. Из 50 кг пробы оруденелого норита у г.Травяная, шахта 5, в придонной зоне Мончеплутона было выделено около 300 мг циркона коричневого цвета с размерами зерен до 150 мг. Изотопная U-Pb диаграмма, построенная по цирконам, которые были отобраны вручную и разделены на четыре типа по размеру и степени окрашенности зерен, образует дискордию с верхним пересечением с конкордией, с возрастом, равным 2507±9 млн. лет, который интерпретируется временем кристаллизации оруденелого норита. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю и отвечает современным потерям свинца (рис. 1а).

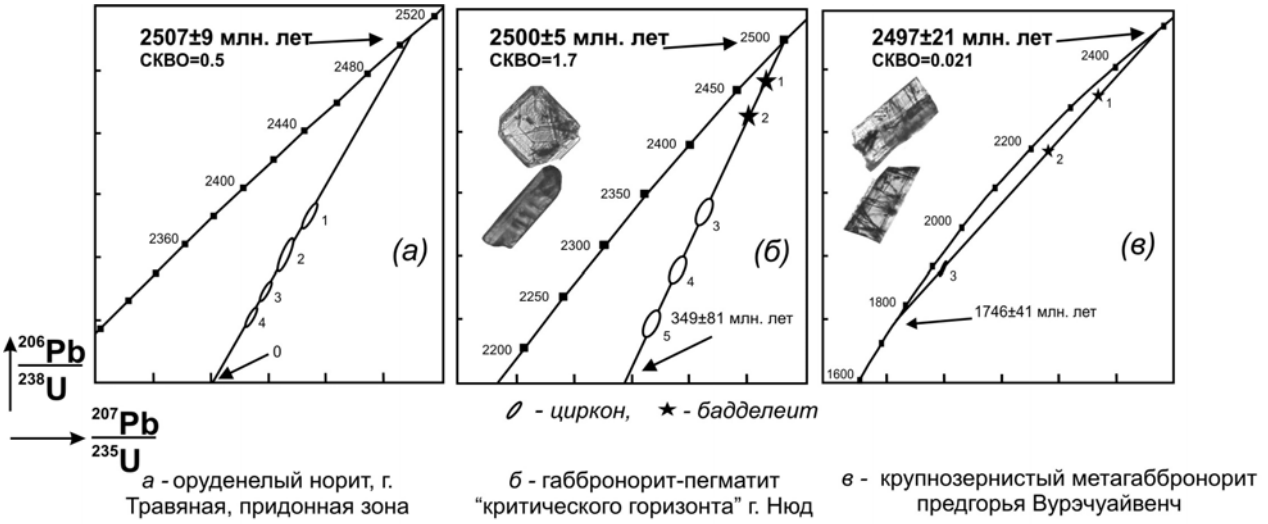


Рис.1. *Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для пород.*

Бадделеит совместно с цирконом был выделен из пробы габбронорит-пегматита весом 61 кг в "критическом горизонте" горы Нюд. Из циркон-бадделеитового концентрата весом 80 мг вручную были отобраны две навески темных пластинчатых и таблитчатых зерен бадделеита размером 70-80 мкм и три типа зерен циркона - короткопризматического, призматического и изометрического габитусов размерами 150-200 мкм. Изотопный U-Pb возраст, определенный по 5 точкам, равен 2500±5 млн. лет, нижнее пересечение с возрастом в 349±81 млн. лет отражает время тектоно-термальной активизации пород, связанной с формированием палеозойских щелочных массивов: Хибины, Ловозеро и др. (рис. 1б). В предгорье Вурэчуайвенч из 100 кг пробы крупнозернистого метагаббронорита из рудоносного Pt-металльного рифа было выделено 28 мг бадделеит-цирконового концентрата. Можно отметить, что сохранность акцессорных минералов очень плохая. На кристаллах бадделеита размерами 50 мкм наблюдаются микронные оторочки измененных зерен циркона, которые обусловили дискордантность на U-Pb диаграмме. На (рис. 1в) показана U-Pb диаграмма с конкордией для двух точек бадделеита и циркона с возрастом 2497±21 млн. лет, нижнее пересечение, равное 1746±41 млн. лет отражает нарушение изотопной системы и потери свинца во время свекофеннской орогении и связанной с ней амфиболизацией габброноритов, широко проявленной в регионе Вурэчуайвенч. Морфологические особенности зерен бадделеита показаны (рис. 1в) и можно отметить, что по сравнению с цирконами, координаты точек бадделеита на U-Pb диаграмме менее дискордантны. Неопределенность возрастных соотношений пород Главного хребта, включающего Мончетундровский и Чунатундровский массивы, и

Мончеплутона существовала давно. Возраст пород Главного хребта традиционно считался более молодым, по сравнению с породами Мончеплутона, согласно работам [3, 4]. Из пробы трахитоидного габбронорита Мончетундровского массива весом около 130 кг было выделено всего 4 мг циркона, которые вручную были разобраны на четыре популяции. Кристаллы циркона размерами до 200 мкм и их обломки светло-коричневого цвета, в иммерсионной среде обнаруживали тонкую магматическую зональность и сильную степень трещиноватости. На U-Pb диаграмме (рис. 2а) дискордия, построенная по четырем типам цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией, равной 2505±6 млн. лет. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 373±106 млн. лет и отражает палеозойское время нарушения U-Pb системы в цирконах. Вторая проба весом 280 кг была отобрана из трахитоидного габбронорита, а выделенный концентрат циркона и бадделеита составлял 17 мг. Изотопная U-Pb диаграмма (рис. 2б) с конкордией, построенная по пяти типам цирконов, которые разбирались по степени удлинения и окрашенности зерен вручную, имеет возраст, равный 2501±8 млн. лет. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 449±225 и отвечает палеозойскому времени нарушения изотопной U-Pb системы в изученных акцессориях. Третья проба весом 83 кг была отобрана в габброидной интрузии Главного хребта из дайкообразного тела трахитоидного анортозита на восточном склоне г. Эбручорр. Из пород было сепарировано 82 мг циркона. Изотопный U-Pb возраст анортозитов, полученный по пяти разновидностям цирконов, где впервые были найдены сдвойникованные зерна, равен 2467±7 млн. лет (рис. 2в), который можно интерпретировать двояко. С одной стороны этот возраст может характеризовать время всего Чунатундровского массива, поскольку он хорошо согласуется с ранее полученными возрастами родственного ему Мончетундровского массива - 2463±25 млн. лет [3] и 2453±4 млн. лет [4]. По геологическим данным согласно [7] изученные анортозиты слагают самостоятельное дайкоподобное тело, поэтому новый полученный возраст можно также связывать со временем формирования второй фазы пород этого массива. Поскольку новые полученные U-Pb возраста для пород Мончетундровского массива имеют более древние значения и хорошо согласуются с возрастами для других Pt-металльных расслоенных интрузий Кольского региона, поэтому возраст, равный 2467 млн. лет, интерпретируется временем проявления второй фазы, связанной с формированием анортозитов Чунатундровского массива. Например, в массиве горы Генеральской U-Pb возраст габброноритов по цирконам равен 2496±10 млн. лет, а анортозитов - 2446±10 млн. лет. В Западно-Панском блоке Федорово-Панского массива U-Pb возраст габброноритов главной фазы по циркону равен 2491±1.5 млн. лет, а анортозитов поздней фазы по циркону и бадделеиту равен 2447±12 млн. лет. На основе многочисленных, более 30 возрастных U-Pb и Sm-Nd и изотопно-геохимических εNd(T) и Isr определений, для массивов северного и южного поясов была предложена модель длительного и полихронного развития протерозойских расслоенных ЭПГ интрузий, являющихся продуктом мантийного плюма [8, 9, 1, 2]. Породы Мончегорского плутона прорваны многочисленными дайками. Среди них присутствуют молодые дайки региональных комплексов, распространение которых выходит далеко за пределы массива, и локальный комплекс даек, сосредоточенных в его корневой зоне. Объектом исследований являлись породы локального комплекса даек, секущих Дунитовый блок, возраст и происхождение которого были всегда предметом острых дискуссий [6]. Из крупнозернистой габброноритовой дайки, секущей ультрабазиты Дунитового блока Мончеплутона, в керне скважины 1518 была отобрана проба весом 80 кг, из которой было выделено 15 мг цирконового концентрата. Изотопный U-Pb возраст по трем типам цирконов равен 2506±10 млн. лет (рис. 3а). Нижнее пересечении дискордии с конкордией равно нулю, потери свинца современные.

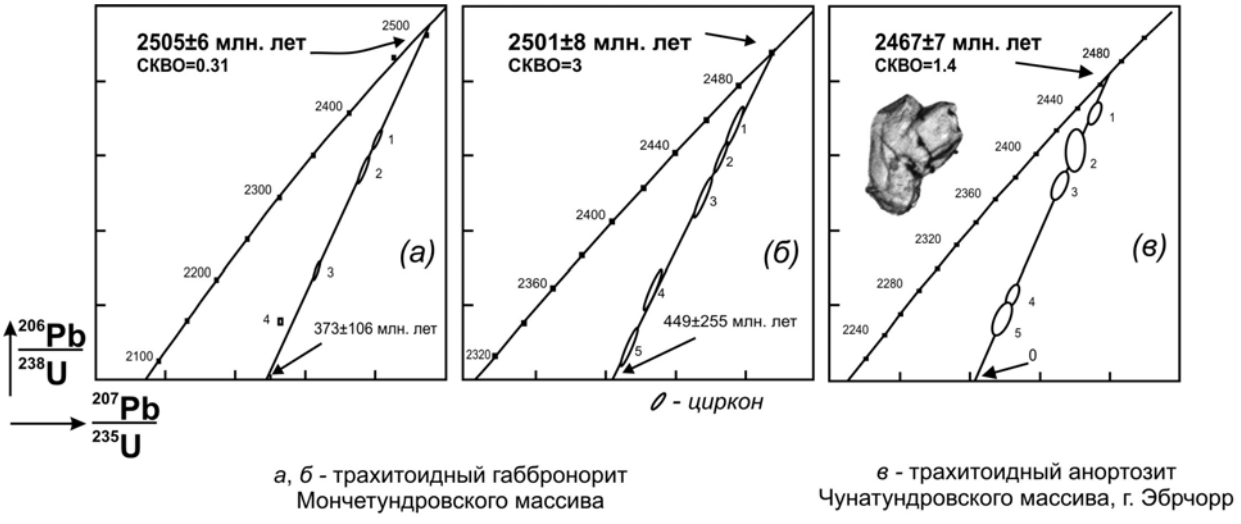


Рис.2. *Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для пород Мончетундровского (а, б) и Чунатундровского (в).массивов.*

Близкий в пределах ошибок U-Pb измерений, получен возраст также для бадделеита и циркона, выделенного из крупнозернистого меланорита второй дайки, также секущей ультрабазиты Дунитового блока Мончеплутона (скв. 1586). Из пробы весом 102 кг было выделено 27 мг циркона и несколько десятков зерен бадделеита. По двум точкам циркона и одной бадделеита построена U-Pb дискордия с верхним пересечением с конкордией, равным 2496±14 млн. лет (рис. 3б). Можно отметить, что координата точки бадделеита имеет почти конкордантное положение на U-Pb диаграмме по сравнению с цирконом. Кроме бадделеита и циркона из дайки был выделен рутил на U-Pb изотопное датирование с возрастом, равным 1.84 млрд. лет, который, по-видимому, был сформирован во время свекофеннского метаморфизма, наложенного на породы дайковых комплексов (рис. 3б). Бадделеит с цирконом впервые был выделен также из пород Островского массива, который считался одновозрастным с Мончеплутоном. В строении массива выделяются две фазы: основная, представляющая его расслоенную серию пород (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые и безоливиновые вебстериты, плагиопироксениты и габбронориты) и жильная – пегматоидные габбронориты [6]. На U-Pb датирование была отобрана проба габбронорит-пегматита весом 110 кг из жилы, прорывающей верхнюю часть разреза расслоенной серии. Из нее было выделено 570 мг циркона и 2 мг бадделеита. Изохронный U-Pb возраст по двум типам бадделеита и двум циркона равен 2445±11 млн. лет, который интерпретируется временем формирования этих пород (рис. 3в). Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 500±99 млн. лет и отражает время палеозойских тектоно-термальных событий, которые нарушили изотопную U-Pb систему. Полученный новый возраст рассматривается временем формирования всего массива, поскольку на примере датирования пород Мончегорского плутона установлено, что пегматоидные образования имеют близкие возраста (в пределах ошибок U-Pb измерений), полученные для пород главной расслоенной серии. На основе проведенных комплексных геолого-геохронологических исследований магматических пород Мончегорского района можно сделать следующие выводы:

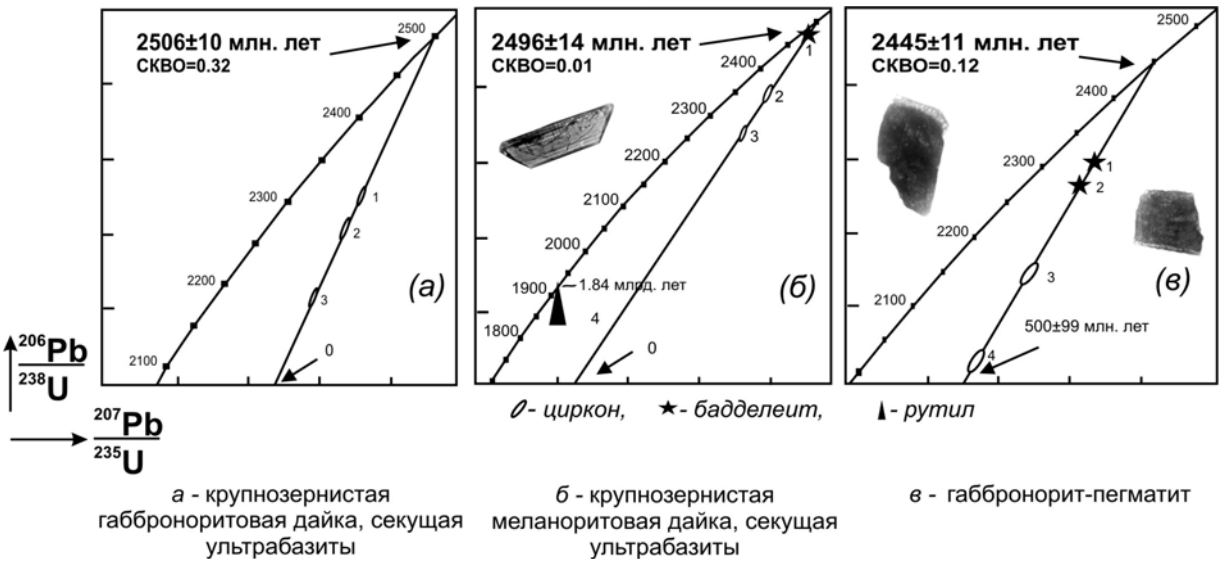


Рис.3. *Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для пород Дунитового блока Мончеплутона (а, б) и Островского массива (в).*

1. Мончетундровский габбронорит-анортозитовый и Мончегорский существенно гипербазитовый расслоенные массивы образовались практически одновременно в период 2507-2501 млн. лет. Очень близко по времени происходит образование прорывающих эти массивы даек локального комплекса, связанных с Мончегорским плутоном единой зоной подводящих каналов, по данным геохимических величин εNd(T) и T_{DM}.

2. Таким образом, проведенное комплексное геолого-геохронологическое изучение разных пород Мончеплутона, Главного хребта и дайковых комплексов отражает длительное время формирования пород от 2507 млн. лет до 2445 млн. лет - более 50 млн. лет и две главных фазы (импульса) внедрения пород 2.51 и 2.45 млрд. лет. Эти новые возраста находятся в очень хорошей сходимости для пород расслоенных интрузий г.Генеральской и Федорово-Панского массива, где главные фазы формирования ЭПГ имеют возраст 2.50 и 2.45 млрд. лет.

3. Модельные T_{DM} возраста для всех типов пород Мончегорского рудного района имеют интервал формирования протолитов, известный и для других расслоенных интрузий, от 2.8 до 3.1 млрд. лет, и отрицательные значения εNd от - 0.63 (Чунатундровский массив) до -3 (г.Вурэчуайвенч). Также можно отметить, что для некоторых пород сингенетичных дайковых комплексов Мончеплутона и Главного хребта величины εNd варьируют от отрицательных -1.22 (дайка, скв. 1518) до положительных

+3.6 (дайка, скв. 1586). Эти новые εNd и I_{Sr} величины отражают вклад разных резервуаров обогащенной (EM-1) мантии (рис. 4) и деплетированной мантии (DM) при формировании крупного мантийного диапира или плюма, где часть даек с характеристиками (DM) может рассматриваться подводящими каналами, поскольку имеет более глубинные источники исходных магм.

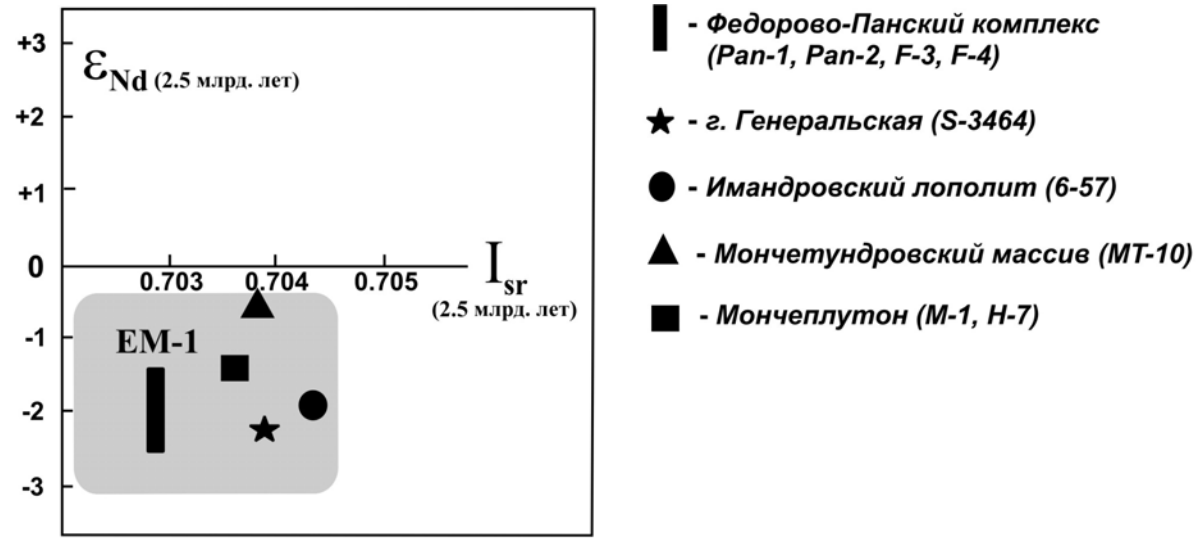


Рис. 4. *График в координатах ε_{Nd}-I_{Sr} для расслоенных интрузий Северного (Кольского) пояса. Серый цвет – резервуар EM-1 для Pt-металльных интрузий Балтийского щита по (Nd-Sr) изотопным данным.*

Исследования проводятся при поддержке грантов РФФИ 07-05-00956, 08-05-00324, НШ-1413.2006.5, Гос. Контракта 02.445.11.7403 и программы №8 ОНЗ РАН.

Литература

1. ***Баянова Т.Б.*** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Под ред. акад. Ф.П.Митрофанова. СПб.: Наука. 2004. 174 с.

2. ***Баянова Т.Б.*** Бадделеит - перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма // Петрология. 2006. Т. 14, № 2. С. 1-14.

3. ***Вревский А.Б., Левченко О.А.*** Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова // Геодинамика и глубинная структура Советской части Балтийского щита: По ред. Ф.П.Митрофанова, В.И.Болотова. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1992. С. 77-80.

4. ***Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др.*** U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331, №1. С. 95-98.

