

ISSN 2074-2479



Труды

Ферсмановской научной сессии
ГИ КНЦ РАН

2019 № 16



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ ФЕРСМАНОВСКОЙ НАУЧНОЙ СЕССИИ
ГИ КНЦ РАН

№ 16, 2019

Апатиты
2019

Научный журнал
Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН
№ 16, 2019

Главный редактор
д.г.-м.н., профессор Н.Е. Козлов

Редакционный совет
д.г.н., профессор В.А. Даувальтер, к.г.-м.н. А.А. Калинин, д.х.н. А.М. Калинин,
д.г.-м.н. Т.В. Каулина, к.г.-м.н. Л.М. Лялина, к.г.-м.н. Ю.А. Михайлова, к.г.-м.н. А.В. Мокрушин,
к.г.-м.н. С.В. Мудрук, к.г.-м.н. С.Б. Николаева, к.г.-м.н. Т.В. Рундквист,
к.г.-м.н. Д.С. Толстобров, к.г.-м.н. А.Н. Шевцов

ISSN 2074-2479

Адрес редакции: 184209, Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская область
тел. (81555)79646

E-mail: fersman@geoksc.apatity.ru

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/index.php/fersmanall>

© Коллектив авторов, 2019
© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2019

Предисловие главного редактора

Уважаемые коллеги!

7–10 апреля 2019 г. в Геологическом институте ФИЦ КНЦ РАН при организационной и информационной поддержке Кольского отделения РМО состоялась XVI Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия. Ее официальная программа началась 8 апреля с торжественной церемонии открытия мемориальной доски, посвященной памяти академика РАН Ф.П. Митрофанова, в 1986–2007 годах возглавлявшего Геологический институт КНЦ РАН. На церемонии открытия мемориальной доски с торжественной речью выступили академик-секретарь Отделения наук о Земле РАН А.О. Глико, председатель ФИЦ КНЦ РАН, член-корреспондент РАН С.В. Кривовичев, глава г. Апатиты А.Г. Гиляров и другие.

Научная программа ФНС включала трехдневную работу 4-х секций, часть которых была проведена совместно с ЦНМ, ИХТРЭМС и ИППЭС КНЦ РАН: «Региональная геология, геофизика и полезные ископаемые», «Общая и генетическая минералогия», «Технологическая минералогия», «Геоэкология». Тем самым, дальнейшее развитие получили недавно восстановленные в ФИЦ КНЦ РАН принципы тесного сотрудничества научных подразделений, заложенные еще в прошлом столетии при его создании. Это хотелось бы особо подчеркнуть накануне 90-летия КНЦ РАН, которое мы будем отмечать в 2020 году и чему будет посвящена следующая, XVII Ферсмановская научная сессия.

Всего на XVI Ферсмановская научная сессия было представлено 8 пленарных, 61 устный и 25 стендовых докладов. Очно и заочно в работе конференции приняли участие более 250 исследователей из Апатитов, Кировска, Мурманска, Петрозаводска, Санкт-Петербурга, Москвы, Черноголовки, Ростова-на-Дону, Иркутска, Южно-Сахалинска, Владивостока, Хабаровска, Новосибирска, Екатеринбурга, Читы, Мирного, Якутска, Сыктывкара, а также иностранные коллеги из Белоруссии, Польши и Индии. На сессии были представлены ВУЗы Северо-Западного и Центрального регионов: Московский государственный университет, Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербургский государственный университет, Мурманский государственный технический университет, Мурманский арктический государственный университет, Петрозаводский государственный университет и др.

В предлагаемый вашему вниманию 16 номер Трудов Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН вошло 136 статей. Уверен, что они будут полезны геологам широкого профиля, аспирантам и студентам геологических и геофизических специальностей.

От имени оргкомитета благодарю всех участников конференции, авторов докладов и статей, представленных в сборник. Приглашаю всех принять участие в XVII Ферсмановской научной сессии 2020 г., которая состоится в Геологическом институте КНЦ РАН сразу после Дня геолога.

Козлов Н.Е., д.г.-м.н., профессор
директор ГИ КНЦ РАН

Первые данные о криогенных минеральных образованиях Нижнеудинских пещер (Восточный Саян)

Базарова Е.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Аннотация. В статье приводятся сведения о криогенных минеральных образованиях Большой и Малой Нижнеудинских пещер. Пещеры расположены в предгорьях Восточного Саяна и в прошлом представляли собой единую карстовую систему. Образцы были отобраны с поверхности льда (сталагмитов и покровной наледи). Криогенные образования из Большой Нижнеудинской пещеры сложены гипсом, в составе криогенных образований из Малой Нижнеудинской пещеры преобладает кальцит.

Ключевые слова: пещеры, криогенные минеральные образования, кальцит, гипс, карст, Восточный Саян.

The first data on cryogenic mineral formations of the Nizhneudinsk caves (Eastern Sayan)

Bazarova E.P.

Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, bazarova@crust.irk.ru

Abstracts. The present abstract contains data on cryogenic mineral formations of the Bolshaya and Malaya Nizhneudinskaya caves. The caves are located at the Eastern Sayan's foothills and previously represented a single karst system. Samples were selected from the surface of ice (stalagmites and cover ice). Cryogenic formations of the Bolshaya Nizhneudinskaya cave are composed of gypsum; and it is mainly composed of calcite in the Malaya Nizhneudinskaya cave.

Key words: caves, cryogenic mineral formations, calcite, gypsum, karst, Eastern Sayan.

Введение

Начало исследования подземных пространств в нашей стране было положено в 1938 – 1939 гг., когда в Обществе охраны природы под руководством академика А.Е. Ферсмана появилась первая группа спелеологов-энтузиастов. Через несколько лет была создана экспедиция особого назначения по изучению пещер, в которую вошли географы, геологи, археологи и специалисты в других отраслях естественных наук (Баранов, 2017). В настоящее время большое внимание уделяется вторичным отложениям пещер, которые несут информацию о процессах перераспределения вещества при спелеогенезе. Кроме того, в последние годы активно изучаются криогенные образования, находящиеся в пещерах с сезонными и многолетними льдами. Изучение этих отложений дает информацию о криохимических процессах, также криогенные образования, найденные на месте исчезновения древних льдов, являются маркерами оледенения в прошлом, что имеет значение для палеоклиматических реконструкций. В данной работе приводятся первые сведения о криогенных минеральных образованиях Нижнеудинских пещер в Восточном Саяне.

Краткие сведения о пещерах и методы исследования

Нижнеудинские пещеры, известные с 17 века, находятся в предгорьях Восточного Саяна на правом склоне р. Уды, в 50 км к югу от г. Нижнеудинска. Карстовые полости заложены в битуминозных известняках верхнего протерозоя, перекрытых и подстилаемых алевролитами, аргиллитами и песчаниками (Филиппов, 1998). Пещеры находятся на расстоянии 90 м друг от друга и ранее представляли собой единую карстовую систему, в которую также входила небольшая (длиной 32 м) пещера им. В. Филиппова. Длина Большой Нижнеудинской пещеры составляет 718 м, Малой – 169 м. На сегодняшний момент все три пещеры разделены завалами.

Краткий обзор публикаций, посвященных изучению Большой Нижнеудинской пещере, приводится в работе (Филиппов, 1998). В.М. Филипповым проводилось изучение рыхлых отложений, гидростатическое нивелирование, изучение трещиноватости, микроклиматические наблюдения,

сбор костных остатков и детальная топографическая съемка Малой и части Большой Нижнеудинской пещеры. В.Н. Реутским было проведено минералогическое изучение обеих пещер. Наиболее распространенными минералами данных пещер являются лед и кальцит, в Большой Нижнеудинской, кроме того, отмечаются арагонит, гипс и эпсомит (Реутский, 1997).

В обеих пещерах присутствуют ледяные образования конжеляционного и сублимационного генезиса. Из форм конжеляционного льда распространены сталагмиты, сталактиты, колонны и покровные наледы (рис. 1). Сублимационные льды (изморозь) наблюдались в привходовых частях пещер, а также в гроте Беседка в Большой Нижнеудинской пещере.

Криогенные минеральные образования в данных пещерах тонкозернистые, находятся на поверхности ледяных тел. Минеральный состав образцов определялся в ЦКП Института земной коры СО РАН в г. Иркутске аналитиком М.Н. Рубцовой. Предоставленный материал был истерт в агато-



Рис. 1. а – ледяные сталагмиты в п. Малая Нижнеудинская, на поверхности ближайшего сталагмита виден белый налет остаточной муки; б – ледяные колонны, сталагмиты и покровная наледь в п. Большая Нижнеудинская. Фотографии О.Н. Садовской.

Fig. 1. a – ice stalagmites in the Malaya Nizhneudinskaya cave. Residual flour is on the surface of the nearest stalagmite; b – ice columns, stalagmites and cover ice in the Bolshaya Nizhneudinskaya cave. Photo by O.N. Sadovskaya.

вой ступке со спиртом и исследован методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0, излучение – $\text{CuK}\alpha$, Ni – фильтр, $V = 25$ кВ, $I = 20$ мА, в диапазоне $3 - 60 (65)^\circ 2\theta$, шаг сканирования – 0.05° . Фазовый состав проб расшифрован с помощью программы поиска фаз (Diffra^{plus}, PDF-2, 2007 г). Фотографии криогенных образований были сделаны на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН в г. Пермь аналитиком О.В. Коротченковой.

Результаты и обсуждение

Образцы из Малой Нижнеудинской пещеры сложены кальцитом, в следовых количествах присутствуют кварц, магнезит и полевые шпаты. Материал представлен плоскими снежно-белыми слепками кристаллов кальцита с отдельными включениями кварца и глинистой примесью (рис. 2 а). Образцы из Большой Нижнеудинской пещеры сложены гипсом. Материал пробы представлен прозрачными со стекляннным блеском хорошо ограненными кристаллами длиной до 1 мм, часто образующими двойники (рис. 2 б). Кристаллы образуют уплощенные сростки, иногда имеющие желтоватый оттенок за счет глинистой примеси.

В рыхлых отложениях Большой Нижнеудинской пещеры были также обнаружены ежеподобные гипсовые агрегаты размером до 1.5 см (рис. 2 в). Данные образования также могут иметь криогенное происхождение, подобные крупнозернистые криогенные сульфаты были описаны ранее в

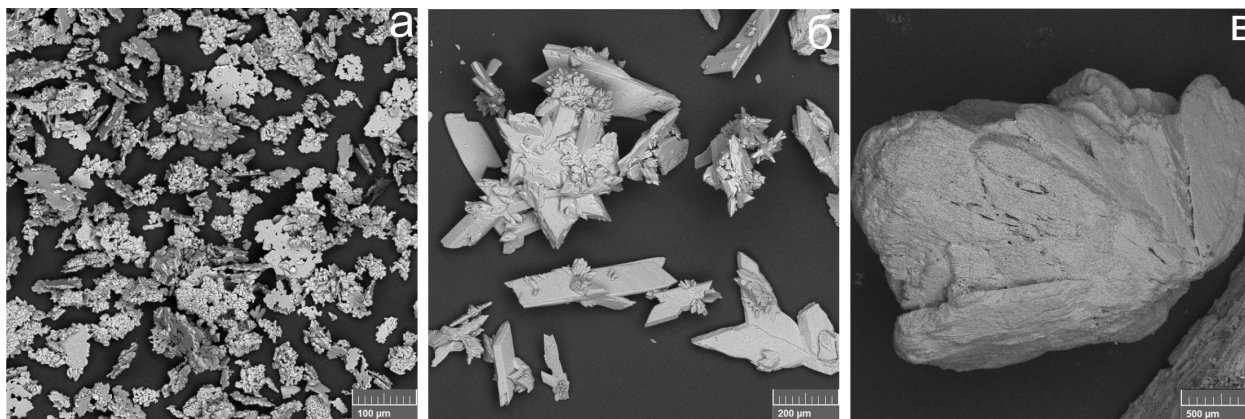


Рис. 2. Криогенные минеральные образования: а – из п. Малая Нижнеудинская, б – из п. Большая Нижнеудинская; в – гипсовый сросток, предположительно криогенного происхождения.