5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. ***Ф.П.Митрофанов, В.Ф.Смолькин*** Часть 1. Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. 2004. 177с.

6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. ***Ф.П.Митрофанов, В.Ф.Смолькин*** Часть 2. Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. 2004. 177 с.

7. ***Юдин Б.А.*** Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения // Л.: Наука. 1980. 169 с.

8. *Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Bayanova T.B. et al.* **1997. Main results from the study of the Kola PGE-bearing province, Russia // Mineral Deposits, Papunen (ed.), Balkema, Rotterdam. P. 483-486.**

9. ***Mitrofanov F.P., Bayanova T.B.*** Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (eds). 1999. Balkema, Rotterdam. P. 1275-1278.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ ИЛЬМЕНИТСОДЕРЖАЩИХ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ СЛАНЦЕВ

И.И. Голубева, Л.В. Махлаев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail petr@geo.komisc.ru

В шестидесятых годах прошлого столетия в России была издана целая серия работ, посвященных неизвестным до того времени первично-осадочным сланцам с метаморфогенным ильменитом. Они были выявлены и описаны на Кольском п-ове, а затем в Таймырской складчатой области, Канино-Тиманском регионе и Патомском нагорье [1, 2, 3, 4, 5, 7]. Во всех этих публикациях отмечалось, что ильменит был образован в этих породах в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма в виде относительно крупных пластинчатых кристаллов. Наиболее детально особенности формирования и преобразования данного минерала на разных стадиях метаморфизма (в различных PT условиях) были охарактеризованы Н.И.Коробовой и О.С.Кочетковым, работавшими соответственно на Таймыре и Тимане. Ими, а также исследователем Кольского п-ова И.В.Бельковым, было установлено, что ильменит и другие титановые минералы (лейкоксен, рутил) легко высвобождаются из метаморфических сланцев в процессе физического выветривания с образованием за их счет крупных титановых россыпей, как современных (Кольский п-ов и Таймыр), так и ископаемых (Тиманский кряж). Была показана исключительная роль титанистых метапелитов в формировании главного типа титановых месторождений – прибрежно-морских титановых россыпей. Особая роль в обосновании этого положения принадлежит В.А.Калюжному, охарактеризовавшему метапелиты с титановой минерализацией как специфичную новую россыпеобразующую формацию [8].

Однако данные породы привлекают внимание исследователей не только спецификой минерального состава и вытекающей из этого экономической значимостью. Было установлено, что они принадлежат к определенному (сравнительно узкому) возрастному интервалу: все известные ильменитсодержащие сланцы имеют позднедокембрийский возраст в диапазоне от среднего протерозоя до раннего рифея. Это дало основание Н.И.Коробовой предложить глиноземистые сланцы с ильменитом в качестве своеобразного корреляционного репера верхнего докембрия [6]. Развитие образований рифейского возраста на Полярном Урале подтверждает, что мы имеем дело с особым сообществом близких по возрасту пород, стабильно повторяющимся в разных регионах, то есть со специфичной осадочно-метаморфической формацией [9].

Что же является определяющей причиной особенностей минерального состава таких глиноземистых сланцев: специфика геодинамических обстановок накопления исходных отложений или же дело в своеобразии питающих провинций, свойственном только данному возрастному интервалу? Может быть, дело в характере климатических условий в эпоху образования соответствующих осадков? На данный момент еще слишком мало данных для получения обоснованного ответа, но искать пути к решению этой проблемы, все-таки, нужно.

В книге «Высокоглиноземистые формации докембрия» В.К. Головенок (1977) на основе обобщения большого геологического и петрохимического материала дал оценку условий палеотектонических обстановок накопления высокометаморфизованных глинистых отложений различных регионов. Рассмотренные им метапелиты, развивавшиеся по петрохимически пестрым исходным субстратам, были объединены в несколько групп, различающихся соотношениями определяющих компонентов глинистого материала: каолинитового, гидрослюдистого или смешанного каолинит-гидрослюдистого с примесью монтмориллонита. По геологическим данным каолинитовые метапелиты имеют прямую связь с древними корами химического выветривания, а у гидрослюдистых отложений или глин смешанного состава подобная связь не отмечается. В.К.Головенок предположил, что палеотектонические обстановки накопления докембрийских пелитовых осадков отвечали платформенным или условиям ее «более подвижных» окраин.

Среди изученных им глиноземистых сланцев были и ильменитсодержащие, которые по петрохимическим и геологическим особенностям ничем особо не выделились, даже по титановому модулю. Действительно на диаграмме Al_2O_3– K_2O – MgO (рис. 1) фигуративные точки средних содержаний докембрийских ильменитовых сланцев воскресенской свиты Таймыра, бобровской свиты Тимана, микулкинской свиты пол-ва Канин, париквасьшорской свиты Полярного Урала и кейвской свиты Кольского полуострова сильно разбросаны. Это указывает на то, что по первичному субстрату

данные породы имеют мало общего, а геологические разрезы, в составе которых они принимают участие, весьма разнообразны.

Более информативными оказываются спектры распределения РЗЭ, которые в метаморфизованных глинах хорошо коррелируются с источниками сноса [10]. Характеры спектров редкоземельных элементов ильменитовых метапелитов Таймыра и Полярного Урала идентичны и соответствуют спектрам основных пород пограничных тектонических участков (рис.2). Исходным материалом для глин, за счет которых были сформированы глиноземистые сланцы Северного Тимана и по-ва Канин послужили базиты континентального происхождения. Для сравнения приведены спектры РЗЭ рифейских дистеновых сланцев таганайской свиты Южного Урала, которые не содержат ильменит. Как видно на диаграмме данные метапелиты характеризуются распределением РЗЭ, типичным для кислых пород.

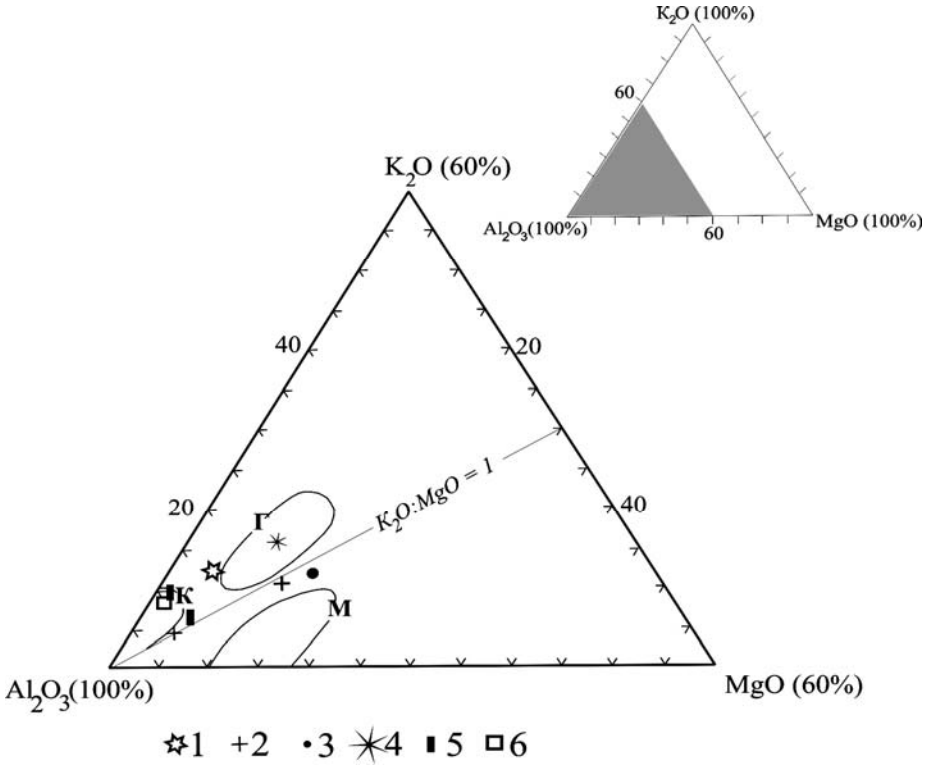


Рис. 1. *Диаграмма Al_2O_3 – K_2O – MgO средних химических составов высокометаморфизованных пелитов различных регионов. Контуры полей К – каолинитовые глины, Г – гидрослюдистые, М – монтмориллонитовые. 1 – метапелиты по-ва Канин (микулкинская свита); 2 – метапелиты по-ва Таймыр (воскресенская свита); 3 – метапелиты Полярного Урала (париквасьшорская свита); 4 - метапелиты Среднего Тимана (бобровская свита); 5 - метапелиты Кольского по-ва (свита Кейв); 6 –метапелиты Южного Урала (таганайская свита).*

Таким образом, можно предварительно сделать вывод, что главной причиной кристаллизации ильменита в глиноземистых сланцах является базитовый состав субстрата исходной коры выветривания, независимо от тектонической обстановки формирования основной магмы.

Для обоснования окончательного вывода нужно иметь дополнительно множество определений химического состава ильменитсодержащих сланцев всех регионов их развития, но особое внимание привлекает все же, свита Кейв, поскольку в пределах ее развития однотипные (близко родственные) пелитовые отложения были преобразованы в широком диапазоне условий метаморфизма – от начальных ступеней зеленосланцевой фации до завершающих стадий амфиболитовой. Это создает исключительные возможности для изучения эволюции титановой минерализации в метаморфических сланцах от стадии зарождения соответствующих минералов (зеленосланцевая фация) до ступени, на которой титан перестает давать собственные фазы, поскольку рассеивается изоморфно в других минералах – рубеж амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Что касается приуроченности титанистых метапелитов к позднему докембрию, то можно предположить, что в составе земной коры на предшествующей стадии истории нашей планеты было больше базитов, чем в последующие эпохи. Архейская кора была ближе к «лунному типу».

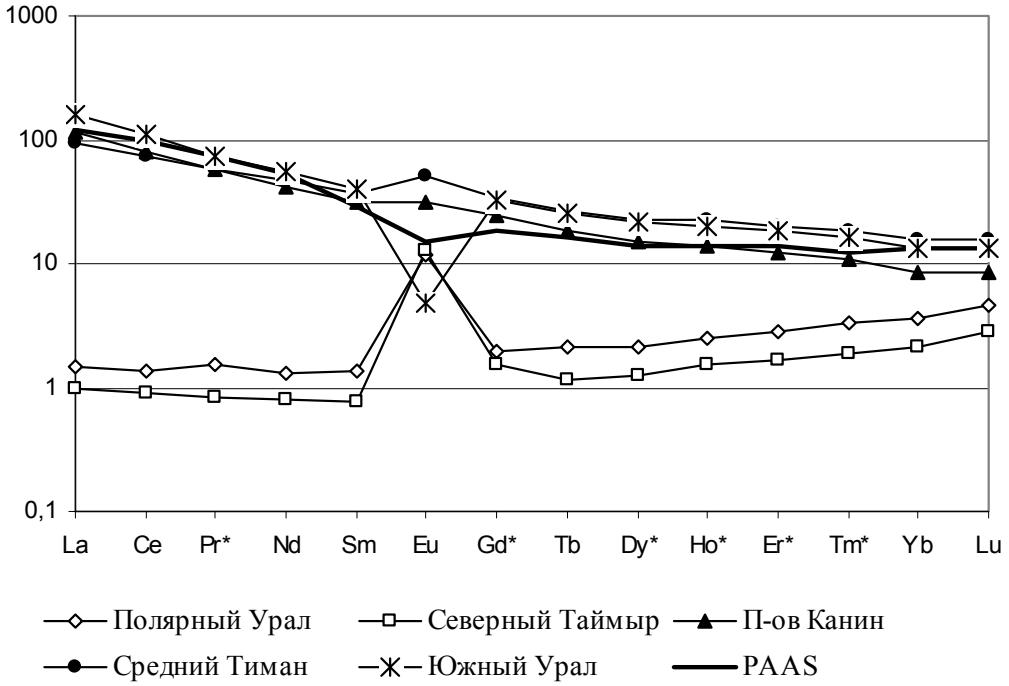


Рис.2. *Распределение нормализованных к хондриту РЗЭ в метапелитах .*

Соответственно, в составе кор выветривания, формировавшихся в постархейское время было больше апобазитового материала, чем в пострифейских. Как пока установлено, все полученные спектры РЗЭ ильменитсодержащих метапелитов свидетельствуют об апобазитовой природе исходных глин. Возможно, дело в том, что в последующие эпохи выветривания состав коры был преимущественно апогранитным. Соответственно, содержание титана в метапелитах, сформированных за счет продуктов этого выветривания, было недостаточным для формирования собственных титановых минералов.

Конечно, пока это всего лишь предварительная гипотеза, нуждающаяся в серьезной проверке и основательных подтверждениях.

Литература

1. ***Бельков И.В.*** Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 319 с.
2. ***Головенок В.К.*** Высокоглиноземистые формации докембрия. Ленинград: Недра, 1977. 267 с.
3. ***Ефимов И.А.*** Генетическая классификация месторождений титана в древних метаморфических толщах. // Очерки по металлогении осадочных пород. М. Изд-во АН СССР, 1961. С. 105 -118.
4. ***Жаднова Т.П., Портнов А.М.*** Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. // Известия АН ССР, серия геол. № 2. 1969.
5. ***Коробова Н.И.*** Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра. // Доклады АН СССР. 1965. Т.162, № 1. С. 15-20.
6. ***Коробова Н.И.*** Титановые парасланцы и их возможное значение для корреляции докембрия. // Корреляция докембрия. Т.1 М.: Наука, 1977. С. 214-216.
7. ***Кочетков О.С.*** Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и п-ова Канин. Л.: Наука, 1967. 119 с.
8. ***Калюжный В.А.*** Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.:Наука,1982. 263с.
9. ***Голубева И.И., Махлаев Л.В., Афонькин М.М*** Ильменитсодержащие метапелиты Полярного Урала и Таймыра и проблема продолжения североуральских структур // ДАН, 2007. Т. 412, №4. С. 518-523.
10. ***Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.*** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА УМБОЗЕРО ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДВА СТОЛЕТИЯ

В.А. Даувальтер[1], Н.А. Кашулин[1], Ю. Лехто[2], Ю. Ернстрем[3]

[1]Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: vladimir@inep.ksc.ru
[2]Университет Хельсинки, г. Хельсинки, Финляндия, e-mail: jukka.lehto@helsinki.fi;
[3]Технический университет Дании, г. Роскильде, Дания, e-mail: jussi.jernstroem@risoe.dk

Исследование химического состава толщи донных отложений (ДО) позволяет восстановить историю условий их формирования для отдельных озер, базируясь на определении фоновых значений содержания различных элементов в ДО и изменений их поступления в течение длительного периода времени. Эти исследования весьма актуальны для территорий с высокоразвитой горнопромышленной индустрией, где существует аномальное распределение элементов вследствие геохимических особенностей и антропогенным влиянием на них. Особую научную значимость они приобретают, когда известна скорость осадконакопления. Спокойные ненарушенные места аккумуляции ДО могут содержать исторические записи прошлых условий (климатических, геохимических), существовавших на водосборе водоема. Если могут быть найдены и исследованы достаточно большие по площади и стабильные во времени места осадконакопления (в которых не происходит, либо физических, либо химических изменений), исследователь может установить химические изменения во времени, и становится возможным установить фоновые значения для данной территории, которые могут быть сравнены с существующими условиями. Когда химические анализы используются вместе с методикой радиометрического датирования (^{210}Pb, ^{14}C), то могут быть оценены исторические изменения качества воды во времени.

В апреле и июле 2005 г. были проведены совместные Российско-Финляндские геохимические исследования (ИППЭС КНЦ РАН и Университет Хельсинки) оз. Умбозера, во время которых были отобраны колонки ДО с 5 станций (рис. 1). Более подробно эти исследования были представлены на IV Ферсмановской научной сессии [2]. В лаборатории ИППЭС КНЦ РАН в пробах помимо главных компонентов были определены концентрации микроэлементов, в том числе и халькофильных элементов (Hg, Cd, Pb, As), в последние десятилетия приобретшие статус глобальных загрязняющих элементов. Методика отбора и химического анализа проб ДО подробно описана ранее [1]. В колонке ДО станции 9 было проведено датирование по изотопу Pb^{210} методом Е.Д. Голдберга [3]. Определение возраста проб в колонке ДО осуществлялось в радиохимической лаборатории Университета Хельсинки. Подробнее методика проведения датирования и его результаты приведены в совместной публикации [5].

Одной из целей исследований являлось восстановление истории формирования химического состава донных отложений оз. Умбозеро, подверженного влиянию выбросов и стоков предприятий горно-металлургического комплекса Мурманской области. Озеро Умбозеро, второй по величине водоем Мурманской области, расположено к востоку от промышленного центра Мурманской области. Антропогенное воздействие на него происходит в значительно меньших размерах, чем на крупнейшее озеро Кольского полуострова Имандра, и осуществляется в основном горнодобывающими предприятиями – рудниками «Восточный» ОАО «Апатит» и «Умбозерский» АО «Севредмет», деятельность которых началась в 70-е годы XX столетия.

В результате исследований было установлено, что к поверхности ДО на всех исследуемых станциях происходит увеличение концентраций Cd (рис. 2). Загрязнение озера этим элементом датируется 40-ми годами XX столетия, т.е. до начала деятельности рудников. Причиной загрязнения может быть начало работы комбината «Североникель» (1938 г.) в г. Мончегорске в 50-ти км к западу от озера. Особенно интенсивно озеро загрязняется в последнее десятилетие, что вероятно связано с деятельностью рудников и трансграничным переносом воздушных масс. Коэффициенты загрязнения (C_f – отношение концентрации элемента в поверхностном 1-см слое донных отложений к содержанию этого элемента в самой нижней части колонки, определяемого как фоновое) Cd находятся в пределах от 4.5 до 8.4, т.е. относятся к значительным и высоким по классификации Л. Хокансона [4]. Наибольшее значение C_f для Cd (классифицируемое как высокое) отмечено в ДО станций 8 и 9 (C_f^{Cd}=8.4 и 8.3 соответственно), наиболее близкорасположенных к месту поступления сточных вод Восточного рудника ОАО «Апатит» (через р. Вуонемйок). Значительные значения C_f для Cd отмечены на станциях 3 и 4 Умбозера. Концентрации Cd в ДО исследуемых озер имеют высокие значения коэффициента корреляции ($r>0.66$) с другими исследуемыми халькофильными элементами (кроме As) и с содержанием органического материала.

По направлению к поверхности ДО концентрации Pb также постепенно увеличиваются и в верхних слоях достигают максимальных содержаний (рис. 2). Увеличение концентраций Pb происходит в начале XX века, что связано с трансграничным переносом из индустриальных районов Европы. Максимальное загрязнение, так же как и Cd, происходит в последнее десятилетие, несмотря на запрещение в западных странах использования этилированного бензина. Значения C_f для Pb также высокие (по классификации Л. Хокансона), как и Cd, и находятся в пределах от 5.5 до 11.9. Максимальное значение C_f для Pb отмечено в ДО станции 8, близко расположенной к устью р. Вуонемйок, по которой в озеро поступают стоки Восточного рудника ОАО «Апатит». Концентрации Pb в толще ДО Умбозера имеют высокие значения коэффициента корреляции ($r>0.66$) со всеми исследуемыми халькофильными элементами (кроме As) и с содержанием органического материала.