Fig. 2. Cryogenic mineral formations: a – in the Malaya Nizhneudinskaya cave; b – in the Bolshaya Nizhneudinskaya cave; в – gypsum intergrowth, presumably of cryogenic origin.

пещерах Урала (Мавлюдов, 2008; Андрейчук и др., 2013). Их формирование связывают с медленным замерзанием большого объема насыщенного сульфатного раствора. Известно, что летом многолетние наледы в пещере частично оттаивают и представляют собой озера с ледяным дном, а зимой вновь замерзают. По-видимому, данные крупнозернистые образования частично растворяются во время оттаивания наледи, с чем может быть связана окатанная форма граней кристаллов гипсового сростка.

Заключение

Несмотря на близкое расположение пещер и то, что они заложены в одних и тех же вмещающих породах, отмечается различие минерального состава криогенного материала. Состав криогенных образований зависит от состава подземных вод, который, в свою очередь, связан с литологией вмещающих пород. Кальцитовый состав криогенных образований из п. Малой Нижнеудинской является классическим для пещер, заложённых в известняках. Что касается гипсового состава криогенного материала из Большой Нижнеудинской пещеры, то источником сульфат-иона могут выступать прослой гипса в вышележащих толщах, а также сульфиды в перекрывающих песчаниках и алевролитах. Это указывает на необходимость дальнейших исследований вмещающих пород пещеры и перекрывающей толщи.

Автор благодарит аналитиков М.Н. Рубцову и О.В. Коротченкову за проделанные анализы, О.Н. Садовскую за предоставленные фотографии и Э.А. Силушкину за помощь в сборе образцов.

Литература

1. Андрейчук В.Н., Кадебская О.И., Чайковский И.И. Криогенные минеральные образования Кунгурской Ледяной пещеры. Силезский университет – Горный институт УрО РАН. Сосновец – Пермь. 2013. 128 с.
2. Баранов С.М. Пещеры – на службу фронту! // Пещеры: сб. науч. тр. / Естественнонауч. ин-т Перм. гос. нац. иссл. ун-та; ГИ УрО РАН. Пермь, 2017. Вып. 40. С. 119–133.
3. Мавлюдов Б.Р. Оледенение пещер. М.: Институт географии РАН, 2008. 290 с.
4. Реутский В.Н. Минералогические наблюдения в Нижнеудинских пещерах (Восточный Саян) // Свет. №1 (16). 1997. С. 21–22.
5. Филиппов В.М. Нижнеудинская пещера: новые данные об отложениях, остатках млекопитающих и их происхождении // Свет. №2 (19). 1998. С. 30–33.

Взаимосвязь структуры термообработанных талько-хлоритовых сланцев со свойствами жаростойких бетонов

Бастрыгина С.В., Беляевский А.Т.

*Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева
КНЦ РАН, Апатиты, bastr_sv@chemy.kolasc.net.ru*

Аннотация. Представлены результаты исследований талько-хлоритовых сланцев месторождения Калиево-Муренанваара Республики Карелия. Показаны структурные изменения сланцев при термообработке в интервале температур 900-1050°C и их влияние на физико-химические свойства. Установлены зависимости основных свойств жаростойких бетонов от температуры обжига заполнителя. Результаты подтверждены исследованием микроструктуры бетонов в проектном возрасте и после обжига.

Ключевые слова: талько-хлоритовый сланец, термообработка, жаростойкий бетон, структура, свойства.

The relationship of the structure of heat-treated talc-chlorite shales with the properties of heat-resistant concrete

Bastrygina S.V., Belyaevsky A.T.

*Tananaev Institute of Chemistry -Subdivision of the Federal Research Centre KSC RAS, Apatity,
bastr_sv@chemy.kolasc.net.ru*

Abstract: The results of studies of talc-chlorite schists from the Kalievo-Murenvanvaara deposit in the Republic of Karelia are presented. The structural changes of shale during heat treatment in the temperature range 900-1050 °C and their influence on the physicochemical properties are shown. The dependences of the main properties of heat-resistant concretes on the roasting temperature of the aggregate have been established. The results are confirmed by the study of the microstructure of concrete at the project age and after firing.

Keywords: talc-chlorite shale, heat treatment, heat-resistant concrete, structure, properties.

Талько-хлоритовые сланцы являются ценным минеральным сырьем Республики Карелия. Благодаря своим уникальным свойствам (экологическая чистота, высокая теплоемкость, термостойкость, низкая теплопроводность), они могут найти широкое применение в различных отраслях промышленности: для футеровки вращающихся обжиговых печей и катодного устройства алюминиевых электролизеров, керамических материалов и ряда других (Соколов В.И. и др., 1993, 1995, Ильина и др., 2005, 2009). ООО «Горизонт» успешно использует сланцы для облицовки каменных и печных топков, банных печей, теплых полов, душевых кабин, бассейнов и т.д. При добыче сланцев образуется большое количество отходов фракции менее 40 мм. Одним из возможных путей утилизации этих отходов является их использование в качестве заполнителя жаростойких бетонов. Указанные бетоны должны удовлетворять требованиям ГОСТ 20910-90 на жаростойкие бетоны и иметь температуру применения не менее 1000 °С.

Для проведения исследований использовали пробу талько-хлоритового сланца (ТХС), отобранную на месторождении Калиево-Муренанваара Республики Карелия. По данным разведочных работ сланец имеет состав: тальк – 45-46 %, хлорит – 32-35 %, карбонаты (брейнерит, доломит, магнезит) – 18-27 %, рудные минералы – до 3 %. Проба предварительно подвергалась дроблению на щековой лабораторной дробилке, затем просеивалась через стандартный набор сит на фракции 5-10 и менее 5 мм.

При разработке технологии получения жаростойких материалов из сланцев необходимо знать условия их термообработки, а также свойств, приобретаемых породой во время обжига. Предпосылкой проведения этих испытаний послужили результаты исследований свойств талько-хлоритовых сланцев и продуктов их обжига, которые показали, что сланцы, обожженные при температуре 900-1000 °С характеризуются высокой прочностью, термостойкостью и обладают хорошими теплозащитными свойствами (Соколов В.И., 1995).

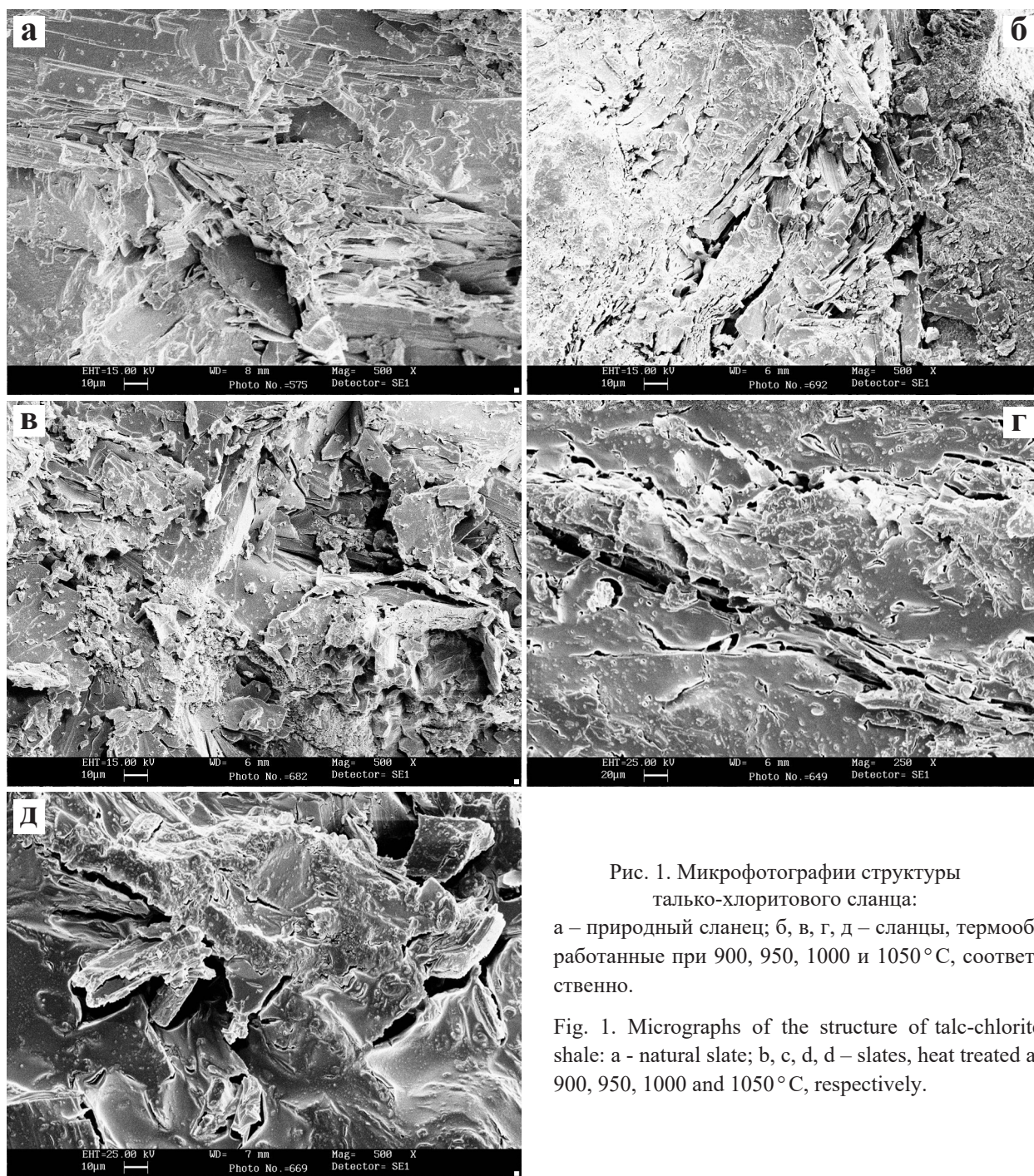


Рис. 1. Микрофотографии структуры талько-хлоритового сланца:
а – природный сланец; б, в, г, д – сланцы, термообработанные при 900, 950, 1000 и 1050 °С, соответственно.

Fig. 1. Micrographs of the structure of talc-chlorite shale: a - natural slate; b, c, d – slates, heat treated at 900, 950, 1000 and 1050 °С, respectively.

Обжиг сланцев проводился в лабораторной печи LF-7/13-G1 с модулем управления TS87B. Образцы помещали в разогретую до требуемых температур печь (900-1050 °С с интервалом 50 °С) и выдерживали в ней 20 мин.

Структура сланцев, обожженных при различных температурах, изучалась с помощью цифрового сканирующего электронного микроскопа SEM LEO-420 и представлена на рисунке 1.