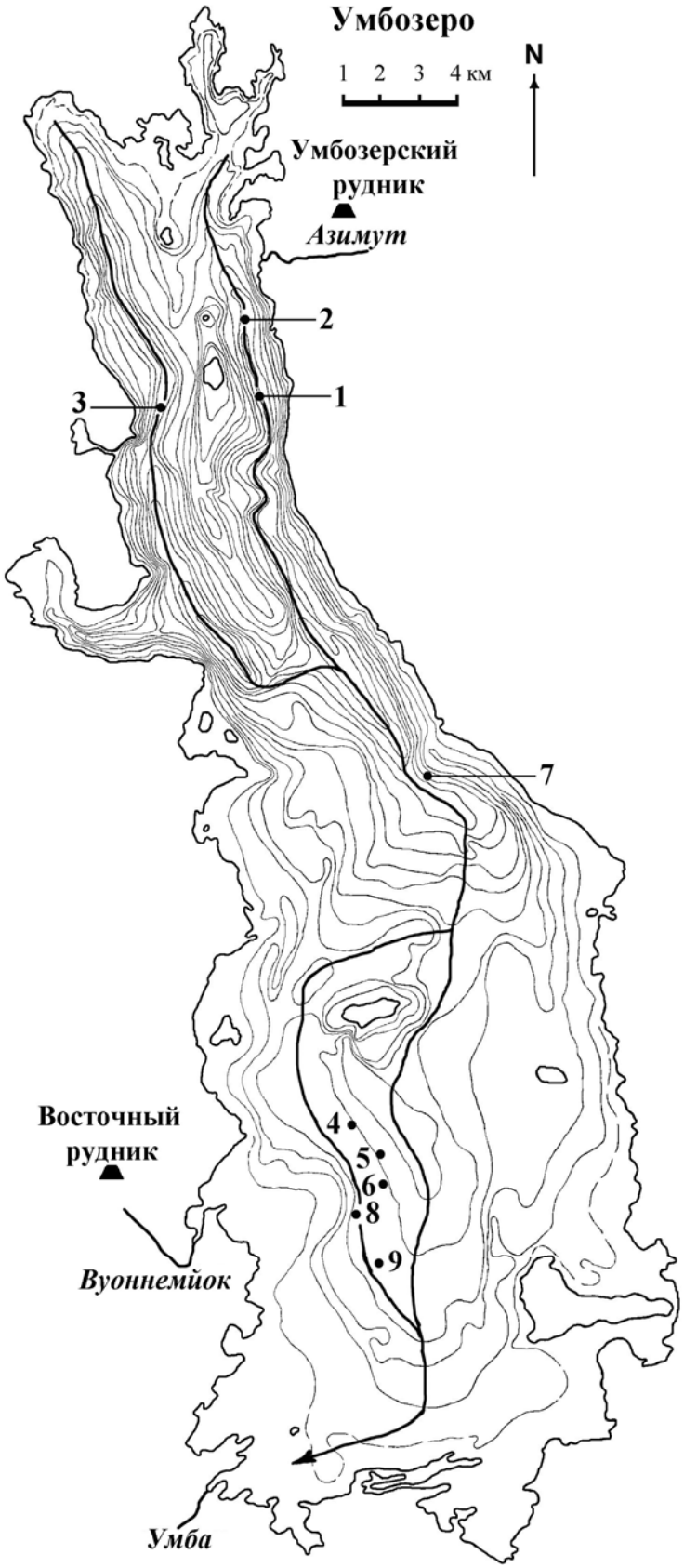


Рис. 1. *Батиметрическая карта оз. Умбозеро. Глубинные изолинии проведены через 10 м. 1-9 – станции отбора проб воды и донных отложений. Сплошные утолщенные линии – предполагаемое направление глубинных течений.*

На всех исследуемых станциях Умбозера к поверхности ДО происходит увеличение концентраций As, ранее отмеченное для Cd и Pb (рис. 2). Это увеличение датируется концом XIX столетия, когда практически никакой хозяйственной деятельности на территории Кольского полуострова не проводилось. Содержание As к поверхности постепенно увеличивается и максимального значения достигает в последние годы. Значения Cf для As в ДО станций Умбозера находятся в пределах от 2.0 до 4.6, т.е. относятся к умеренным и значительным по классификации Л. Хокансона, причем наибольшие значения отмечены не только на станциях расположенных около устья р. Вуонемйок, но и в северной части озера, испытывающей влияние стоков рудника «Умбозерский».

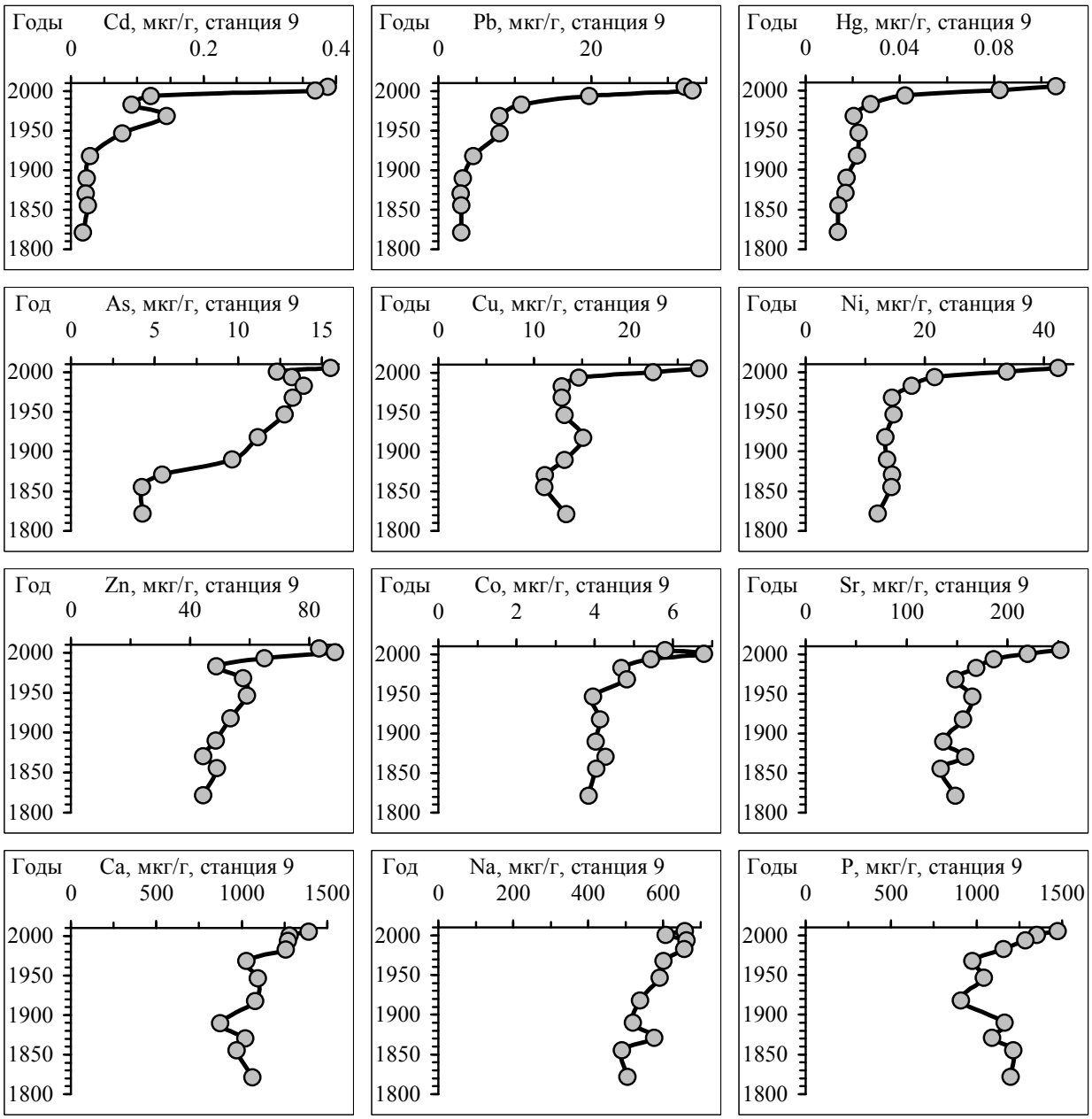


Рис. 2. *Вертикальное распределение щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов, As и P в датируемых донных отложениях станции 9 оз. Умбозеро.*

К поверхности ДО на всех исследуемых станциях Умбозера происходит также увеличение концентраций другого опасного для живых организмов халькофильного элемента Hg (рис. 2). Начало загрязнения озера Hg датируется концом XIX века, но наиболее интенсивное загрязнение этим элементом происходит после ввода в строй рудников на берегу озера. Значения C_f для Hg в ДО находятся в пределах от 3.2 до 6.0, т.е. относятся к значительным, по классификации Л. Хокансона. Наибольшие значения C_f для Hg отмечены в ДО станций 8 и 9 (C_f^{Hg}=5.8 и 6.0 соответственно), близко расположенных к устью р. Вуонемйок. Наблюдаются высокие значения коэффициента корреляции (r>0.51) содержания Hg в толще

ДО исследуемых озер со всеми исследуемыми халькофильными элементами (кроме As) и с содержанием органического материала.

В поверхностных слоях ДО Умбозера было также выявлено увеличение концентраций тяжелых металлов, выбрасываемых в атмосферу плавильными цехами комбината «Североникель», Ni, Cu, Co и Zn (рис. 2). Незначительное увеличение содержания этих тяжелых металлов произошло в начале XX века, а особенно резкое повышение концентраций зафиксировано в последние 20-30 лет. Это связано с увеличением выпуска продукции и соответственно с повышением выбросов комбинатом в 1970-1980 гг. Снижение производства и выбросов комбината привело к уменьшению концентраций Co и Zn в последнее десятилетие. Значения C_f для Ni в ДО находятся в пределах от 1.2 до 3.8, т.е. относятся к умеренным и значительным по классификации Л. Хокансона. Наибольшие значения C_f для Ni отмечены в ДО станций 6, 8 и 9 (C_f^{Ni} от 3.4 до 3.8), близко расположенных к устью р. Вуонемйок. Значения C_f для Cu, Co и Zn в ДО находятся в пределах от 0.9 до 2.5, т.е. относятся к умеренным по классификации Л. Хокансона.

Зафиксировано повышение концентраций щелочных и щелочноземельных металлов (Sr, Ca, Na, K) в поверхностных слоях донных отложений, что связано с поступлением сточных вод с Восточного и Умбозерского рудников (рис. 2). Сточные воды рудников содержат мелкие частицы и пыль минералов (апатит, лопарит), руд и вскрышных пород, содержащих в повышенных концентрациях эти щелочные и щелочноземельные металлы. Начиная с 80-х годов прошлого столетия зафиксировано также и увеличение концентраций P, что связано с поступлением апатитовой руды Восточного рудника (рис. 2).

Судя по материалам изучения ДО Умбозера, исследуемое озеро испытывает антропогенное воздействие, в первую очередь рудников (Восточный и Умбозерский), расположенных на берегах этого самого глубокого озера Мурманской области. В первую очередь, это воздействие сказывается в повышении концентраций в поверхностных слоях ДО таких элементов, как тяжелые, щелочные и щелочноземельные металлы, As и P. Среди тяжелых металлов наибольшие коэффициенты загрязнения зафиксированы для Cd и Pb, т.е. металлов, которые в последние десятилетия относятся учеными-экологами к одним из глобальных загрязняющих элементов, особенно в арктической и субарктической зонах Северного полушария. Значения C_f по этим элементам достигают 8.4 и 11.9 (на станции 8). Зафиксировано также значительное загрязнение Ni, главным источником которого являются выбросы комбината «Североникель».

К глобальным загрязнителям относятся также и Hg и As. Концентрации Hg увеличиваются в поверхностных слоях ДО на всех исследуемых станциях. Значения C_f для Hg находятся в пределах от 3.2 до 6.0. Ртуть является чрезвычайно токсичным металлом, поэтому даже эти относительно небольшие величины C_f могут оказать значительное отрицательное влияние на жизнедеятельность гидробионтов. Мышьяк характеризуется умеренным и значительным загрязнением в ДО исследуемых станций Умбозера. Значения C_f для As в них находятся в пределах от 2.0 до 4.6.

Наибольшие значения степени загрязнения, рассчитанная как сумма коэффициентов загрязнения халькофильных 4 элементов (Cd, Pb, Hg и As), отмечена на станциях 8 и 9 Умбозера – 28.1 и 25.5 соответственно. По классификации Л. Хокансона все станции Умбозера характеризуется как сильно загрязненные по исследуемым 4 элементам.

Следовательно, можно сделать вывод, что оз. Умбозеро испытывает интенсивное воздействие глобального характера, а также загрязняется стоками рудников, что сказывается в первую очередь в повышении концентраций высокотоксичных халькофильных элементов Cd, Pb, Hg и As, других тяжелых металлов (Ni, Cu, Zn, Co), щелочных и щелочноземельных металлов и P в поверхностных слоях ДО озера. Наиболее интенсивное увеличение концентраций практически всех элементов датируется 80-ми годами прошлого столетия, что связано с интенсификацией разработки Хибинских и Ловозерских месторождений.

Литература

1. ***Даувальтер В.А.*** Закономерности осадконакопления в водных объектах Европейской субарктики (природоохранные аспекты проблемы) // Автореф. дис. д.г.н. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 52 с.
2. ***Даувальтер В.А.*** Халькофильные элементы в донных отложениях Умбозера // Тр. Всеросс. (с междунар. участием) научн. конфер. и IV Ферсмановской научн. сессии, посвящ. 90-летию со дня рожд. акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова «Геология и минералогия Кольского региона», Апатиты, 4-6 июня 2007 г. Апатиты: K&M, 2007. С. 211-214.
3. ***Goldberg E.D.*** Geochronology with Lead-210. In: Radioactive Dating. Vienna: IAEA; 1963. P. 145-157.
4. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control – a sedimentological approach // Water Res. 1980. V. 14. P. 975-1001.
5. ***Jernström J., Lehto J., Dauvalter V.A., Hatakka A., Leskinen A., Paatero J.*** Heavy metals in bottom sediments of Lake Umbozero in Kola Region, Russia. In preparation. 2008.

ОБРАЗОВАНИЕ ЦИРКОНА ПРИ ГРАНУЛИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Т.В. Каулина [1], И.В. Капитонов [2], В.А. Жавков [1]

[1] Геологический институт Кольского научногоцентра РАН, г. Апатиты, e-mail: kaulina@geoksc.apatity.ru
[2] ВСЕГЕИ, г. С-Петербург, e-mail: sergeev@mail.wplus.net

Проведены микрозондовые исследования содержания примесей (Hf, Y, Th, U) и распределения РЗЭ в метаморфогенных цирконах из основных и кислых гранулитов ЛГП и Умбинской зоны, также определено распределение РЗЭ в гранатах из этих же пород. Полученные данные позволили выделить реперные типы метаморфогенных цирконов, образующихся в условиях гранулитового метаморфизма. Эти два реперных типа циркона прослеживаются во всех породах Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и Колвицко-Умбинской зоны, а также в большинстве описанных гранулитовых комплексов в мире. Первый тип циркона представлен изометричными бесцветные кристаллами с низким содержанием урана (< 150 ppm), с высоким Zr/Hf (56-66) и относительно низким Th/U (0.22-0.58) отношениям, второй тип представлен темно-коричневыми также изометричными или короткопризматическими кристаллами с бóльшим содержанием Th и высоким содержанием U (до 900 ppm). Ассоциация этих двух разновидностей циркона (Рис. 1) характерна именно для гранулитового метаморфизма и неоднократно описана в литературе. Циркон первого типа выделяется как типичный «гранулитовый» циркон [10,2,18,20,12] а циркон 2-го типа - как характерный для заключительных этапов эволюции гранулитовых поясов [1,7,9]. При изучении циркона первого типа в отраженных электронах (BSE) и в катодных лучах (CL) выявлена тонкая ростовая зональность и специфическая секториальная зональность, с зигзагообразными границами между секторами роста, впервые описанная [19] как зональность «с елочным узором» (Рис. 2). Такой тип зональности объясняется резкими колебаниями скоростей роста граней кристалла при высоких температурах, когда растущие грани переходят от состояния атомно-гладких к атомно-шероховатым, соответственно вызывая переход от послойного к более быстрому адсорбционному механизму роста и обратно. Ростом при высоких температурах объясняется и округлая форма кристаллов циркона, поскольку, чем выше температура, тем меньше остается сингулярных граней. В конце концов, равновесная форма кристаллов будет почти сферической за исключением отдельных небольших плоских участков [11]. При росте в условиях высоких температур, диффузия в твердом теле идет достаточно быстро, примесь имеет

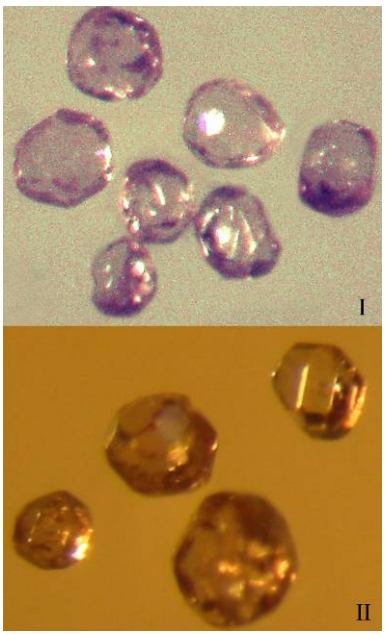


Рис.1. *Типичные цирконы в породах гранулитовой фации (I – бесцветные, II – коричневые).*

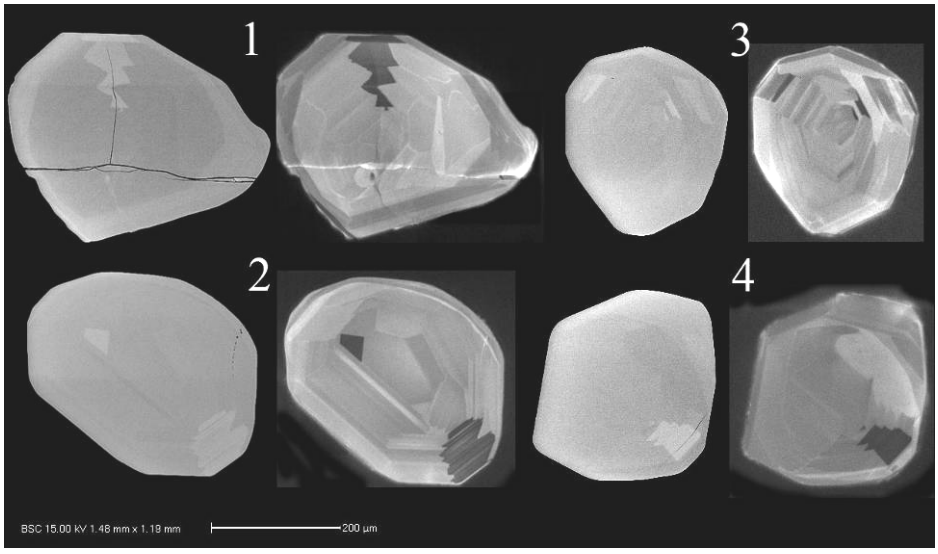


Рис. 2. *Пример ростовой зональности в цирконе из кислых гранулитов, вид в отраженных электронах (BSE) и в катодных лучах (CL).*

возможность покинуть кристалл даже через уже отложившийся слой [11], это объясняет малое содержание примесей в «гранулитовых» цирконах, что определяет меньшую дефектность кристаллов и как следствие

конкордантный возраст «гранулитовых» цирконов. В цирконе второго типа зональность проявлена сильнее, поскольку содержание примесей увеличивается, что связано с понижением температуры.

Возраст цирконов этих двух типов (по результатам U-Pb анализа 25 проб) в пределах ЛГП и Колвицко-Умбинской зоны 1918-1912 и 1910-1904 млн. лет, соответственно [8, 9; 3, 4, 5].

Методом LA ICP-MS определены содержания РЗЭ в метаморфогенных цирконах и гранатах, выделенных из основных и кислых гранулитов ЛГП и Умбинской зоны. Характер распределения РЗЭ в «гранулитовых» цирконах одинаков во всех пробах и сходен с распределением РЗЭ в магматическом цирконе: крутой наклон линии распределения РЗЭ с повышением содержания тяжелых РЗЭ и резко выраженной положительной Ce аномалией (Рис. 3). Распределения РЗЭ в гранате из тех же пород показывает, что содержания HREE в гранате в основных гранулитах ниже, чем в цирконе и, следовательно, цирконы не росли в равновесии с гранатом. Цирконы кислых гранулитов более обеднены тяжелыми РЗЭ, и возможно они росли в равновесии с гранатом. Обогащение циркона РЗЭ и сходное распределение РЗЭ с магматическими цирконами свидетельствует в пользу роста цирконов из небольших порций расплава. Наличие расплава подтверждается также оплавленным характером ядер циркона предыдущей генерации, встречающихся во множестве в новообразованном цирконе особенно в кислых гранулитах.