На микрофотографии скола образца природного сланца (рис. 1, а) отчетливо видна пластинчатая структура талька в сростках с хлоритом, имеющего листовато-чешуйчатую структуру.

С увеличением температуры структура сланцев меняется. При температуре 900 °С (рис. 1, б) по границам их зерен начинают образовываться поры. Они имеют вид каналов неправильной формы, длиной нескольких десятков микрон и шириной до 2 мкм. С увеличением температуры нагрева раскрытие трещин возрастает. На микрофотографиях, соответствующих температуре обжига слан-

цев 950-1050 °С (рис. 1, в, г, д) хорошо видно, что для данного участка образца характерно наличие как крупных пор, представленных в основном микротрещинами, так и пор малого размера, занимающих значительную долю порового объема.

Структурные преобразования, сопровождающие нагрев талько-хлоритовых сланцев оказывают существенное влияние и на химический состав продуктов их обжига (табл. 1). В результате выноса части вещества и окисления железа при нагреве сланцев изменяется относительное содержание отдельных элементов. Это характерно для окисного и закисного железа, что значительно влияет на некоторые физические свойства термообработанной породы.

Таблица 1. Химический состав термообработанных сланцев.

Table 1. The chemical composition of heat-treated shale.

Содержание оксидов, мас.%												
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	C	п.п.п.
Исходный												
36.23	6.23	9.91	4.40	7.72	24.60	0.30	0.16	0.12	0.10	0.24	1.46	9.78
900°С												
42.15	6.52	11.35	0.73	7.32	27.04	0.24	0.18	0.11	0.13	0.21	0.06	0.66
950°С												
43.12	6.54	11.35	0.60	7.02	27.06	0.25	0.18	0.11	0.13	0.16	0.06	0.47
1000°С												
43.45	6.63	11.67	0.55	6.80	27.14	0.25	0.19	0.11	0.14	0.16	0.04	0.43
1050°С												
43.58	6.15	11.72	0.50	6.60	27.45	0.25	0.18	0.11	0.13	0.15	–	–

Так с увеличением температуры обжига с 900 до 1050 °С за счет диссоциации и дегидратации минералов плотность сланцев уменьшается на 15-22 %, а пористость возрастает до 14-21 %. Оптимальной температурой обжига следует считать 1000 °С, т.к. при этой температуре отмечается некоторое сокращение пористости, водопоглощения и значительное снижение значений коэффициента теплопроводности сланцев, что обусловлено ростом объема порового пространства, представленного закрытыми порами.

Природные сланцы обладают в основном невысокой прочностью, что обусловлено степенью их рассланцевания и составом. Обжиг сланцев оказывает существенное влияние на их прочность. Как показывают наши данные, максимальную прочность имеют сланцы, обожженные при 1000 °С, что связано с протеканием химических реакций в твердой фазе, сопровождающихся образованием метасиликата магния при перестройке кристаллической решетки талька. При дальнейшем повышении температуры эта тенденция нарушается в результате разложения талька, что способствует увеличению пористости, ослаблению связей и уменьшению прочности. Изменение структуры и свойств термообработанных сланцев должно отразиться и на свойствах жаростойкого бетона.

При подборе составов бетона в качестве заполнителя использовался щебень фракции 5-10 мм из талько-хлоритовых сланцев, обожженных при различных температурах. Для бетона контрольного состава использовался необожженный талько-хлоритовый щебень того же зернового состава. Мелким заполнителем служили отсеvy дробления сланцев фракции менее 5 мм, обожженные - для основного состава, и необожженные - для контрольного. В качестве вяжущего использовался портландцемент Сем II/A-V 42.5 R с расходом 400 кг/м³. С целью связывания CaO_{св.} в состав бетонной смеси вводили золошлаковую смесь (ЗШС) в количестве 30 % от массы цемента.

Основные свойства полученных бетонов приведены в таблице 2. Установлено, что плотность бетона на термообработанных сланцах на 10-12 % меньше, чем на исходных. В результате термообработки сланцы приобретают шероховатую поверхность, которая обеспечивает хорошее сцепление между цементным камнем и заполнителем, а значительная деформативность способствует уменьшению отрицательного влияния на структуру бетона усадки цементного камня.

Таблица 2. Основные свойства жаростойких бетонов на основе термообработанных сланцев.

Table 2. The main properties of heat-resistant concretes based on heat-treated shale.

Свойства бетона	Температура обжига сланцев, °С			
	исх.	950	1000	1050
Прочность при сжатии, МПа:				
– после ТВО	20.3	16.4	19.9	17.4
– после 28 сут.	26.1	24.4	28.9	25.6
Средняя плотность, кг/м ³	2220	2010	2060	1960
Остаточная прочность, % при 800°С	43.0	44.7	58.6	45.9
Усадка, %:				
при 800°С	0.4	0.6	0.4	0.8
900°С	0.6	0.8	0.5	0.9
950°С	1.0	0.9	0.5	1.0
1000°С	0.8	0.8	0.3	0.9
1050°С	1.0	1.2	0.6	1.2
Термостойкость, циклы	5	7	8	7
Коэффициент теплопроводности, Вт/м°С	0.617	0.420	0.300	0.383