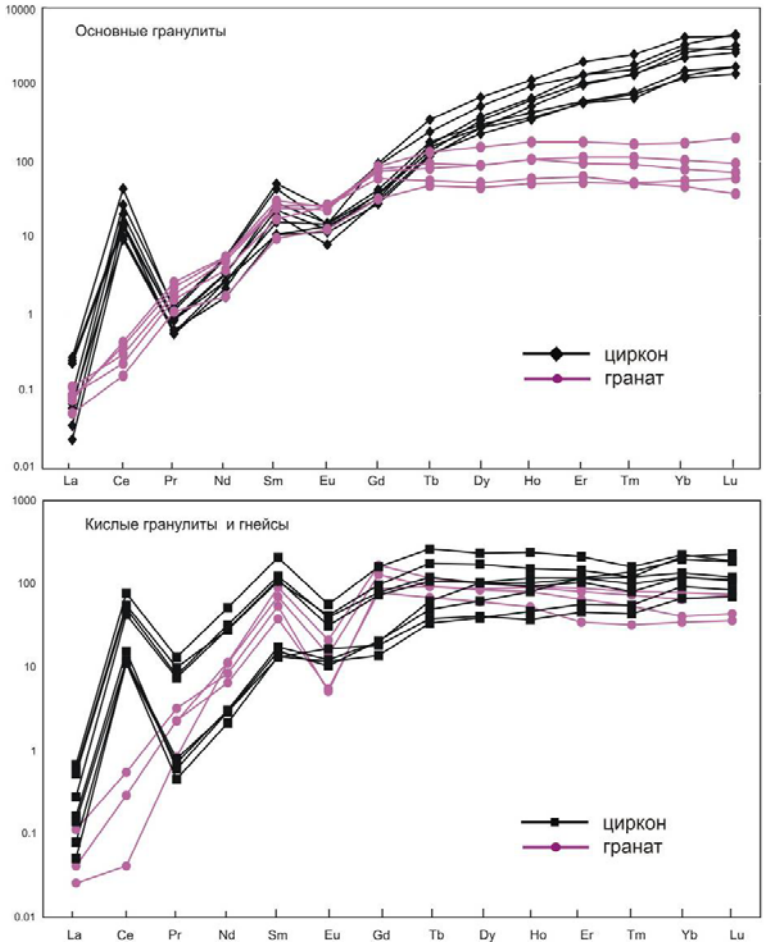


Рис. 3. *Распределение REE в цирконе и гранате из основных и кислых гранулитов ЛГП и Умбинской зоны.*

Если бы метаморфогенный циркон рос из флюида, то он бы имел много флюидных включений [14,17], к тому же влияние флюида отразилось бы на ядрах, придавая им специфическое внутреннее строение, характерное для флюидного воздействия, а все ядра сохраняют свою первичную магматическую зональность. Возможно также образование циркона при метаморфической реакции, то есть при твердофазной диффузии, но для цирконов, для которых это доказано, характерны очень маленькие размеры, до 20 мкм. Поэтому в данном случае рост из расплава не вызывает сомнения, тем более, что изученные цирконы из высокотемпературной лейкосомы (Умбинская зона) по сути мало отличаются от описанных выше цирконов. Обычная реакции плавления при гранулитовом метаморфизме коровых пород: Bt + Pl + Qtz => Crd/Grt + Opx + Kfs+ расплав. Модельные рассчеты, основанные на экспериментальных данных по растворимости Zr (Roberts and Finger, 1997; Watson, Harrison, 1984) показали, что рост циркона в условиях гранулитового метаморфизма из такого расплава происходит на стадии изотермальной декомпрессии при снижении давления до 6 кбар. Встает вопрос об источнике Zr. Изначально предполагали, что новообразованный циркон растет за счет плавления уже существовавшего в породе циркона, но наблюдения показывают, что в основных гранулитах, где не должно быть много предшествующего магматического циркона, количество новообразованного циркона больше, чем в кислых, и он не содержит ядер. По данным Мерилайнена [15] – в пироксеновых гнейсах ЛГП акцессориев в три раза больше, чем в кондалитах. Существует точка зрения (Vavra et al., 1996), что при разрушении биотита высвобождался Zr, адсорбированный на гранях биотита. Считается также, источником Zr для образования нового циркона мог быть гранат, который содержит до 60 ppm Zr [13, 12] и что циркон мог образовываться при декомпрессионной реакции Grt+Sill+Qtz=> Crd с повышением давления H_2O и анатексисом [12]. Поскольку, по данным В. О. Япаскурта (неопубликованные данные), метаморфизм в ЛГП носил аллохимический характер, Zr мог быть привнесен. В любом случае образование циркона происходило на стадии декомпрессии.

Коричневые цирконы более обогащены РЗЭ, и имеют более равномерное распределение РЗЭ, в целом сходное с таковым в «гранулитовых» цирконах. В коричневых цирконах четче выражена ростовая зональность, особенно при переходе от изометричных форм к короткопризматическим. Многочисленные наблюдения показывают, что рост циркона второго типа начинается при переходе к амфиболитовой фации метаморфизма.

Характерное для них высокое содержание урана связывают с активностью CO_2 при постгранулитовом диафторезе [9]. Вначале при сбросе высоких давлений и последующей гидратации возникают обогащенные углекислотой растворы, затем при снижении концентрации CO_2 происходит переотложение урана, что и находит выражение в повышении содержания урана в диафторических цирконах. Вопрос о механизме роста этих цирконов остается открытым. Вероятно их рост связан с обогащенным CO_2 флюидом, но это требует доказательств.

Таким образом, выявлено два реперных типа циркона, характерных для гранулитового метаморфизма и прослеживаемых во всех породах Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и Колвицко-Умбинской зоны, а также в большинстве описанных гранулитовых комплексов в мире. Возраст этих цирконов в пределах ЛГП: 1918-1912 и 1910-1904 млн. лет, соответственно.

Рост цирконов при гранулитовом метаморфизме начинается на стадии субизотермической декомпрессиии и связан с образованием расплава, рост циркона второго типа связан с постгранулитовым диафторезом; именно эти стадии в развитии гранулитовых комплексов отражают получаемые возрасты цирконов.

Работа поддержана грантом РФФИ 07-05-00759, научной школой НШ-1413.2006.5 и Государственным контрактом с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.740.

Литература

1. ***Бибикова Е.В.*** U-Pb геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.

2. ***Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Н.*** Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст. Петрология. 1993. Т. 1. №2. С.215-235.

3. ***Каулина Т.В.*** Результаты U-Pb анализа цирконов из пород пояса Танаэлв // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Материалы X конференции, посв. Памяти К.О.Кратца., Апатиты, 1999, С.51-57.

4. ***Каулина Т.В., Кислицын Р.В., Апанасевич Е.А.*** Заключительные этапы метаморфической эволюции пояса Танаэлв (Кольский регион Балтийского Щита) по результатам U-Pb датирования циркона, титанита и рутила. Геохимия, 2004, № 6. С. 597-603.

5. ***Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.В.*** Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb и Sm-Nd данные // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты. 2005. С.34-53.

6. ***Козлов Н.Е., Козлова Н.Е.*** О генезисе гранатовых плагиогранитоидов Лапландского гранулитового пояса. Вестник МГТУ. 1998. Т 1. № 3. С.43-52.

7. ***Краснобаев А.А.*** Циркон как индикатор геологических процессов, Москва, Наука, 1986, 145 с.

8. ***Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И*** // U-Pb возраст габбро-анортозитовый массивов Лапландского гранулитового пояса. // Доклады Академии Наук. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.

9. ***Нерович Л.И.*** Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса. Автореф. канд. дисс. Апатиты.: ГИ КНЦ РАН, 1999. 23 с.

10. ***Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.*** Геохронология Балтийского щита. М.: Наука, 1980. 132 с.

11. ***Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С. и др.*** Современная кристаллография. Т.3. М.: Наука, 1980. 408 с.

12. ***Degeling H., Eggins S., Ellis D.J.*** Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. Mineral Mag. 2001. № 65. P. 749-758

13. ***Fraser G., Ellis D., Eggins S.*** Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. Geology. 1997. № 25. P. 607-610.

14. ***Hoskin PWO.*** Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO4) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques. J Trace Microprobe Tech. 1998. № 16. P. 301-326.

15. ***Meriläinen K.*** The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. Bull. 281. Geol. Survey of Finland, 1976. 129 p.

16. ***Roberts M.P., Finger F.*** Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? // Geology. 1997. V.25. № 4. P.319-322.

17. ***Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G.*** Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. Am Mineral. 1989. № 74. P. 865-869.

18. ***Schaltegger U, Fanning CM, Gunther D, Maurin JC, Schulmann K, Gebauer D*** Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contrib Mineral Petrol 1999. № 134. P. 186-201.

19. ***Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W.*** Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. Contrib Mineral Petrol. 1996. № 122. P. 337-358.

20. ***Vavra G., Schmid R., Gebauer D.*** Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-togranulite facies zircons: geochronology of the Ivrea zone (Southern Alps). Contrib Mineral Petrol. 1999. № 134. P. 380-404.

21. ***Watson E.B., Harrison T.M.*** Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. //Earth and Planetary Science Letters. 1983. V.64. P.295-304.

КЕЙВСКО-КОЛМОЗЕРСКИЙ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ПЕТРОЛОГИЯ, ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Н.М. Кудряшов, А.В. Мокрушин, Д.В. Елизаров

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Кольский полуостров является одним из классических регионов развития анортозитового магматизма. Анортозиты формировались на разных этапах развития региона и в различных структурных зонах. Они, как правило, не образуют самостоятельных массивов, а ассоциируются с породами разного состава, чаще всего с габброидами и ультрабазитами. Среди архейских габбро-анортозитов Кейвского комплекса выделяются габбро-анортозиты Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов, возраст которых составляет 2.6-2.7 млрд. лет [1], а также более древние, Патчемварекский дифференцированный массив габбро-анортозитов и расположенный в непосредственной близости с ним - Северный массив. Все вышеназванные массивы расположены на границах Кейвского террейна с Мурманским и Центрально-Кольским доменами в зонах глубинных разломов и выделены в качестве Кейвско-Колмозерского габбро-анортозитового комплекса [4].

Цагинский массив в плане имеет овальную форму, располагаясь в западной части Кейвской структуры. Вмещающими породами являются гнейсо-граниты архейского возраста. Кровлей массива предположительно являлись кейвские гнейсы [2], ксенолиты которых отмечены в северо-восточной части массива. В свою очередь, массив прорывается щелочными гранитами с образованием в краевых частях зон щелочных апогаббroидных метасоматитов и сланцеватых амфиболитов. В центральной части массива отмечается широкое развитие автометасоматических преобразований габброидов, которые генетически связаны с магматической кристаллизацией интрузива [5]. Породы Цагинского массива не несут следов регионального метаморфизма и сохраняют большое разнообразие первичных структур и текстур. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, оливин, клинопироксен, ортопироксен и титаномагнетит.

Ачинский массив находится в северо-восточной части Кейвской структуры и представляет собой пластинообразное тело длиной около 100 км при ширине, варьирующей от первых километров до нескольких десятков метров. Массив приурочен к тектоническому контакту гнейсов-гранитов Мурманского домена с метаэффузивами кейвской серии. Первичные интрузивные контакты сохранились лишь на отдельных участках. Ачинский массив образован преимущественно крупнозернистыми сильно рассланцованными метагаббро-анортозитами, метагаббро и подчиненными им количественно тремолитовыми амфиболитами по ультраосновным породами [3]. Породы массива метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. В центральных частях массива среди метагаббро-анортозитов отмечаются слои титаномагнетитовых руд мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки метров.

Патчемварекский массив представлен небольшими пластовыми интрузиями мощностью до двух километров и состоит главным образом из габбро-анортозитов и эндоконтактных пироксенитов и габбро. Массив сложен весьма однообразными среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Породы имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллам плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Состав плагиоклаза по разрезу закономерно меняется, что свидетельствует о скрытой расслоенности. Иногда отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. С юго-запада, по зоне разлома, массив контактирует с гранат-ставролитовыми и двуслюдяными гнейсами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, с северо-востока, через зону хлоритовых бластомилонитов, с мигматизированными гнейсо-гранитами Мурманского домена. Имеющиеся возрастные данные для гнейсов зоны Колмозеро-Воронья и для гранитогнейсов Мурманского блока 2.7-2.8 млрд. лет. Контакты массива тектонические.

В 1.5 км к северу от него среди гранитогнейсов расположен Северный массив габбро-анортозитов. С севера он прорван интрузией Колмозерских гранодиоритов. Массив сложен крупнозернистыми метагаббро-анортозитами. В его лежачем боку сохранились ультраосновные дифференциаты с наблюдаемой ритмичной расслоенностью, характеризующаяся чередованием метагабброидов и метаперидотитов.

Химический состав габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов характеризуется низкой щелочностью и более высокой магнезиальностью по сравнению с габбро-анортозитами Цагинского и Ачинского массива. Значительное отличие отмечается в исключительно высокой основности нормативного плагиоклаза. Доля анортита в плагиоклазе для Цагинского и Ачинского массивов составляет в среднем 45-65 мол. %, для Патчемаверекского и Северного массивов 70-85 мол.% (рис.1).

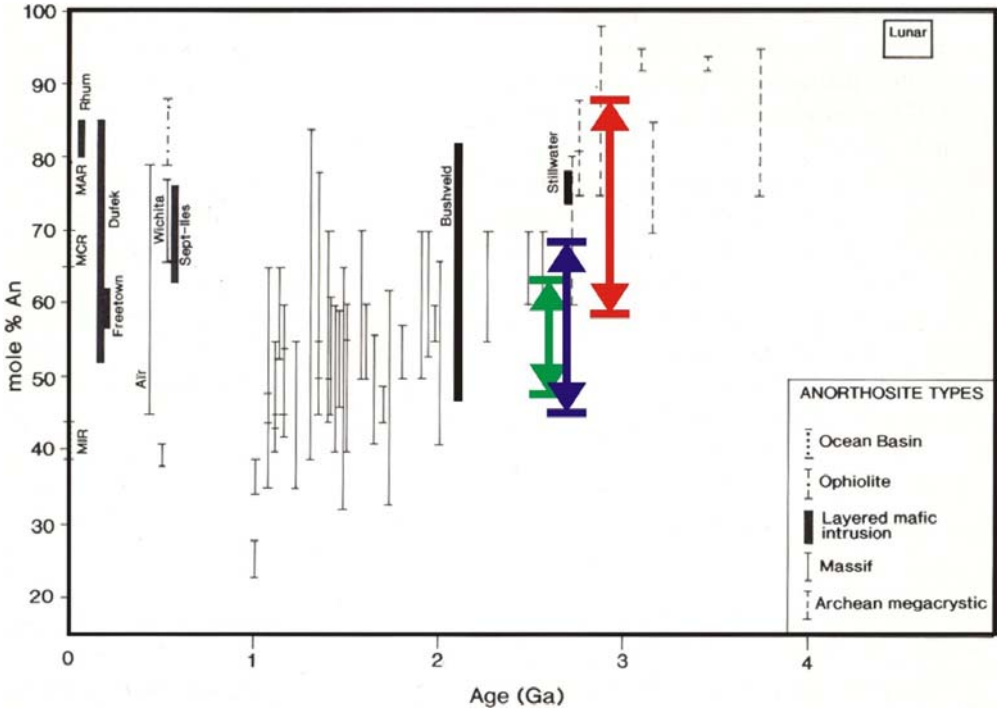


Рис. 1. *Распределение типов анортозитов во времени и мольная доля анортита в плагиоклазе [5].*

Изотопно-геохронологические результаты для габбро-анортозитов Патчемварекского массива приведены на рис.2. U-Pb возраст четырех фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией составил 2925±6 млн. лет. Морфологические характеристики циркона свидетельствует о его магматическом генезисе.

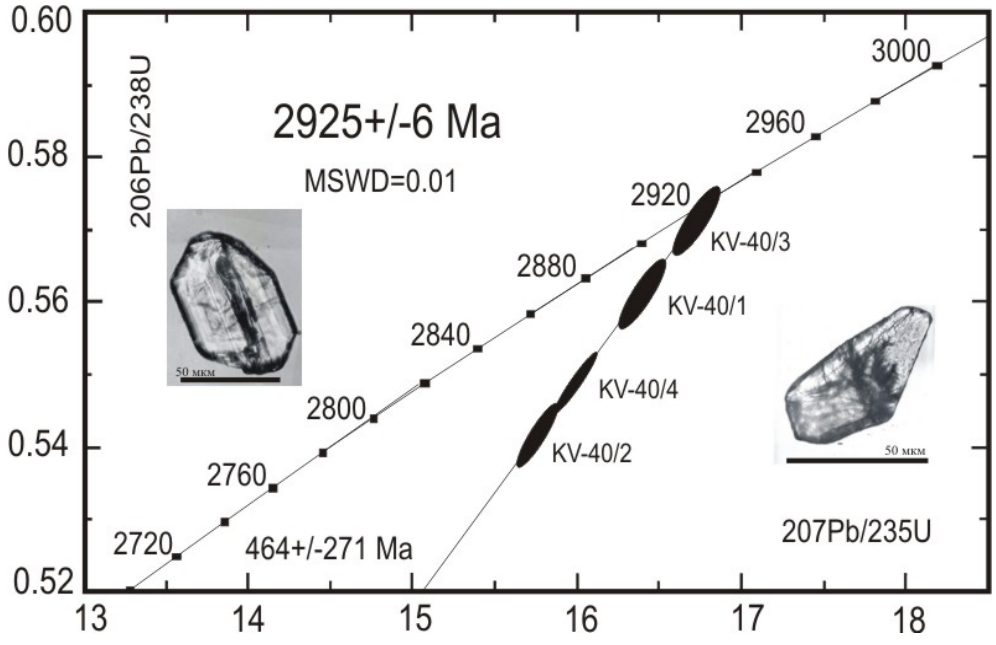


Рис. 2. *Диаграмма с конкордией для метагаббро Патчемварекского массива.*

Габбро-анортозиты Патчемварекского массива имеют весьма низкие содержания REE (Ce_n = 2.2-4.2, Yb_n = 1.6-2.6), пологое распределение REE (La/Yb_n = 1.6-2.6) и отчетливую положительную Eu аномалию (Eu/Eu* = 1.97-2.24).

Амфиболиты и метагаббро зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья имеют подобное распределение редких земель, но более высокие общие содержания (Ce_n = 11-21, Yb_n = 8.9-9.2, La/Yb_n = 1.2-2.3) и не имеют Eu аномалии (Eu/Eu* = 0.97-1.07). Габбро-анортозиты Цагинского и Ачинского массивов имеют низкие и умеренные содержания REE (Ce_n = 5-23, Yb_n = 1.5-6.8), сильно фракционированное распределение REE (La/Yb_n = 4-10) и отчетливую положительную Eu аномалию (Eu/Eu* = 1.8-3.1). Комагматичные им габбро-нориты имеют схожее распределение REE, но не имеют Eu аномалии (рис. 3). ε_{Nd} для анортозитов Патчемварекского массива составляет -1.46, $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ =070102±8. ε_{Nd} для габбро-анортозитов Цагинского массива - +1.88-0.02, для Ачинского - +0.20, $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$=0.70162±4.

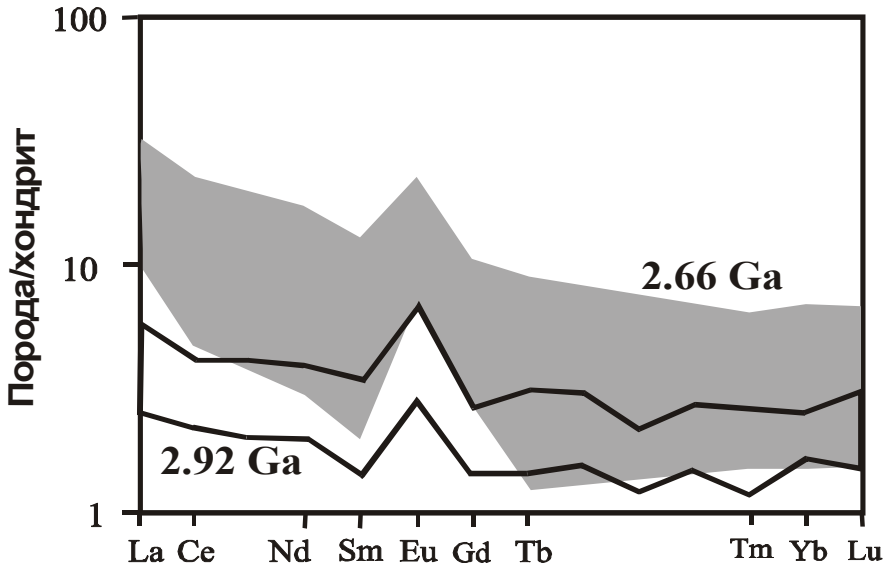


Рис. 3. *Распределение хондритнормализованных REE в анортозитах и габброидах Цагинского и Ачинского массивов (залитое) и Патчемварекского массива.*

Работа выполнена в рамках научной школы НШ-1413.2006.5, Государственного контракта с федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403 и по программам ОНЗ РАН №4 и №8.

Выводы:

- Интрузии Кейвско-Колмозерского габбро-анортозитового комплекса являются специфическими образованиями шовных зон глубинных разломов, формировавшихся в неоархее;
- Формирование Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов комплекса происходило 2.67-2.66 млрд. лет, Патчемварекского массива - 2.92 млрд. лет;
- Петрохимические характеристики свидетельствуют о меньшей дифференциации расплава Патчемварекского массива по сравнению с расплавами других неоархейских габбро-анортозитовых массивов;
- Предполагается, что первоначальная магма Патчемварекских анортозитов относится к базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов, а первоначальная магма Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьозерского анортозитовых массивов к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

Литература

1. ***Баянова Т.Б.*** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб.: Наука, 2004. 176 с.
2. ***Козлов Е.К.*** Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
3. ***Мирская Д.Д.*** Петрология метабазитов Кейв. Л.: Наука, 1968. 125 с.
4. ***Шарков Е.В.*** Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова. В кн.: Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.
5. ***Юдин Б.А.*** Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1981. 126 с.
6. ***Ashwal L.D.*** Anorthosites. Springer-Verlag: Berlin, 1993. 422 p

РАДИАЦИОННО-ГИГИЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАК СЫРЬЯ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА СТРОИТЕЛЬНОГО ЩЕБНЯ

В.В. Лащук[1], Т.В. Беляева[2], Н.А. Мельник[1], Т.Т. Усачёва[1]

[1]Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева Кольского научного центра РАН
[2]ОАО «МГРЭ» г. Апатиты, e-mail: laschuk@chemy.kolasc.net.ru

В настоящее время, на Мурманском побережье ОАО «МГРЭ» проводит разведку месторождений строительного камня. Этот вид строительных материалов необходим для возведения объектов по переработке, хранению и транспортировке углеводородов, которые будут добываться на шельфе Баренцева моря. Мурманский берег Кольского полуострова сложен гранитоидами. Объектом исследований послужили граниты месторождения «Домашнее», которое располагается в пределах центрального (Териберско-Варзинского) блока Мурманского террейна [1-3, 6]. На начальном этапе проведены детальные радиационно-гигиенические исследования. Цель этих исследований – установить влияние геологических факторов на радиоактивность гранитов и определить области использования их в строительстве.

Анализ минерального состава, структурных показателей и радиационно-гигиенических характеристик показал, что гранитоиды месторождения «Домашнее» представлены преимущественно плагиоклазовыми и ортоклазовыми разностями гранитов, которые, как правило, лейкократовые и в различной степени микроклинизированные (таблица 1).

Таблица 1.

Минеральный состав, структурные и радиационно-гигиенические показатели строительного щебня, полученного из гранитов месторождения «Домашнее»

Порода	№ пробы	Минеральный состав[1], об.%									
		Pl	Ort	Q	Mk	Bt	Hbl	Cpx	Me	Ep	Ap
Лейкогранит	С-4	28.2	23.7	17.6	**29.2**[4]	0.6			0.3	0.4	
Плагиогранит	7п-1	**51.8**	10.5	18.7	14.2	3.5			0.5	0.8	
Плагиогранит	7п-2	40.2	31.1	**24.4**	3.0	1.1			0.1	0.1	
Плагиогранит	6с-1	27.1	14.3	21.7	**28.4**	5.2		2.3	0.9		0.1
Лейкогранит	С-1	28.8	**45.2**	23.4		1.1			1.0	0.4	0.1
Гранит	С-6	27.1	**40.0**	**29.6**	0.2	1.5		0.8	0.5	0.2	0.1
Гранодиорит	С-3	37.1	33.5	21.7	5.3	0.6		1.4	0.2	0.1	0.1
Гранит	5п-1	20.2	**44.8**	**27.3**		2.4			1.4	**3.8**	0.1
Диорит	5п-3	**40.9**	2.4	5.3	4.8	**17.4**	2.5	**23.7**	1.0	0.9	**1.1**
Плагиогранит	6-2	**49.6**	7.0	17.1	19.6	5.3			0.8	0.5	0.1
Амфиболит	С-7	40.0	6.4	2.4		2.7	**37.0**	4.0	**6.6**	0.1	**0.8**
Диорит (Q)	С-5	9.7	**61.9**	18.1		**8.2**			1.1		**1.0**
Среднее значение		33.4	27.1	18.9	8.7	4.1	3.3	1.8	1.2	0.6	0.3
Доверительный интервал[3]		25.7-41.0	15.1-39.0	13.9-24.0	1.7-15.8	1.4-7.1	0.0-9.9	0.0-4.1	0.1-2.3	0.1-1.3	0.0-0.6
Коэффициент вариации		0.36	0.70	0.42	1.29	1.15	3.23	2.07	1.46	1.72	1.42

продолжение таблицы 1.

Порода	№ пробы	Структурные показатели[2]				Содержания радионуклидов, Бк/кг				Вторичные изменения минералов, структуры породы
		Dср	Кф	Кнр	Кнф	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th	$A_{эфф}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
LGR	С-4	**0.56**	1.78	4.63	3.00	**1130**	4	22	**130**	к/з, Hbl хлоритизирован
plGR	7п-1	0.49	**2.03**	**7.42**	4.82	690	6	**40**	**120**	с/з-к/з, Mk-пертит, Q-Ep-Ser-Chl агр., Pl сос. Bt хл.
plGR	7п-2	**0.68**	1.25	4.84	**5.46**	650	8	**36**	**113**	гибрит. ГП, Mk-пертит, Mk сериц., Pl эп., Bt хл.
plGR	6с-1	0.52	1.74	5.08	4.52	602	8	**33**	**104**	порфир. МК, Q-Mu-Mk-Me-Ep агрегаты, Pl сос.
LGR	С-1	0.45	1.26	3.98	3.33	546	**12**	21	87	Ksp выветр., Mk-пертиты, Pl эп.
GR	С-6	**0.60**	1.88	4.23	3.09	508	8	23	83	к/з, гибридиз. порода, анти-пертит, сагенит, Ser
GRD	С-3	0.53	1.80	4.33	2.76	**755**	3	8	80	с/з-к/з, Mk-пертит, Hbl и Bt эп. и хл., Mk сериц.
GR	5п-1	0.48	**2.02**	**6.39**	3.13	506	7	20	79	Q-Ep-Chl-Ser агрегаты, Pl сосюр-хлорит Bt сагенит
DI	5п-3	0.37	**2.22**	4.40	**8.61**	480	5	24	79	измен. ГП, Bt-Me-Ep каймы, Cpx замещен Bt

plGR	6-2	0.39	1.48	4.20	3.42	655	**10**	3	69	Pl эпидотиз., сосюритиз., Bt хлоритизирован
AM	C-7	0.23	**2.06**	2.43	3.59	457	3	3	48	м/з плагиоамфиболит
qDI	C-5	0.36	**2.06**	**5.50**	2.93	448	4	1	47	м/з
Среднее значение		0.47	1.80	4.79	4.06	619	7	20	87	
Доверительный интервал		0.40-0.54	1.62-1.98	4.08-5.50	3.11-5.00	512-726	5-8	12-27	72-101	
Коэффициент вариации		0.26	0.18	0.26	0.41	0.31	0,41	0,66	0,30	

Примечание: 1 – Минералы: Pl – плагиоклаз, Ort – ортоклаз, Mk – микроклин, Q – кварц, Cpx – клинопироксен, Hbl – амфибол, Bt – биотит, Ep – эпидот, Me – рудный минерал, Ap – апатит, Chl – хлорит, Ser – серицит, Mu – мусковит; 2 – Структурные показатели: Dcp – средний размер минерала в мм, Кф – коэффициент формы, Кнр и Кнф – коэффициенты неоднородности породы соответственно по размеру и по форме минеральных зерен [5]; 3 – Доверительный интервал среднего значения при надежности 0.95; 4 – Жирным шрифтом выделены и подчеркнуты значения, которые соответственно выше и ниже доверительного интервала.

Минимальные значения удельной эффективной радиоактивности характерны для амфиболитов и диоритов, меньше для плагиогранитов и гранодиоритов. То есть, наблюдается увеличение радиоактивности горных пород в следующей последовательности: амфиболит →диорит →гранодиорит →гранит →плагиогранит →лейкогранит. Группа радиоактивных (Аэфф > 72 Бк/кг) пород – лейкократовые граниты и плагиограниты. Эти разновидности гранитов отличаются широким развитием процессов микроклинизации, наличием микроклин-пертитов, увеличением зернистости и содержания радионуклидов ^{232}Th, превышающего значение 30 Бк/кг, что свидетельствует о гибридном происхождении этих пород. Показатель среднего размера минеральных зерен значимо взаимосвязан с радиационно-гигиеническими характеристиками Аэфф, ^{232}Th и меньше – ^{40}K, о чем свидетельствуют парные коэффициенты корреляции, составляющие соответственно значения 0.74, 0.64 и – 0.45. Это свидетельствует о том, что в процессе микроклинизации ортоклаза происходит перекристаллизация и увеличивается зернистость гранитов.

Анализ корреляционной матрицы взаимозависимости минерального состава с содержанием радионуклидов показал, что выделяются четыре значимых фактора (таблица 2). Первые два фактора генеральные, а третий и четвертый – второстепенные факторы.

Таблица 2.

Корреляционный и факторный анализ МГК взаимозависимостей показателей минерального состава и содержания радионуклидов в горных породах месторождения «Домашнее».

Коэффициенты корреляции, $r_{зн}$												**Нагрузки на факторы, $\omega_{зн}$**			
минеральный состав, об%								содержания радионуклидов, Бк/кг				факторы			
Pl	**Ort**	**Q**	**Mk**	**Bt**	**Hbl**	**Cpx**	**Me**	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th	$A_{эфф}$	1ф	2ф	3ф	4ф
100	-81	**-36**									**26**		73		**-46**
	100	63	**-44**	**-34**	**-37**	-53	**-29**					**-38**	-87		
		100		-56	-69	-68	-65		50	**33**	**35**	-84	**-44**		
			100				**-29**	70		**27**	59	**-38**	67		**28**
				100		82		**-40**			**-30**	50	**26**	-75	**29**
					100	**26**	98	**-29**	**-40**	**-39**	**-47**	80		50	
						100		**-31**	**-29**			63	**42**	-54	
							100	**-40**	**-33**	**-44**	-57	82		**43**	
								100			71	-54	**48**	**49**	**41**
									100	**29**		**-45**		**-31**	-66
										100	82	-55	**46**	**-29**	**-29**
											100	74	58		
Вклады факторов (компонент), %												**36**	**25**	**15**	**11**
Интерпретация факторов												**Радио-активности пород**	**Полево-шпатовый**	**Темно-цветных минералов**	**Содер-жания ^{226}Ra**

Примечания: 1 – Обозначения показателей см. табл. 1; 2 – Приведены коэффициенты корреляции и факторные нагрузки, увеличенные в 100 раз и при n=12 отличаются от 0 с надежностью 0.95 при их абсолютных значениях $r_{зн}$, $\omega_{зн} \geq 0.25$; 3 – Жирным шрифтом выделены коэффициенты парной корреляции и нагрузки при факторах, которые превышают значение ≥ 0.50.

Признаковая структура этих факторов имеет следующий вид:

$$1ф\ (36)\ \frac{82Me,80Hbl,74Аэфф,63Cpx,50Bt}{84Q,55Th232,54K40} \quad (1)$$

$$2ф\ (25)\ \frac{73Pl,67Mk,58Аэфф}{87Ort} \quad (2)$$

$$3ф\ (15)\ \frac{50Hbl}{75Bt,54Cpx} \quad (3)$$

$$4ф\ (11)\ \frac{\qquad}{66Ra226} \quad (4)$$

Первый фактор характеризует взаимосвязи радиационных характеристик с показателями минерального состава основных и кислых пород (1). Поэтому его условно можно назвать «фактором радиоактивности пород». Второй фактор включает показатели содержания полевых шпатов, которые преобладают в горных породах и оказывают существенное влияние на показатель их удельной эффективной радиоактивности (2). Этот фактор следует назвать «полевошпатовым фактором». Сумма вкладов первого и второго факторов в общую дисперсию составляет 51 %, что свидетельствует о том, что эти факторы хорошо характеризуют взаимосвязи показателей изучаемой системы. Второстепенные третий и четвертый факторы можно назвать соответственно «фактором темноцветных минералов» (3) и «фактором содержания радионуклидов ^{226}Ra» (4). Эти факторы отличаются минимальным вкладом в общую дисперсию системы.

Регрессионная эмпирическая модель зависимости удельной эффективной активности от минерального состава горных пород имеет следующий вид:

$$Аэфф = 1013 – 9.021\ Pl – 8.810\ Ort – 9.902\ Q – 7.136\ Mk – 9.984\ Cpx+Hbl – 16.264\ Bt – 9.144Me+Ep+Ap; \quad (5)$$

где $R_{мн}$=0.83, F=1.24

(t_{Pl}=1.05, t_{Ort}=1.12, t_Q=0.99, t_{Mk}=0.97, $t_{Cpx+Hbl}$=1.10, t_{Bt}=1.15, $t_{Me+Ep+Ap}$=1.09)

Установлено, что основной причиной увеличения радиоактивности гранитов месторождения «Домашнее» является калиево-кварцевый метасоматоз, сопровождаемый микроклинизацией гранитов. Повышение содержания микроклина обуславливает увеличение содержания радионуклидов ^{40}K и способствует увеличению общей удельной эффективной радиоактивности гранитов. Субстратом для гранитоидов послужили низко радиоактивные плагиоклазовые и ортоклазовые гнейсы, которые характеризуются не высоким содержанием кварца. В толще гранитоидов содержатся плагиоамфиболиты и диориты, которые отличаются минимальными содержаниями радионуклидов ^{232}Th и ^{226}Ra. Наши исследования согласуются с результатами региональных исследований процессов образования плагиомикроклиновых мигматит- и анатектит-гранитов центрального блока Мурманского массива. Формирование этих пород происходило на фоне последовательного снижения температуры (и давления), сохранения последовательного повышенного потенциала воды и прогрессирующей роли калия в метасоматических растворах [6]. Новообразованные амфиболы, эпидот и биотит свидетельствуют об условиях, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма. В пределах центрального блока Мурманского массива близким промышленным аналогом гранитов месторождения щебня «Домашнее» являются граниты месторождения облицовочного камня «Одъявр» [4]. Среднее значение удельной радиоактивности гранитов месторождения щебня «Домашнее» составляет 96 Бк/кг (n=9), что в три раза ниже, чем у гранитов месторождения «Одъявр».

Таким образом, изученные граниты месторождения «Домашнее» характеризуются низкой радиоактивностью, не превышающей нормативный показатель Аэфф=370 Бк/кг, и пригодны для использования в строительстве без каких-либо ограничений.

Литература

1. ***Ветрин В.Р.*** Гранитоиды Мурманского блока. – Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1984. – 124 с.
2. Геология рудных районов / В.И. Пожиленко, Б.В. Гавриленко, Д.В. Жиров, С.В. Жабин. – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2002. – 359 с.
3. Геология СССР. Том 27. Мурманская область, часть 1. Геологическое описание / Ред. Л.Я Харитонов. – М.: ГНТИ, 1958. – 714 с.
4. ***Лащук В.В., Мельник Н.А., Усачева Т.Т.*** Особенности радиоактивности гранитов месторождений облицовочного камня Кольского полуострова // Горный журнал, 2001, вып. 3. – С.89-93.
5. ***Ржевский В.В., Новик Г.Я.*** Основы физики горных пород. – М.: Недра, 1978. – 390 с.
6. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия / В.П. Петров, О.А. Беляев, З.М. Волошина и др. – Л.: Наука, 1990. – 184 с.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНАЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЪЁМКА ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОИСКАХ И СЪЁМКАХ НА ЗАКРЫТЫХ ПЛОЩАДЯХ

А.К. Лебедев, О.А. Грачёв

ООО Научно-Производственное Предприятие "геохимические поиски", г. Санкт-Петербург, e-mail: natl@mail.wplus.ru

На Кольском полуострове большая часть площадей закрыта для непосредственных геологических наблюдений: либо перекрыты ледниковыми отложениями, либо заболочены. При таких условиях эффективность поисков месторождений и геологического картирования без применения глубинных методов исследований достаточна низка. Традиционно к глубинным методам относят геофизические методы исследований, результаты интерпретации которых очень часто неоднозначны. В настоящее время эффективность геологических работ на таких площадях можно поднять, применяя глубинные геохимические методы.

В 70-80-е годы ленинградской школой геохимиков (Сафроновым Н.И., Рыссом Ю.С., Антроповой Л.А., Лобановой А.Б., Свешниковым Г.Б., Путиковым О.Ф. и др.) было доказано (с теоретических позиций и на практике) существование ореолов восходящей миграции высокоподвижных форм элементов от геологического объекта способных достичь дневной поверхности с глубин в сотни метров и накапливаться в почвах и растениях. Работы указанных авторов позволили разработать геохимические методики поиска глубокозалегающих рудных и нерудных полезных ископаемых. В основе методик лежит картирование распределения концентраций подвижных форм элементов-индикаторов руд (УВ залежей) в почвах, а не валовых их содержаний в почвах, распределения которых в лучших случаях позволяют вести поиск месторождений залегающих на глубинах до 10 м:

- Метод металлорганических почвенных форм (МПФ) (Антропова Л.А.) картирует распределение подвижных форм элементов, фиксирующихся фульватными кислотами почв.
- Метод диффузионного извлечения металлов (МДИ) (Алексеев Г.С., Виноградов В.Н., Духанин А.С.) картирует распределение сорбированных на глинистых частицах почв элементов.
- Метод частичного извлечения металлов (ЧИМ) (Гольдберг И.С., Рысс Ю.С.) картирует распределение электроподвижных форм элементов.
- Термомагнитный геохимический метод (ТМГМ) (Ворошилов Н.А.) картирует распределение подвижных элементов в почвах, сорбирующихся на гидроокислах железа и марганца.
- Метод газовой съёмки с определением содержаний тяжёлых металлов в почвенном воздухе (Крчемарек) картирует распределение газовых форм миграции элементов в почвах.