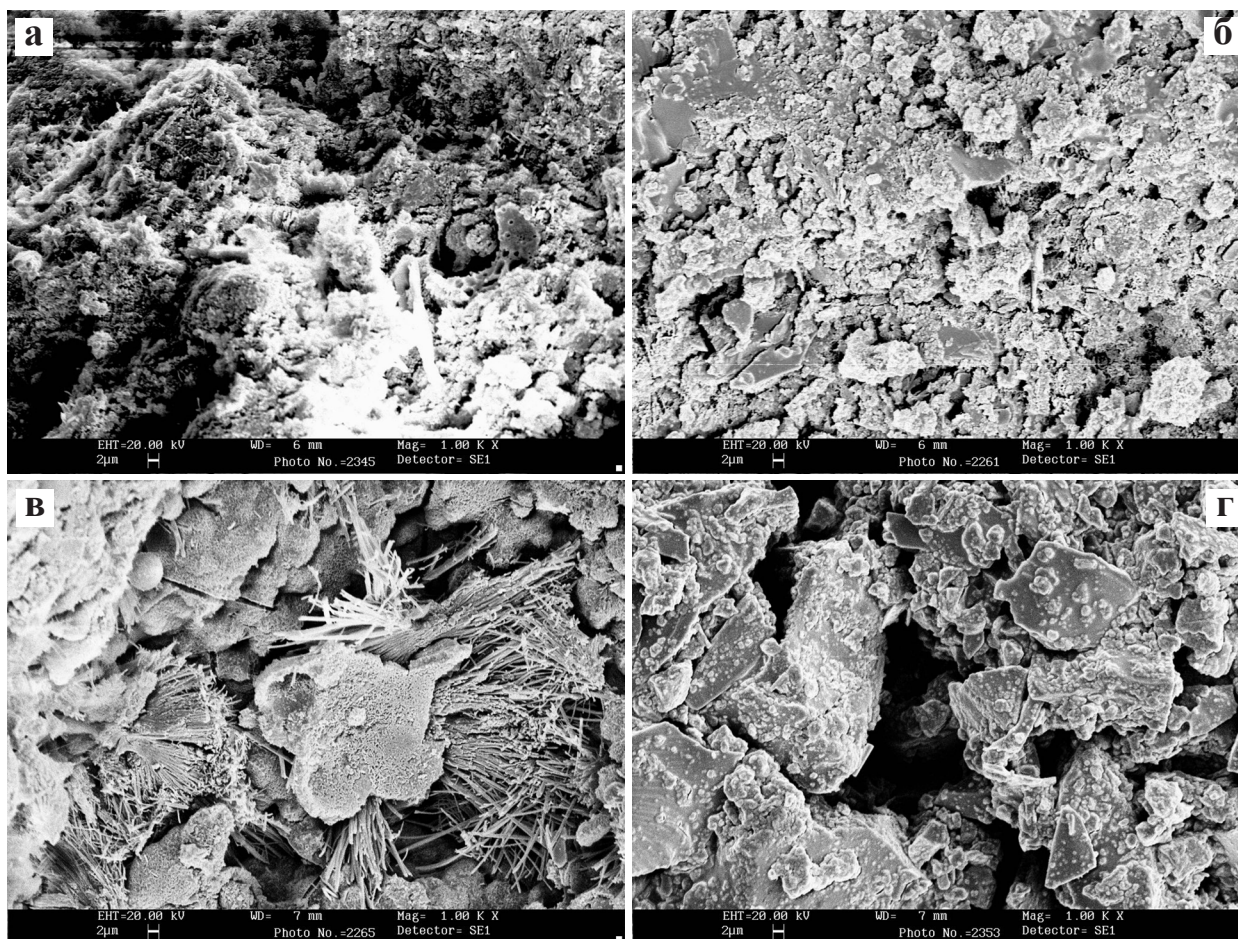


Рис. 2. Микроструктура бетона в возрасте 28 сут.

а – природный сланец; б, в, г – заполнитель, термообработанный при 950, 1000 и 1050 °С, соответственно.

Fig. 2. The microstructure of concrete at the age of 28 days.

a – natural slate; b, c, d – aggregate, heat-treated at 950, 1000 and 1050 °С, respectively.