Перечисленные выше методики успешно используются с конца 80-х годов при поисках на закрытых территориях и глубоко залегающих рудных и нерудных полезных ископаемых в различных регионах России и за рубежом (Канада, Австралия, Китай)

К настоящему времени доказано, что в зависимости от влажности и температуры почв меняется их pH и eH, а, следовательно, происходит и перераспределение содержаний элементов между различными формами нахождения элементов в почвах. Из этих наблюдений вытекает вывод: для большей надёжности поиска с использованием перечисленных методик поиски необходимо вести по 2-3 методикам одновременно, что ведёт к увеличению объёмов работ, их удорожанию, к усложнению интерпретации результатов съёмок.

Растения питаются только подвижными формами элементов почв и усваивают практически все их формы, т.е. растение отражает суммарное распределение подвижных форм элементов в почве. Следовательно, изучая микроэлементный состав растений на площади или профиле можно откартировать распределение подвижных форм элементов в почвах, но в более интегрированной форме, чем при изучении 2-3 подвижных форм. Рассмотренные выше идеи и легли в основу созданной А.Б. Лобановой (С-ПбГУ) и А.К. Лебедевым (ВИРГ-Рудгеофизика) инструментальной биогеохимической съёмки (ИБС).

Инструментальная биогеохимическая съёмка (ИБС), в отличие от других геохимических методов поиска по подвижным формам элементов (МПФ, МДИ, ЧИМ, ТМГМ и др.), дешевле и производительнее в 2-3 раза и значительно оперативнее: ИБС позволяет получать предварительные результаты съёмок через 2-3 дня после отбора проб.

Отличительными признаками ИБС от традиционной биогеохимической съёмки являются:

- растения анализируются рентгеноспектральным методом (РСА) без их озоления. При этом материал анализируемой пробы полностью сохраняется, и концентрации элементов определяются на количественном уровне. Исключается ошибка анализа: в случае сомнений в результатах анализа любую пробу можно проанализировать сколько угодно раз;
- получение хорошо воспроизводимых количественных определений содержаний элементов позволяет при обработке результатов ИБС применять методы многомерной статистики, что даёт возможность картировать факторы геологических объектов (руд, УВ, кимберлитов и т. д.) резко повышая поисковую геологическую эффективность метода;
- при выборе растений для съёмок предпочтение отдаётся высокозольным растениям (лишайникам, мхам, осокам), а не растениям с большой корневой системой (деревьям, кустарникам), как наиболее информативным для геологических поисков (Л.В.Ковалевский);
- при интерпретации данных ИБС учитывается, что подвижные формы элементов, которыми питаются растения, могут поступать в почву с больших глубин (с глубин в сотни метров, до первых км). Глубинность ИБС определяется не глубиной проникновения корневой системы растений, а глубиной с которой подвижные формы элементов поднимаются потоками восходящей миграции к поверхности земли.

ИБС успешно применялась при поисках золоторудных, медно-никелевых, полиметаллических руд, медистых песчаников, кимберлитов, залежей УВ в самых различных регионах России в том числе и на Кольском полуострове (при поисках кимберлитовых трубок, золота, медно-никелевых руд). Имеется пример успешного применения ИБС и при геологическом картировании под Мончегорском (1995г.).

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НЕКОТОРЫХ ИСКУССТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ С РАСТВОРАМИ СУЛЬФАТА НИКЕЛЯ

Д.В. Макаров [1], С.И. Мазухина [2], А.А. Нестерова [1], Д.П. Нестеров [1], Ю.П. Меньшиков [3], И.В. Зоренко [1], В.А. Маслобоев [2]

[1] Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева Кольского научного центра РАН, e-mail: makarovdv@chemy.kolasc.net.ru г. Апатиты
[2] Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН г. Апатиты
[3] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

Введение

Разработке методов защиты подземных и поверхностных вод от загрязнения с использованием геохимических барьеров посвящены работы многих исследователей [1, 6, 9 и др.]. Сущность методов заключается в переводе загрязняющих компонентов в малоподвижные формы. При этом возможно использование существующих природных и создание искусственных геохимических барьеров. В качестве материалов для создания барьеров применены как природные образования (грунты, горные породы, торф и др.), так и техногенные отходы (пиритные огарки, отходы содового производства и др.). Другая область использования геохимических барьеров – это методы внутриотвального обогащения. Они включают селективную укладку содержащей полезные компоненты разнокачественной горной массы и дальнейшую ее обработку при хранении, в процессе которого осуществляется растворение, миграция и осаждение полезных компонентов в зоне действия барьеров, что обеспечивает формирование техногенных месторождений [2 и др.].

Поэтому актуальной проблемой является поиск и разработка нетрадиционных реагентов – геохимических барьеров, полученных на основе отходов горнопромышленного комплекса или побочных продуктов химико-металлургической переработки руд и концентратов, позволяющих эффективно проводить очистку водоемов и стоков и обеспечивающих доизвлечение полезных компонентов. При этом необходимыми условиями являются безопасность барьеров для экосистем, низкая стоимость, доступность.

В работе [10] определено соотношение силикатной и сульфидной форм никеля в хвостах обогащения медно-никелевых руд после 30 лет хранения в хвостохранилище и проведено сопоставление с аналогичным соотношением в хвостах текущего производства. Установлено, что в обоих случаях присутствуют как сульфидные, так и силикатные формы нахождения никеля. Однако если в современных хвостах содержание силикатного никеля составляет в среднем 10 % от общего, то в лежалых – 40 %. Таким образом, в процессе хранения происходит не только окисление сульфидов, но и реакция образующихся сульфатных растворов со слоистыми силикатами. Для интенсификации процесса взаимодействия целесообразна активация минералов. Исходя из данных работ [7, 10], в качестве материала искусственных геохимических барьеров были выбраны термоактивированные при 650 ^{0}C хвосты обогащения медно-никелевых руд.

Ранее была показана эффективность использования при очистке воды открытых водоемов, в том числе природных, загрязненных растворенными тяжелыми металлами, а также стоков горнорудных предприятий смеси активного кремнезема и карбонатита [5, 8]. Представляло интерес исследовать возможность применения этого искусственного геохимического барьера в методах внутриотвального обогащения – для создания обогащаемого слоя. При этом целесообразно моделировать взаимодействие материала барьера с более концентрированными растворами.

В качестве материала для третьего геохимического барьера использовали смесь серпентина и карбонатита.

Методика экспериментов

Для проведения модельных экспериментов активированные хвосты массой 200 г (геохимический барьер №1), смесь активного кремнезема и карбонатита в соотношении 1 : 1 массой 100 г (геохимический барьер №2) и смесь серпофита и карбонатита (геохимический барьер №3) в таком же соотношении массой 150 г помещали в колонки и увлажняли растворами $NiSO_4$ концентрацией 0.2 г/л, величина pH растворов составляла 5.8. Эксперименты продолжали 500 суток. Расход растворов составлял 100, 50 и 35 мл/сутки для барьеров №1, №2 и №3 соответственно. Растворы после фильтрации через барьер анализировали химически. Определяли pH, содержания никеля, меди, в некоторых опытах – магния. Твердую фазу анализировали химически, исследовали методом рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре ДРОН-2 (излучение Cu K_α).

Физико-химическое исследование взаимодействия раствора $NiSO_4$ с геохимическими барьерами №2 и №3 проведено с помощью программного комплекса Селектор в операционной системе Windows [12].

Результаты и их обсуждение

Взаимодействие геохимического барьера №1 с раствором сульфата никеля

Хвосты обогащения медно-никелевых руд на 60 % состоят из серпентинов (упрощенная формула $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$), на 1 % из карбонатов (кальцита $CaCO_3$ и доломита $CaMg(CO_3)_2$). Эти минералы относятся к химически активным. Как известно, при нагревании серпентинов имеется температурный интервал, в

котором структура исходного минерала вследствие потери конституционной воды уже разрушена, а образование новых высокотемпературных фаз еще не произошло [3, 4 и др.]. Прошедшие термообработку в этом интервале серпентиновые минералы обладают высокой химической активностью, что позволило использовать их для очистки воды природных водоемов от тяжелых металлов [7].

На рис. 1а показано изменение величины pH раствора $NiSO_4$ после фильтрации через искусственный геохимический барьер №1. Как видно, наблюдается монотонное снижение pH, через 500 суток ее величина составила 6.8.

Остаточная концентрация ионов никеля в растворе после фильтрации через хвосты обогащения медно-никелевых руд начинает заметно расти после 100 суток экспериментов. Через 500 суток в среднем около 40 % содержащегося в растворе никеля осаждается на барьере №1 (рис. 2а).

На рис. 3а показано распределение содержания никеля по толщине слоя геохимического барьера №1. Как видно, имеет место градиент содержаний.

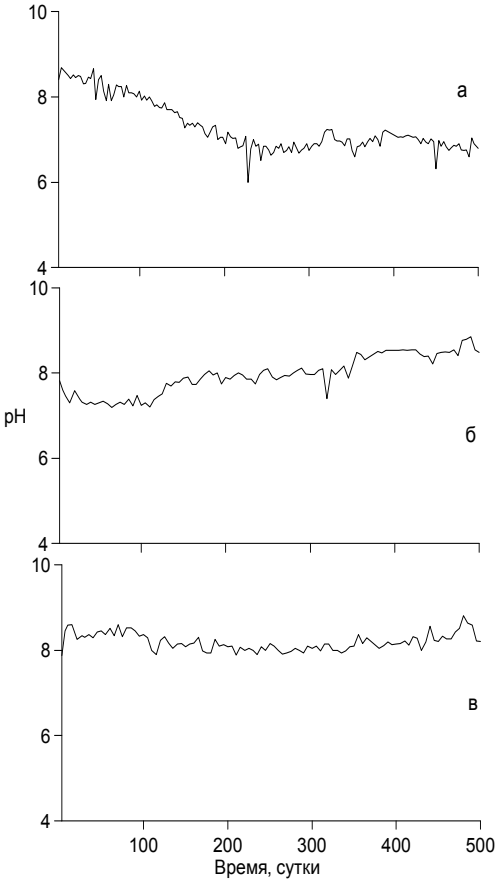


Рис. 1. *Изменение величины pH раствора сульфата никеля фильтрации через геохимические барьеры: №1 (а); №2 (б); №3 (в).*

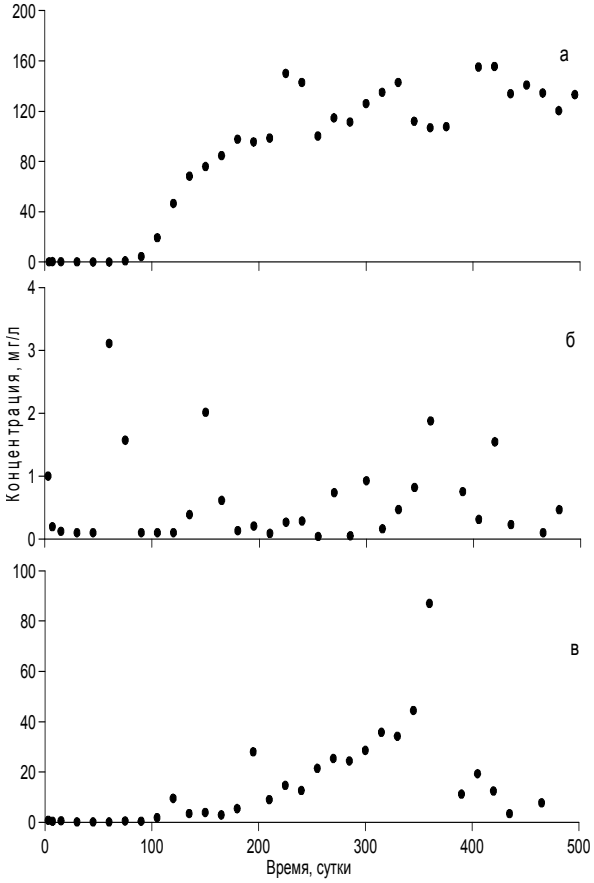


Рис. 2. *Остаточная концентрация никеля в растворах после фильтрации через геохимические барьеры: №1 (а); №2 (б); №3 (в).*

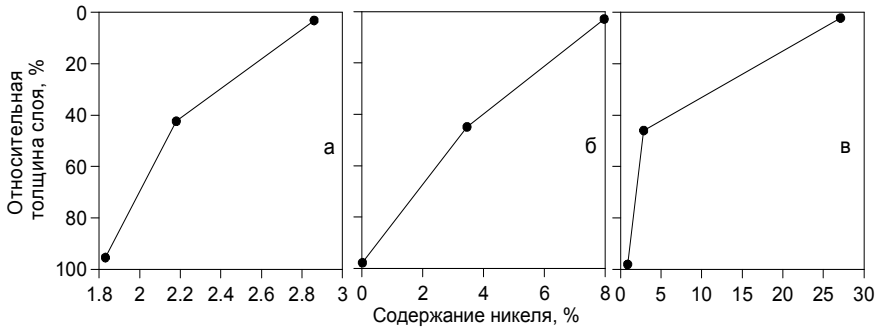


Рис.3. *Распределение содержания никеля по толщине слоя геохимических барьеров: №1 (а); №2 (б); №3 (в).*

Механизмы осаждения ионов никеля из сульфатных растворов серпентинами ранее изучали В.Н. Макаров и И.П. Кременецкая [3, 4]. Ими было показано, что для термоактивированных минералов имеет место образование никельсодержащего серпентина в результате ионного обмена с магнием гидроксида никеля. При использовании

неактивированных минералов наблюдается также сорбция никеля на активных центрах (поверхностные и структурные OH^--группы). Основным процессом, вероятно, можно считать следующий:

$$Mg_5Fe[Si_4O_{10}](OH)_8 + 5NiSO_4 = Ni_5Fe[Si_4O_{10}](OH)_8 + 5MgSO_4. \quad (1)$$

Кроме того, нужно учитывать, что серпентиновые минералы при термоактивации образуют оксид магния и кремнезем. Следовательно, при взаимодействии SiO_2 с раствором сульфата никеля может протекать реакция [11]:

$$4SiO_2 \cdot nH_2O + 6NiSO_4 = Ni_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + (4n-10)H_2O + 6H_2SO_4. \quad (2)$$

Для подтверждения указанных взаимодействий твердую фазу после экспериментов анализировали методом РФА. Результаты исследований показаны на рис. 4.

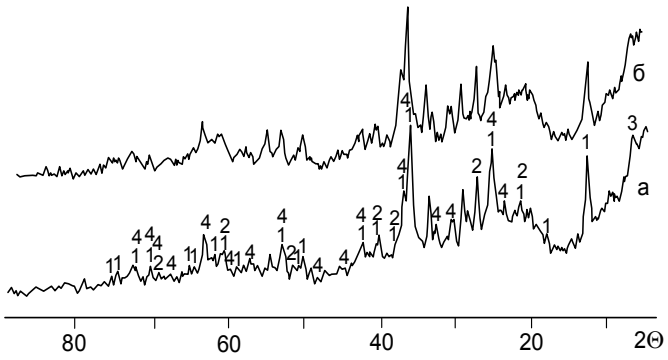


Рис. 4. *Минеральные фазы после взаимодействия верхнего (а) и нижнего (б) слоев геохимического барьера №1 с раствором $NiSO_4$. Цифрами обозначены рефлексы: 1 – антигорита, 2 – кварца, 3 – хлорита, 4 – форстерита.*

Как видно, после взаимодействия барьера №1 с раствором $NiSO_4$ характерно образование слоистых силикатов типа никельсодержащего антигорита и хлоритоподобных фаз, причем относительная интенсивность рефлексов в верхнем слое барьера, где наблюдалось более сильное взаимодействие, выше (рис. 4). Появление гало в областях углов $2\Theta = 20\text{-}40^o$ может свидетельствовать об образовании аморфного кремнезема при термической активации хвостов.

Взаимодействие геохимического барьера №2 с раствором сульфата никеля

На рис. 1б показано изменение величины pH раствора $NiSO_4$ после фильтрации через искусственный геохимический барьер №2. Как видно, не наблюдается какого-либо снижения pH, через 500 суток ее величина составила 8.1.

Остаточная концентрация ионов никеля в растворе после фильтрации на всем протяжении экспериментов не превышала 3 мг/л (рис. 2б), однако после 500 суток более 90% содержащегося в растворе никеля осаждается на барьере №2.

На рис. 3б показано распределение содержания никеля по толщине слоя геохимического барьера №2. Как видно, имеет место значительный градиент содержаний.

Карбонатит в составе реагента играет роль регулятора среды. При этом создается устойчивая щелочная реакция растворов. Применение же в составе барьера активного кремнезема обеспечивает образование осадка преимущественно основных гидросиликатов тяжелых металлов, в нашем случае никеля, устойчивых в гипергенных условиях. При взаимодействии SiO_2 с раствором сульфата никеля может протекать реакция (2). Наличие подобных взаимодействий свидетельствуют результаты РФА. Зафиксировано образование слоистых силикатов типа никельсодержащего серпентина, причем относительная интенсивность рефлексов в верхнем слое барьера №2, где наблюдалось более сильное взаимодействие, выше. Для верхнего слоя барьера №2 характерно также отсутствие рефлексов кальцита. Доломит не наблюдается ни в верхнем, ни в нижнем слоях. Наблюдаются рефлексы хлорита.

Результаты термодинамического моделирования представлены на рис. 5а. Значения pH изменяются от 8.13 до 8.08, что близко к наблюдаемым в экспериментах величинам. С увеличением времени наблюдается закономерное снижение содержания в твердой фазе аморфного кремнезема и кальцита, исчезает доломит. Содержание никельсодержащего серпентина увеличивается (рис. 5а). Остаточная концентрация ионов никеля в растворе изменяется от $8.71 \cdot 10^{-6}$ до $1.7 \cdot 10^{-5}$ мг/кг H_2O.

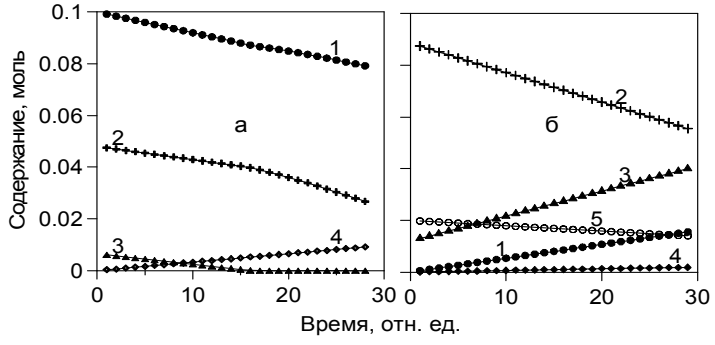


Рис. 5. *Изменение содержания минералов в твердой фазе геохимических барьеров №2 (а) и №3 (б) с течением времени. Цифрами обозначены: 1 – кремнезем; 2 – кальцит; 3 – доломит; 4 – никельсодержащий серпентин; 5 – хлорит.*

Взаимодействие геохимического барьера №3 с раствором сульфата никеля

На рис. 1в показано изменение величины pH раствора $NiSO_4$ после фильтрации через искусственный геохимический барьер №3. Как видно, наблюдается увеличение pH, через 500 суток ее величина составила 8.5.

Остаточная концентрация ионов никеля в растворе после фильтрации начинает расти после 200 суток экспериментов (рис. 2в), однако после 500 суток более 90% содержащегося в растворе никеля осаждается на барьере №3.

На рис. 3в показано распределение содержания никеля по толщине слоя геохимического барьера №2. В этом случае также имеет место значительный градиент содержаний, от 8% в верхней части барьера до 0% в нижней.

Основной процесс осаждения ионов никеля, вероятно, может быть описан уравнением (1), что подтверждают результаты РФА.

Результаты термодинамического моделирования представлены на рис. 5б. Значения pH составляют 8.28, что близко к экспериментальным величинам. С увеличением времени наблюдается снижение содержания в твердой фазе кальцита, содержания же аморфного кремнезема, доломита и никельсодержащего серпентина увеличиваются (рис. 5б). Остаточная концентрация ионов никеля в растворе составляет $3.59 \cdot 10^{-6}$ мг/кг H_2O.

Выводы:

Таким образом, проведенные исследования позволяют заключить, что термоактивированные хвосты обогащения медно-никелевых руд, сочетания активного кремнезема и карбонатита, а также серпофита и карбонатита являются перспективными материалами для создания искусственных геохимических барьеров.

Полученные в результате модельных экспериментов содержания осажденного на геохимических барьерах никеля (в полученной техногенной руде) приемлемо для организации последующей переработки техногенных продуктов известными способами.

Д.В. Макаров признателен за финансовую поддержку исследований «Фонду содействия отечественной науке». Работа выполнена при поддержке грантов НШ-4918.2006.5 и РФФИ (проект №08-05-99045-р_офи).

Литература

1. ***Бортникова С.Б.*** Геохимия тяжелых металлов в техногенных системах (вопросы формирования, развития и взаимодействия с компонентами экосферы). Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2001. 48 с.

2. ***Воробьев А.Е.*** Ресурсовоспроизводящие технологии горных отраслей. М.: МГГУ. 2001. 150 с.

3. ***Кременецкая И.П.*** Утилизация и обезвреживание отходов обогащения сульфидных медно-никелевых руд. Автореф. дисс. канд. техн. наук. Апатиты. 2006. 25 с.

4. ***Макаров В.Н., Кременецкая И.П., Мазухина С.И.*** Сорбция меди и никеля кальцитом и сунгулитом // Экология и развитие Северо-запада России. СПб: . 2002. С.315-321.

5. ***Макаров Д.В.*** Теоретическое и экспериментальное обоснование химических превращений сульфидов в техногенных отходах и изучение влияния продуктов окисления минералов на их технологические свойства и окружающую среду. Автореф. дисс. докт. техн. наук. М. 2006. 38 с.

6. ***Максимович Н.Г., Блинов С.М.*** Использование геохимических барьеров для защиты подземных и поверхностных вод от загрязнения // Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Сергеевские чтения. Под ред. В.И. Осипова. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С.224-231.

7. Патент РФ №2136608. Способ очистки воды открытых водоемов от закисления и ионов тяжелых металлов / ***Макаров В.Н., Кременецкая И.П., Васильева Т.И., Корытная О.П.*** 1999. Б.И. №25.

8. Патент РФ №2259956. Способ очистки воды от ионов тяжелых металлов / *Макаров В.Н., Макаров Д.В., Луговская А.С., Калинников В.Т.* 2005. Б.И. №25.

9. ***Пашкевич М.А.*** Методы оценки риска загрязнения природных вод в районах хранилищ твердых отходов горного производства // ГИАБ МГГУ. 1999. №1. С.147-149.

10. ***Чантурия В.А., Макаров В.Н., Макаров Д.В., Васильева Т.Н.*** Формы нахождения никеля в лежалых хвостах обогащения медно-никелевых руд // Доклады РАН. 2004. Т.399. №1. С.104-106.

11. ***Чантурия В.А., Макаров В.Н., Макаров Д.В.*** Экологические и технологические проблемы переработки техногенного сульфидсодержащего сырья. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. 218 с.

12. ***Чудненко К.В.*** Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск. 2007. 46 с.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ЛОВОЗЕРСКОМ МАССИВЕ И ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.А. Нивин

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: nivin@geoksc.apatity.ru

В ряде щелочных комплексов мира присутствуют углеводородные газы (УВГ), в концентрациях, намного превышающих обычные для изверженных пород. В большинстве случаев такие газы окклюдированы в вакуолях флюидных включений в минералах. Лишь в Хибинском и Ловозерском массивах Кольской щелочной провинции известны также и спонтанные выделения УВГ. Не смотря на длительную историю исследований, конкретный механизм и относительное время их образования все еще остаются предметом дискуссий, оживившихся в последние несколько лет [12, 13, 15 и др.]. Из всех предложенных в разное время гипотез происхождения микровключенных УВГ в щелочных массивах наиболее обоснованной на сегодняшний день представляется точка зрения о формировании их преимущественно на постмагматическом этапе эволюции флюидно-минеральной системы в результате абиогенного синтеза, предположительно по реакциям типа Фишера-Тропша (РФТ) из исходных CO_2 и H_2 [4, 2, 16, 5, 14]. Что касается свободно выделяющихся газов, предполагались (1) сингенетичность их с окклюдированными газами и непосредственно вмещающими породами (или с постмагматическими преобразованиями этих пород) [9, 2], (2) поступление (вплоть до настоящего времени) в места разгрузки из глубин, включая подкоровые [1 и др.] и (3) смешение в варьирующих пропорциях газов разных источников [13, 6]. Взаимные несоответствия имеющихся данных по химическому и изотопному составам, характеру локализации и выделения УВГ пока согласовать не удается. Между тем понимание механизма формирования и эволюции углеводородов в щелочных магматических системах имеет важное геохимической значение, в частности, может представлять интерес при решении проблемы генезиса нефтегазовых месторождений [6].

В промышленности и лабораториях одним из основных показателей условий генерации углеводородов по РФТ является соотношение индивидуальных компонентов в получающемся продукте. В частности, пропорции предельных углеводородов в стационарных условиях должны соответствовать классическому молекулярно-массовому распределению (ММР) Андерсона-Шульца-Флори, когда $C_2/C_1 \approx C_3/C_2 \approx C_{n+1}/C_n$ и график в координатах $C_1,\ldots C_n$ – логарифм содержаний этих компонентов представляет собой прямую линию, угол наклона которой, при прочих равных параметрах, увеличивается с ростом температуры. Ранее, при изучении газонасыщенности минералов в нефелин-сиенитовых массивах была показана важная индикаторная роль отношения CH_4/C_2H_6, уменьшение которого отражает снижение границы температурного интервала газообразования и захвата флюидных включений [5].

В настоящем сообщении рассматриваются соотношения предельных углеводородов в газовой фазе Ловозерского массива. Преимущественным развитием в массиве пользуются породы дифференцированного (ДК) и эвдиалитового (ЭК) комплексов. ДК сложен многочисленными (до 200) пологозалегающими, ритмически чередующимися горизонтами (слоями) луявритов, фойяитов и уртитов. Здесь, в основном, сосредоточены рудные (лопаритовые) залежи, считающиеся раннемагматическими по происхождению [3]. В подчиненных количествах в состав комплекса входят также ювиты, ийолиты, малиньиты и др. Для маркирующих уртитовых и ниже залегающих луявритовых горизонтов, на зону контакта которых обычно приходится максимум рудной минерализации, принята номенклатура, включающая номер серии (сверху вниз по разрезу комплекса), и порядковый номер горизонта от верхней границы серии. В значительной своей части ДК перекрыт более поздними разнозернистыми эвдиалитовыми луявритами с отдельными пластами фойяитов, ювитов и эвдиалититов, образующими воронкообразное тело ЭК.

В трех важнейших типах пород по разрезу Ловозерского массива установлен практически одинаковый характер изменения отношения CH_4/C_2H_6, которое несколько увеличивается при переходе от эвдиалитового комплекса к первой серии (без рудного горизонта в ее низах) ДК, затем существенно уменьшается в рудных залежах I-4 и II-4 и, далее, постепенно повышается, достигая максимума в нижней зоне третьей серии (рудный горизонт III-14) и остается высоким в наиболее глубоких из вскрытых бурением частях разреза (рис. 1). По аналогии с минералами [5], минимальные значения и близость рассматриваемого показателя в породах, особенно в рудных горизонтах, нижней зоны первой и верхней части второй серий ДК таковому в гидротермолитах предполагают, что генерация углеводородов происходила здесь при сравнительно низких температурах на гидротермальной стадии формирования пород. Это предположение согласуется с последними минералогическими данными, указывающими на связь рудообразования в верхних сериях ДК с поздними низкотемпературными процессами в [8], и с особенностями изотопного состава гелия и аргона, свидетельствующими о заметном вкладе метеорных вод в баланс изотопов благородных газов в этой части разреза расслоенного комплекса [7]. Вариации метан-этанового отношения оказались также сходными с характером изменения отношения CH_4/H_2 в разрезе массива [2]. Подобная корреляция может означать, что наблюдаемый состав восстановленной газовой фазы обусловлен не только синтезом по типу РФТ и что

относительный избыток молекулярного водорода в породах верхней части разреза массива возник позже образования углеводородных компонентов, например, за счет реакций их дегидрогенизации и деметанирования.

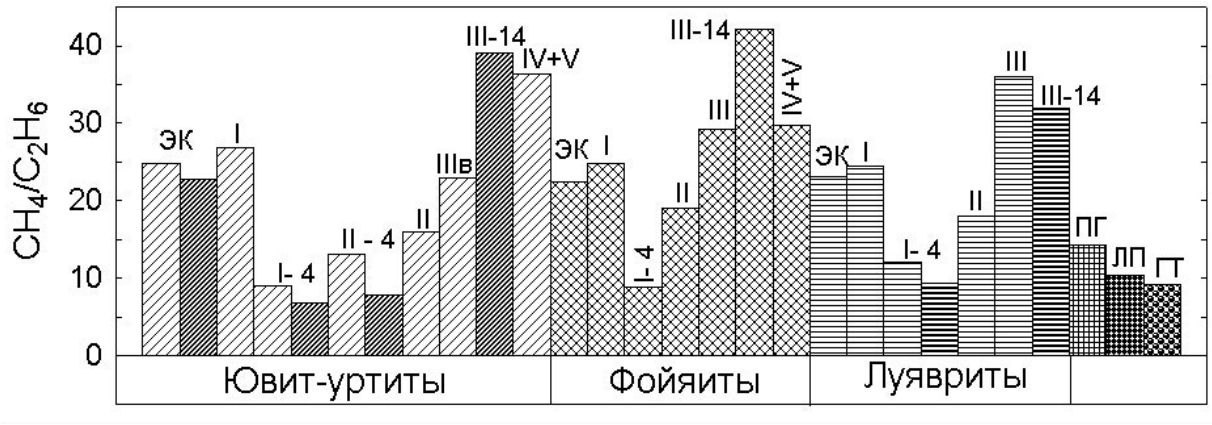


Рис. 1. *Вариации средних CH_4/C_2H_6 –отношений в микровключенных газах Ловозерского массива*
Породы и геологическое положение образцов: ЭК – эвдиалитовый комплекс; римские и арабские цифры – соответственно, номер серии и горизонта (сверху вниз) дифференцированного комплекса; более темной штриховкой показаны лопаритовые породы рудных залежей; в группу ювит-уртитов включены также ийолит-уртиты и малиньиты горизонта II-4; в – верхняя часть серии; ПГ – пегматит, ЛП – лопаритит постмагматического генезиса, ГТ – гидротермолит.

Молекулярно-массовое распределение более тяжелых УВГ также зависит от уровня разреза в большей степени, чем от типа породы (рис. 2). Максимально различаются ММР алканов в ювитах V серии и лопаритовых породах рудного горизонта I-4. Последнее имеет наименьший угол наклона линии распределения, что подразумевает минимальные здесь температуры газообразования. По-видимому, не случайно в центре именно этой лопаритовой залежи обнаружены самые высокие (0.08 масс. %) в массиве содержания рассеянного некарбонатного углерода. Усредненные ММР углеводородов во всех остальных группах ловозерских пород располагаются между двумя выше названными. Распределение алканов в рудах горизонта II-4 (на рисунке не показано) близко к таковому в I-4, тогда как в рудных залежах выше залегающего эвдиалитового и нижней части дифференцированного комплексов подобные признаки низкотемпературных процессов не обнаруживаются. Дополнительным свидетельством того, что наклон линий распределения углеводородов может служить индикатором таких процессов, является сходство ММР в рудах I-4 и щелочногранитных пегматитов [16] и близость их к распределению алканов в газовых месторождениях [11]. Положение графика распределения УВ свободных газов той же лопаритовой залежи I-4 (рис. 2), равно как и спонтанных газовыделений горизонта II-4 (на рисунке не приведено), предполагает образование свободных газов на больших, по сравнению с местами их современной разгрузки, глубинах. Отклонения наблюдаемых ММР от прямолинейности свидетельствуют о нестационарных условиях и продолжительном и/или неодноактном образовании углеводородных газов.

Зависимость распределения УВГ в ловозерских породах от температурных условий газообразования находит подтверждение и в характере их ММР в минералах (рис. 3). Угол наклона линий распределения, а значит и предполагаемая температура генерации углеводородов, уменьшаются в парагенных минералах фойяита II серии от клинопироксена к щелочному полевому шпату и, далее, к содалиту, нефелину и цеолитам. Именно в такой последовательности снижается порог температуры изменения первично магматических и образования более поздних минералов, а также формирования УВГ и захвата их во флюидные включения [5]. Относительно более высокая доля тяжелых газов в лопаритах отчасти может быть связана с их новообразованием в результате радиолиза метана.

Таким образом, характер молекулярно-массового распределения насыщенных углеводородов в газах Ловозерского щелочного массива может отражать обстановки не только газообразования, но и, в какой-то степени, рудогенеза, в частности, наряду с другими геохимическими и минералогическими данными, свидетельствует о возрастании роли низкотемпературных постмагматических процессов и возможном участии палеометеорных вод в формировании углеводородов и лопаритовых рудных залежей в низах первой и верхней зоне второй серий дифференцированного комплекса по сравнению с эвдиалитовым комплексом и, особенно, наиболее глубокой частью массива. Смешение насыщенных атмосферным воздухом метеогенных вод с остаточным магматическим флюидом могло приводить к частичному окислению абиогенных углеводородов и способствовать дополнительному развитию рудной минерализации. Характер соотношений индивидуальных алканов позволяет также предполагать, что генерация свободных газов происходила на больших глубинах относительно газов, окклюдированных в породах тех горизонтов, где имеют место современные спонтанные газовыделения. В целом, ММР газов метанового ряда указывает на достаточно длительное и не одноактное их образование в щелочных магматических системах в условиях изменяющихся физико-химических параметров среды. По-видимому, это были поликонденсационные гетерогенно-каталитические процессы одновременного формирования летучих и нелетучих углеводородов из простейших углеродистых соединений и водорода,

включающие реакции полимеризации, дегидрогенизации, деметанирования и окисления [10]. Такой механизм образования УВГ в нефелин-сиенитовых комплексах, не исключающий привноса метеогенными водами некоторого количества биогенного органического вещества, может объяснить и снять имеющиеся противоречия газо-геохимических, в том числе изотопных данных [12, 14, 15].

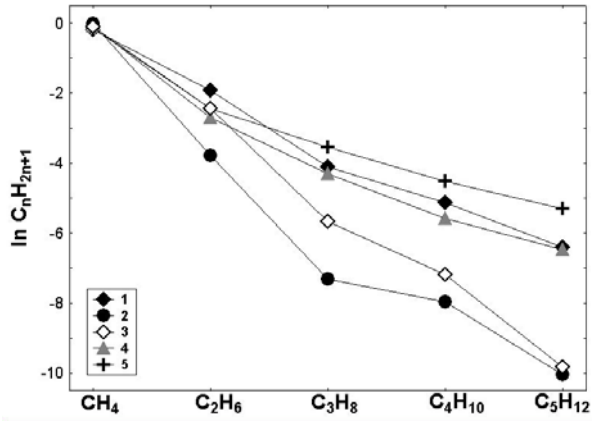


Рис. 2. *Молекулярно-массовое распределение алканов в газах разных форм нахождения.*

1 и 2 – микровключенные газы в лопаритовых уртитах горизонта I-4 и ювитах V серии ДК Ловозерского массива; 3 – свободные газовыделения рудной залежи I-4; 4 - газы флюидных включений в пегматитах щелочных гранитов; 5 – газовые месторождения.

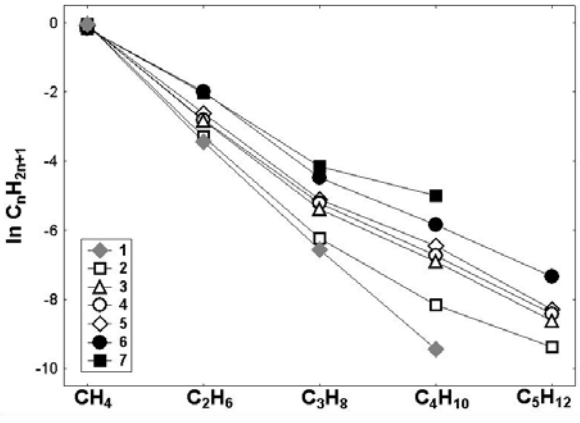


Рис. 3. *Соотношения предельных углеводородов во флюидных включениях ловозерских минералов.*

Ассоциирующие клинопироксен (1), щелочной полевой шпат (2), содалит (3), нефелин (4) и цеолиты (5) из фойяита II серии; лопарит из гидротермально-метасоматического обособления (6) и рудной залежи II серии (7).

Работа выполнялась при финансовой поддержке ОНЗ РАН (проект 1.2.1).

Литература

1. ***Войтов Г.И.*** О химической и изотопно-углеродной нестабильностях свободных газов (газовых струй) в Хибинах // Геохимия. 1991. № 6. С. 769-780.

2. ***Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.*** Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992. 179с.

3. ***Когарко Л.Н.*** Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометальных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. № 5. С. 387-403.

4. ***Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д.*** Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия. 1986. № 12. С. 1688-1695.

5. ***Нивин В.А.*** Газонасыщенность минералов в связи с проблемой происхождения углеводородных газов в породах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Геохимия. 2002. № 9. С. 976-992.

6. ***Нивин В.А.*** Углеводородные газы свободной фазы в нефелин-сиенитовых магматических комплексах как продукт природного абиогенного синтеза // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 130-138.

7. ***Нивин В.А.*** Изотопы гелия и аргона в породах и минералах Ловозерского щелочного массива // Геохимия. № 2008 (в печати).

8. ***Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.*** Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпахк, Ловозерский массив, Кольский полуостров // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты, 27-28 апреля 2006 г./ Научн. Ред. Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, О.Б. Дудкин. Апатиты: Изд-во К & М, 2006. С. 128-131.

9. ***Петерсилье И.А.*** Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука, 1964. 171с.

10. ***Руденко А.П., Кулакова И.И.*** Физико-химическая модель абиогенного синтеза углеводородов в природных условиях // Журнал Всесоюз.химич.о-ва им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. XXXI. № 5. С. 518-526.

11. Справочник по геологии нефти и газа / Под ред Н.А. Еременко. М.: Недра, 1984. 480 с.

12. ***Beeskow B., Treloar P.J., Rankin A.H., Vennemann T.W., Spangenberg J.*** A reassessment of models for hydrocarbon generation in the Khibiny nepheline syenite complex, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2006. V. 91. P. 1-18.

13. ***Nivin V.A., Treloar P.J., Konopleva N.G. and Ikorsky S.V.*** A review of the occurrence, form and origin of C-bearing species in the Khibiny Alkaline Igneous Complex, Kola Peninsula, NW Russia // Lithos. 2005. Vol. 85. No. 1-4. P. 93-112.

14. ***Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J.*** Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, NW Russia // Lithos. 2004. V. 75. P. 311-330.

15. ***Potter J., Longstaffe F.J.*** A gas-chromatograph, continuous flow-isotope ratio mass-spectrometry method for δ^{13} C and δD measurement of complex fluid inclusion valatiles: Examples from the Khibina alkaline igneous complex, northwest Russia and the south Wales coalfields // Chemical geology. V. 244. 2007. P. 186-201.

16. ***Salvi S., Williams-Jones A.E.*** Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons during sub-solidus alteration of the Strange Lake peralkaline granite, Quebec/Labrador, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol.61. № 1. P. 83-99.