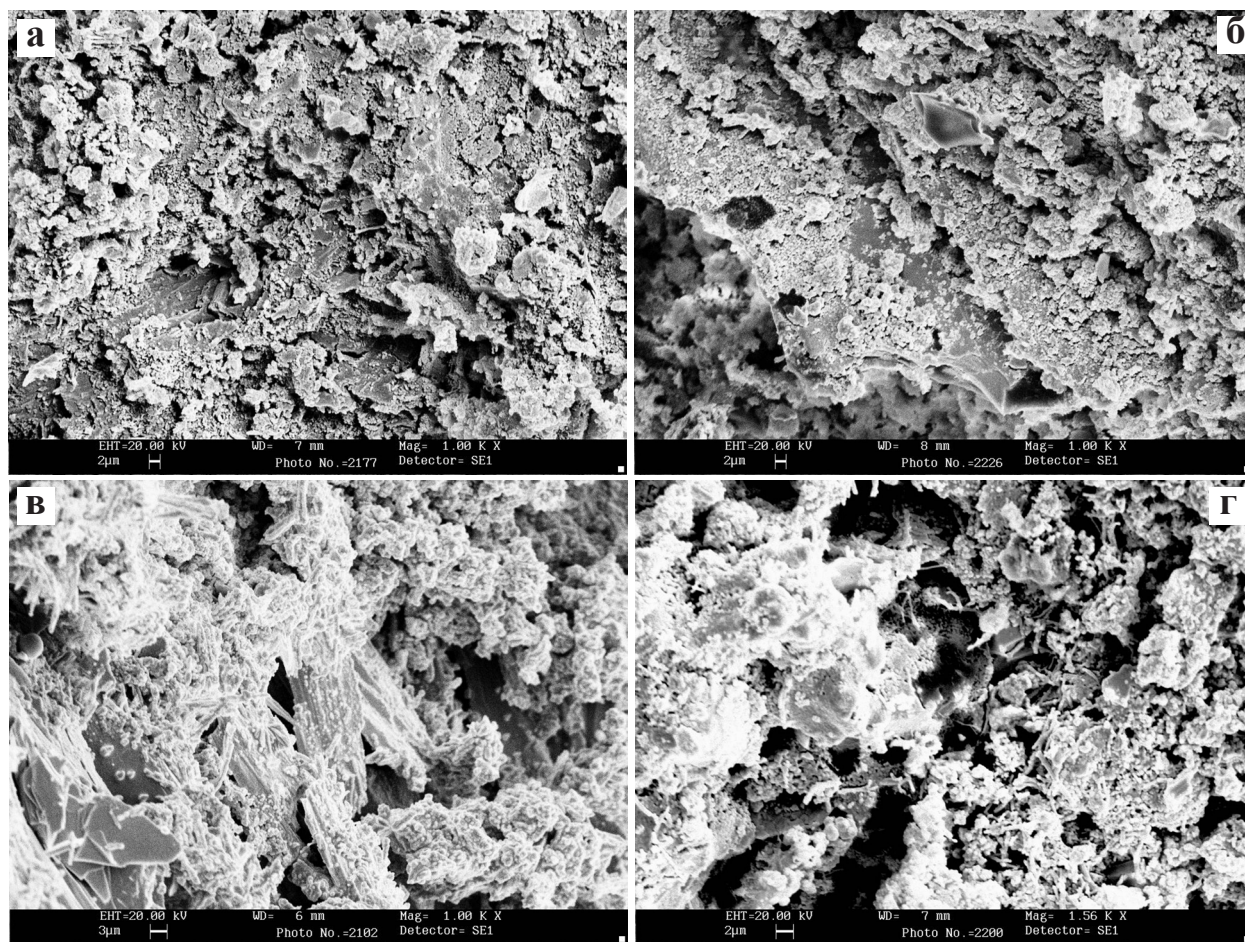


Рис. 3. Микроструктура жаростойкого бетона ($T_{\text{обж.}} = 800^{\circ}\text{C}$).
а – природный сланец; б, в, г – заполнитель, термообработанный при 950, 1000 и 1050 $^{\circ}\text{C}$, соответственно.

Fig. 3. Microstructure of heat-resistant concrete ($T_{\text{ob.}}=800^{\circ}\text{C}$).
a – natural slate; b, c, d – aggregate, heat-treated at 950, 1000 and 1050 $^{\circ}\text{C}$, respectively.

Как видно из приведенных данных, наибольшие прочностные показатели имеет состав с заполнителем из обожженных при 1000 $^{\circ}\text{C}$ сланцев. Класс бетона по прочности составляет В20. Также этот состав имеет самые высокие значения остаточной прочности (58.6%) после нагрева до 800 $^{\circ}\text{C}$ по сравнению с исходными необожженными сланцами и сланцами обожженными при более низких и более высоких температурах. Эти данные согласуются с результатами испытаний щебня, согласно которым щебень из сланцев, обожженных при 1000 $^{\circ}\text{C}$, имеет наибольшую прочность.

Морфологические исследования подтверждают полученные результаты. На рисунке 2 представлены микрофотографии образцов бетона в возрасте 28 суток на термообработанных сланцах, позволяющие проследить изменение структуры бетона в зависимости от температуры обжига заполнителя.

Микроструктура бетона на природных сланцах и сланцах, обожженных при 900 $^{\circ}\text{C}$ (рис. 2, а, б) характеризуется в основном рыхлой неоднородной структурой. На контакте цементного камня с гранулой природного сланца (рис. 2, а) четко выражена граница раздела фаз, что свидетельствует о недостаточной адгезии в зоне контакта. Микроструктура бетона на сланцах термообработанных при 1000 $^{\circ}\text{C}$, отличается наличием (рис. 2, в) кристаллов пластинчатой и игольчатой формы, идентичных гидросиликатам и гидроалюминатам кальция, а также эттрингиту, армирующим поры цементного камня, способствуя тем самым увеличению прочностных свойств материала. При использовании заполнителя, термообработанного при 1050 $^{\circ}\text{C}$ наблюдаются дефекты в контактной зоне «вяжущее – заполнитель», что прослеживается в виде образования зазора между цементным камнем и заполнителем (рис. 2, г).

На долговечность жаростойкого бетона большое влияние оказывают его прочность после нагрева до 800°C , так называемая остаточная прочность. Именно в это время происходит удаление влаги из бетона, стабилизируется его структура, наблюдается дегидратация минералов цементного камня, появляются большие структурные напряжения. В связи с этим 800°C является критической температурой и служит для контроля свойств жаростойкого бетона.

Микроструктура бетона после нагревания при 800°C , показанная на рис. 3, подтверждает представленные в таблице 1 результаты по значениям остаточной прочности.

Так, бетон с заполнителем из термообработанных при 1000°C сланцев (рис. 3, в), показывающий самые высокие значения остаточной прочности, имеет более развитую поверхность с новообразованиями из гидросиликатов и гидроалюминатов кальция, способствующих упрочнению структуры, по сравнению с бетоном на заполнителях, обожженных при более высокой и более низкой температурах (рис. 3, б, г).

Таким образом, установлено, что структура термообработанных сланцев оказывает существенное влияние на физико-химические свойства сланцев и жаростойких бетонов на их основе, что соответствует требованиям законов створа и конгруэнции. В результате термообработки сланцы приобретают шероховатую поверхность, которая обеспечивает хорошее сцепление между цементным камнем и заполнителем, повышая тем самым прочностные характеристики бетона.