ВРЕМЕННОЙ ХОД КОНЦЕНТРАЦИЙ ПОДПОЧВЕННОГО ВОДОРОДА В СРЕДИННОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА

В.А. Нивин[1], В.Л. Сывороткин[2]

[1] Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: nivin@geoksc.apatity.ru
[2] Московский государственный университет, г. Москва, e-mail: hlozon@mail.ru

Водород является вторым по значению (после метана) компонентом в составе газовой фазы Хибинского нефелин-сиенитового массива [1]. Так, в струйных газовыделениях его содержание иногда превышает 40 % по объему, а средние концентрации составляют около 15 об. %. В случаях, когда спонтанное выделение газов из пород происходит преимущественно за счет диффузии, содержание H_2 достигает 80-90 об. %. Тем не менее, в отличие от углеводородов, изучению молекулярного водорода в хибинских природных газах достаточного внимания не уделялось, хотя многими он, наряду с диоксидом углерода, считается исходным компонентом при абиогенном синтезе тех же углеводородов. В последнее время в разных регионах осуществляется мониторинг изменения концентраций водорода в подпочвенной атмосфере, главным образом, для установления взаимосвязи таких вариаций с геодеформационными процессами и поисков индикаторов и предвестников этих процессов [7 и др.], а также с целью экспериментальной проверки «водородной» концепции разрушения озонового слоя [3], основная идея которой состоит в том, что озоновый слой планеты разрушается выбросами глубинного водорода. Проверка заключается в установлении временной корреляции между выделением водорода и появлением отрицательных озоновых аномалий над данной территорией. Эти же цели преследовались и при организации режимных наблюдений за ходом концентраций подпочвенного водорода в Хибинах. Но здесь, кроме того, предполагалось выявить закономерности и основные факторы изменения во времени интенсивности выделения природных горючих и взрывоопасных газов, каковыми являются метан и водород. Решение этих вопросов важно для профилактики повышенных скоплений вредных газообразных компонентов в рудничной атмосфере и оптимизации мер газобезопасного ведения горных работ при эксплуатации месторождений минерального сырья. Нестабильность свободных выделений водородно-углеводородных газов в щелочных массивах известна и необходимость их длительного мониторинга обоснована довольно давно. Однако реальными подобные исследования стали возможными лишь с появлением портативного водородного газоанализатора, разработанного в МИФИ под руководством И.Н.Николаева.

Используемый нами прибор модификации ВГ-3 состоит из чувствительного элемента (ЧЭ) с усилителем, двухканального измерительного модуля и блока питания. Принцип работы ЧЭ состоит в изменении электроемкости МДП (металл-диэлектрик-полупроводник)-структуры под действием водорода в воздухе. Сигнал от ЧЭ отображается на жидко-кристаллическом индикаторе и с заданным интервалом времени регистрируется в энергонезависимой памяти. Прибор питается от сети 220 в. На случай перебоев (до суток) с электроэнергией предусмотрено питание от внешнего аккумулятора. Установка времени, даты и периодичности измерений, чтение (съем) данных осуществляются с ноутбука с помощью прилагаемой программы. Диапазон измерений концентрации водорода в воздухе от 0.0001 до 0.01 об. % (1 - 100 ppm), разрешающая способность – 0.0001 об. %, относительная ошибка +- 3 %, период записи в память – от 1 с до 99 час. Газоанализатор может эксплуатироваться при температуре окружающей среды от –20 до +30˚С, относительной влажности до 90 % и давлении воздуха от 720 до 780 мм рт. ст.

Место для пункта наблюдения в Хибинах, в геологическом отношении находящегося в зоне пересечения Центральной кольцевой структуры массива и одного из радиальных разломов, выбрано с учетом данных газовых съемок [2, 5], а также возможности обеспечить питание и сохранность прибора. Измерительный модуль газоанализатора и резервный аккумулятор установлены в полуподвальном помещении на промплощадке подземного рудника, а датчик (чувствительный элемент) вынесен в перекрытую сверху траншею глубиной 1 м, выходящую за пределы здания.

Наблюдения за ходом концентрации подпочвенного водорода начались 19 апреля 2005 года и продолжаются по настоящее время. Сначала (около 10 месяцев) записи измерений проводились с дискретностью 1 минута, а после – с 5-минутным интервалом. В первые полтора года мониторинга имели место пропуски во временном ряду данных (рис. 1), обусловленные вывозом прибора на поверку, отключением

электроэнергии и проблемой считывания информации с газоанализатора на старый, как позже выяснилось, недостаточно приспособленный для этого, ноутбук. С января 2007 г. ряд наблюдений становится абсолютно непрерывным (рис. 2). Такие данные за более чем полувековой период изучения газовой фазы в щелочных массивах, да и не только, получены впервые и уже сами по себе являются уникальными. Даже простой визуальный анализ временного ряда позволяет предположить совокупное влияние на содержание водорода в подпочвенной атмосфере многих, также меняющихся во времени, факторов. Концентрация H_2 при средней величине 15 – 20 ppm варьирует от значений ниже порога обнаружения до 100 ppm. При этом колебания с размахом в полтора порядка величины могут происходить в течение нескольких часов, а продолжительность отдельных импульсов с амплитудой 20 – 40 ppm часто измеряется лишь минутами. В первую очередь обращает на себя внимание сезонный характер вариаций. В июне – августе частота и амплитуда колебаний обычно увеличиваются, а в зимние месяцы – уменьшаются. Просматривается также общая тенденция снижения интенсивности газовыделения от 2005 г. к 2007 г.

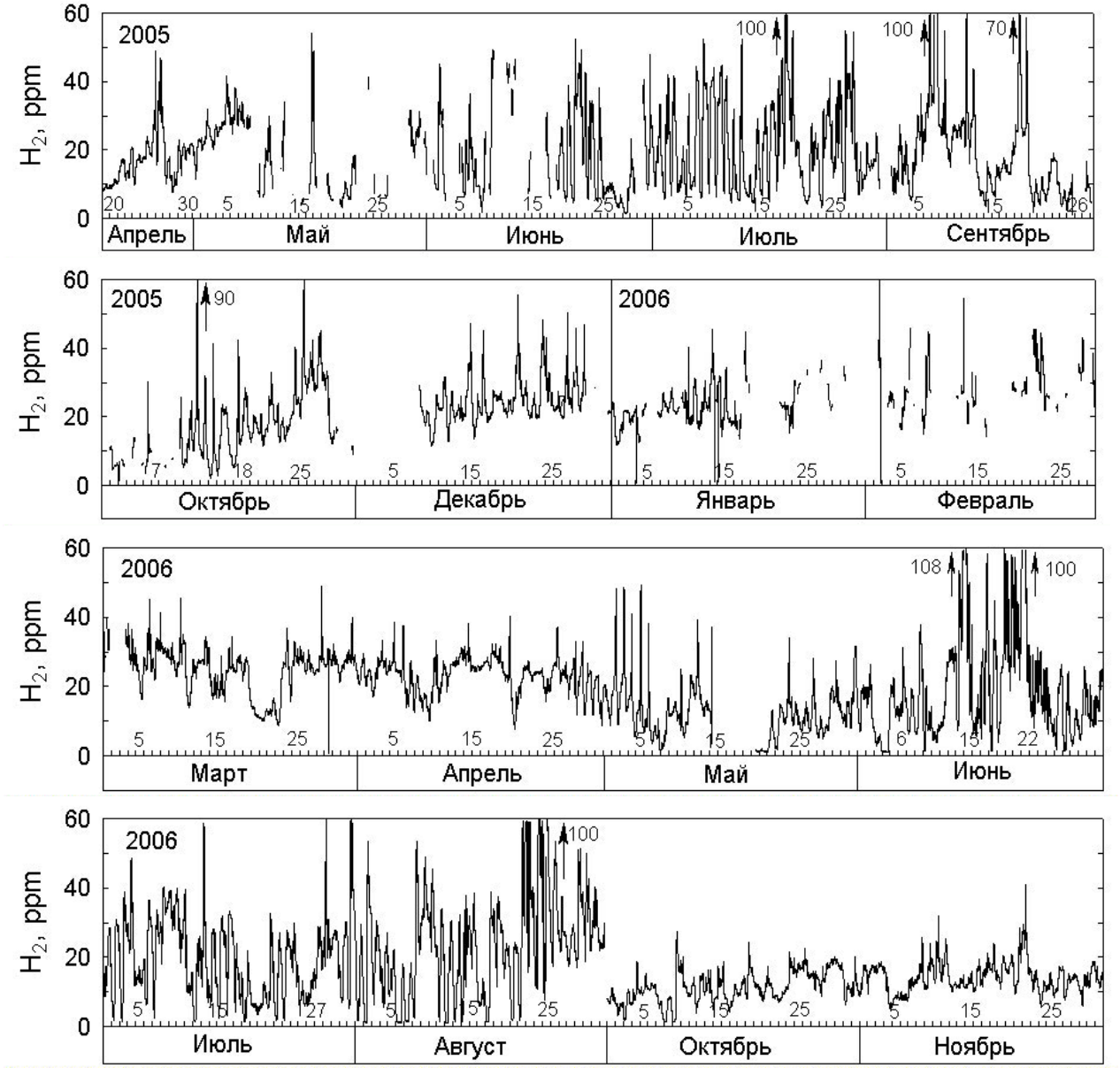


Рис. 1. *Временной ход концентраций подпочвенного водорода в 2005 и 2006 гг.*

Практически сразу после начала наблюдений, 26-27 апреля 2005 г., в фазу полной Луны, выявлены значительные пики концентрации водорода в подпочвенной атмосфере (рис.1, 3). В это же время Мурманской озонометрической станцией зарегистрировано существенное (до 375 ед. Д. – единиц Добсона) снижение общего содержания озона (ОСО), минимум которого приходится на 28 апреля, а американский космический спутник

«EarthProbe», осуществляющий глобальный мониторинг ОСО, зафиксировал над Кольским полуостровом узкую линейную зону пониженных (до тех же 375 ед. Д.) значений ОСО (рис. 3). Таким образом, было получено первое экспериментальное подтверждение «водородной» концепции разрушения озонового слоя [4].

Для обработки полученного ряда использован метод фликкер-шумовой спектроскопии (ФШС), основанный на представлениях о необратимости пространственно- временной эволюционной динамики реальных систем на всех уровнях иерархии [6]. Сущность его заключается в придании информационной значимости корреляционным взаимосвязям, которые реализуются в последовательности нерегулярностей хаотических составляющих исследуемых сигналов – всплесков, скачков, изломов производных различных порядков. Эти нерегулярности выступают как носители информации на каждом уровне иерархической организации исследуемой эволюционной динамики, для которой, в соответствии с парадигмой самоорганизованной критичности, постулируется перемежаемый характер – последовательное чередование резких изменений величин динамических переменных на малых интервалах времени и относительно небольших вариаций этих значений на протяженных интервалах. Из-за имеющихся ограничений метода ФШС анализировалась только та часть ряда, где была обеспечена непрерывность наблюдений. Анализ спектров мощности полученных сигналов в низкочастотном интервале выявил следующие периоды всплесков концентрации водорода: 60.9, 34.7, 13.9, 8.5, 7.2, 6.1, 4.9, 3.1, 2.9, 1.37 суток, 24.1 часа (основной), 12 час. Здесь очевидно проявление космических ритмов, обусловленных положением Земли в околосолнечном пространстве. Суточный и полусуточный периоды связаны с вращением Земли вокруг собственной оси и с лунными фазами. С последними также связываются периоды 7.2 и 13,9 суток. Под действием лунно-солнечных приливов происходят периодические сдвиговые деформации в земной коре и разуплотнения ее структуры, влияющие на вертикальную миграцию флюидов и определяющие гармоничный характер разгрузки индивидуальных газовых компонентов в атмосферу. Луна оказывает также гравитационное воздействие на земное ядро, являющееся, как предполагается, главным резервуаром планетарного водорода. Согласующееся с вариациями скорости вращения Земли «шевеление» внутреннего твердого ядра в жидком может приводить к усилению выбросов водорода.

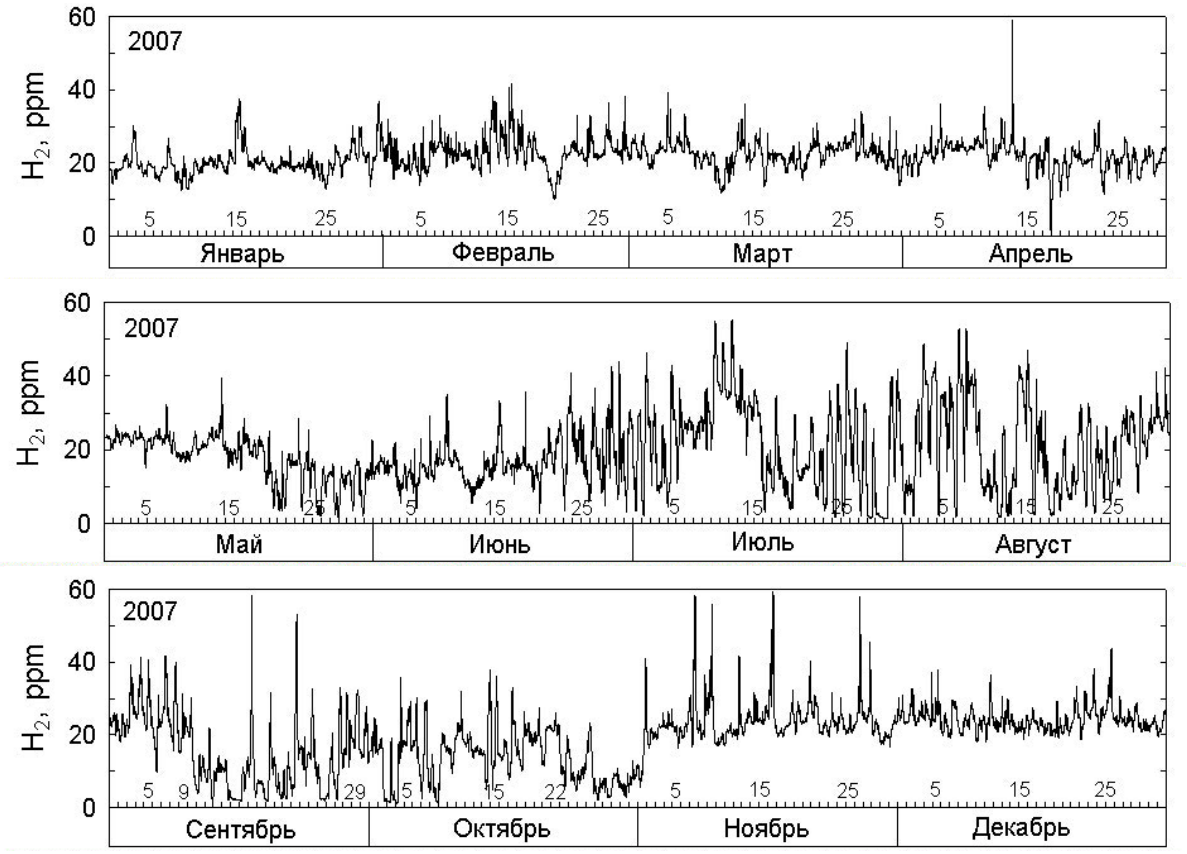


Рис. 2. *Вариации во времени концентраций молекулярного водорода в подпочвенной атмосфере в 2007 г.*

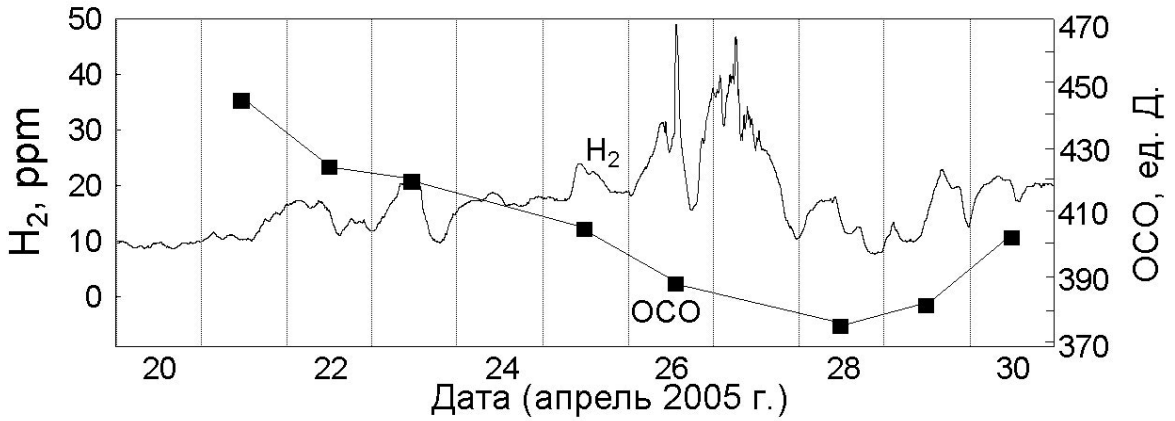


Рис. 3. *Обратная зависимость выделения водорода в Хибинах и общего содержания озона (ОСО) над Кольским полуостровом.*

Есть основания полагать, что на следующем этапе обработки полученного ряда удастся вычленить составляющую, связанную с изменением атмосферного давления. При попытке сопоставления хода концентраций водорода в подпочвенной атмосфере с природной и техногенной сейсмичностью массива на участке наблюдения возникли определенные организационные и методические сложности, которые, как ожидается, в ближайшее время будут преодолены. Пока же можно говорить о намечающихся разнообразных, хотя и не всегда однозначных взаимосвязях этих параметров, что позволяет надеяться на разработку в будущем газо-геохимических, в частности, водородометрических прогностических признаков опасных динамических проявлений горного давления.

Благодарности. Авторы признательны руководству и сотрудникам Центра геофизического мониторинга ОАО «Апатит» за предоставленное помещение для пункта наблюдений. Работа начиналась при финансовой поддержке ИНТАС (проект 01-0244), а с 2006 года поддерживается ОНЗ РАН (проект 1.2.1).

Литература

1. ***Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.*** Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992. 179 с.

2. ***Петерсилье И.А.*** Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука, 1964. 171с.

3. ***Сывороткин В.Л.*** Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.

4. ***Сывороткин В.Л..*** Экспериментальное подтверждение водородной концепции разрушения озонового слоя Земли // Система планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии). Матер. ХШ Научн. семинара. М., 2005. С. 265-267.

5. ***Сывороткин В.Л.*** Водородная съемка на щелочных массивах Кольского полуострова // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых. Тезисы докл. межд. конф., Москва, 30 мая - 1 июня 2006 г. М.: ГЕОС, 2006. С.253-254.

6. ***Тимашев С.Ф.*** Фликкер-шумовая спектроскопия: информация в хаотических сигналах. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. 248 с.

7. ***Фирстов П.П., Широков В.А.*** Динамика молекулярного водорода и ее связь с геодеформационными процес- сами на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне по данным наблюдений в 1999-2003 гг. // Геохимия. 2005. № 11. С. 1151-1160.

Фоторепортаж

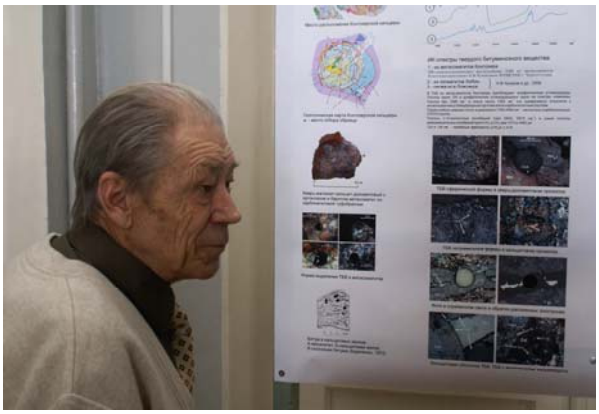

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ
КОЛЬСКОГО РЕГИОНА
V Всероссийская Ферсмановская научная сессия,
посвященная 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова
Приглашаются все желающие

































Петрология и минерагения Кольского полуострова

Материалы V Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова

Апатиты, 14-15 апреля 2008 г.

Рекомендовано к печати
Ученым советом Геологического института КНЦ РАН
и Советом Кольского отделения РМО

Издано при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (ГРАНТ № 08-05-06022) и департамента экономического развития Мурманской области (программа «Развитие науки, научно-технической и инновационной деятельности в Мурманской области на 2006-2008 годы»)

Отпечатано в
184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 27 а
тел./факс (81555 79-3-80)

Тираж 100 экз.