Литература

1. Ильина В.П., Заверткин А.С., Анисимов А.М. Разработка технологии получения новых теплоизоляционных материалов для стационарных теплоаккумуляторов СТЭ типа «Печь» // Огнеупоры и техническая керамика. 2009. № 7-8. С. 81–86.
2. Соколов В.И. Талько-хлоритовые сланцы Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1995. 128 с.
3. Соколов В.И., Славин В.В., Зуев Н.М. Исследование талько-хлоритовых сланцев для футеровки алюминиевых электролизеров // Цветные металлы. 1993. № 5. С. 33–35.
4. Соколов В.И., Славин В.В., Зуев Н.М. Талько-хлоритовые сланцы и шунгиты в качестве новых футеровочных материалов // Цветные металлы. 1995. № 2. С. 31–34.
5. Талько-хлоритовые сланцы как сырье для получения керамической плитки / В.П. Ильина, Г.А. Лебедева, Г.П. Озерова, И.С. Инина // Материалы второй Международной научной конференции «Использование природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов». Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 80–82.

Кольский центр коллективного пользования (ЦКП) геохронологических и геохимических исследований: основные достижения

Баянова Т.Б., Кудряшов Н.М., Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Каменский И.Л., Елизаров Д.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Приведены новые U-Pb геохронологические возрастные данные для циркона из хадей-палеопротерозойских пород континентальной коры Центрально-Кольского мегаблока, а также для неоархейских крупных месторождений золота зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Представлены новые U-Pb возрастные данные по бадделеиту из месторождений неоархей-палеопротерозойского возраста: Кировогорского, Цагинского, Силлиньяarvi, а также Мончегорского, Федорово-Панского и Имандровского рудных районов. На океанической коре сформированы месторождения с U-Pb возрастными данными по бадделеиту палеопротерозоя: Падостунровское, Печенга и Колвицкое. Для палеозоя приведены U-Pb данные по бадделеиту крупнейших месторождений Ковдора, Себлявра и Vuorijarvi. Изотопно-геохимические величины – T_{DM} , ϵNd , I_{Sr} и He^3/He^4 измерены для пород и рудных минералов в интервале от 3.7 млрд. лет до 380 млн. лет. Приводится корреляция суперконтинентальных циклов, отражающая формирование месторождений в обширных изверженных провинциях (LIP) и распад суперконтинентов в истории развития Земли.

Ключевые слова: U-Pb, циркон, бадделеит, T_{DM} , ϵNd , I_{Sr} , рудные месторождения, He^3/He^4 .

Kola Collective Use Centre (Cuc) for geochronological and geochemical studies: main achievements

Bayanova T.B., Kudryashov N.M., Serov P.A., Steshenko E.N., Kunakkuzin E.L., Kamensky I.L., Elizarov D.V.

Geological institute KSC RAS, Apatity, tamara@geoksc.apatity.ru

Abstract. The paper provides new U-Pb geochronological data on zircon in Hadean-Paleoproterozoic rocks from the continental crust in the Central Kola megablock and major Neoproterozoic gold deposits in the Kolmozero-Voronya greenstone belt. The paper presents new U-Pb isotope data on baddeleyite from Neoproterozoic complex deposits, i.e. the Kirovogorskoye, Tsaga, Sillinjjarvi deposits, as well as the Monchegorsk, Fedorovo-Pansky and Imandra ore areas. The Paleoproterozoic deposits of Pados Tundra, Pechenga and Kolvitsa formed on the oceanic crust. Their ages have been U-Pb-dated on baddeleyite. U-Pb isochrones on baddeleyite are provided for major Paleozoic deposits of Kovdor, Seblyavr and Vuorijarvi. Isotope-geochemical values of T_{DM} , ϵNd , I_{Sr} and He^3/He^4 have been estimated for rocks and ore elements in the time range of 3.7 Ga-380 Ma. The paper provides a correlation of supercontinental cycles, which reflects the genesis of complex deposits in large igneous provinces (LIPs) and a break-up of supercontinents during the Earth's evolution.

Key words: U-Pb, zircon, baddeleyite, T_{DM} , ϵNd , I_{Sr} , ore deposits, He^3/He^4 .

Кольский центр коллективного пользования (ЦКП) геохронологических и геохимических исследований был создан в 2000 году (приказ директора ГИ КНЦ РАН, академика РАН Митрофанова Ф.П.) на базе уникального семиканального масс-спектрометра Finnigan-MAT 262, оснащенного квадрупольной установкой RPQ (для измерений нано и пико концентраций радиоизотопов (U, Pb и др.). Кольский ЦКП включает в основном сепарационную группу для выделения аксессуарных (циркон, рутил, титанит, монацит, бадделеит-впервые в России) для изотопного U-Pb датирования, породообразующих (оливин, ортопироксен, плагиоклаз и сульфидных ЭПГ содержащих минералов – впервые в России) для Sm-Nd, Rb-Sr и He^3/He^4 исследований. На балансе центра находятся 2 твердофазных (МИ-1201Т) и 2 газовых (МИ1201Г) масс-спектрометра украинского производства (г. Сумы) и 4 чистые комнаты – модули для U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr химических процедур для разложения первичных проб пород и минералов на изотопно-геохимические исследования с низкими (нано и пико) холостыми загрязнениями.

Главными достижениями Кольского ЦКП являются комплексные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, He³/He⁴ (REE, T_{DM}, εNd, I_{Sr}, и др.) изучения пород и месторождений стратегических полезных ископаемых (Cu-Ni, Cr-Ti-V, ЭПГ и др.), а также пород фундамента – континентальной и океанической коры, на которых формируются месторождения.

Древнейшие породы континентальной коры датированы U-Pb методом по циркону, выделенному из высокоглиноземистых гнейсов Центрально-Кольского мегаблока (рис. 1 а). Ядра циркона были изучены SHRIMP-II методом во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и отразили возраст в 3.7 млрд. лет (рис. 1 б), который является древнейшим в восточной части Фенноскандинавского щита и близким 3.73 млрд. лет (Нунма et al., 2018) возрасту циркону из трондjemитов Сурия (Финляндия), датированному на масс-спектрометре NordSIM (Швеция).

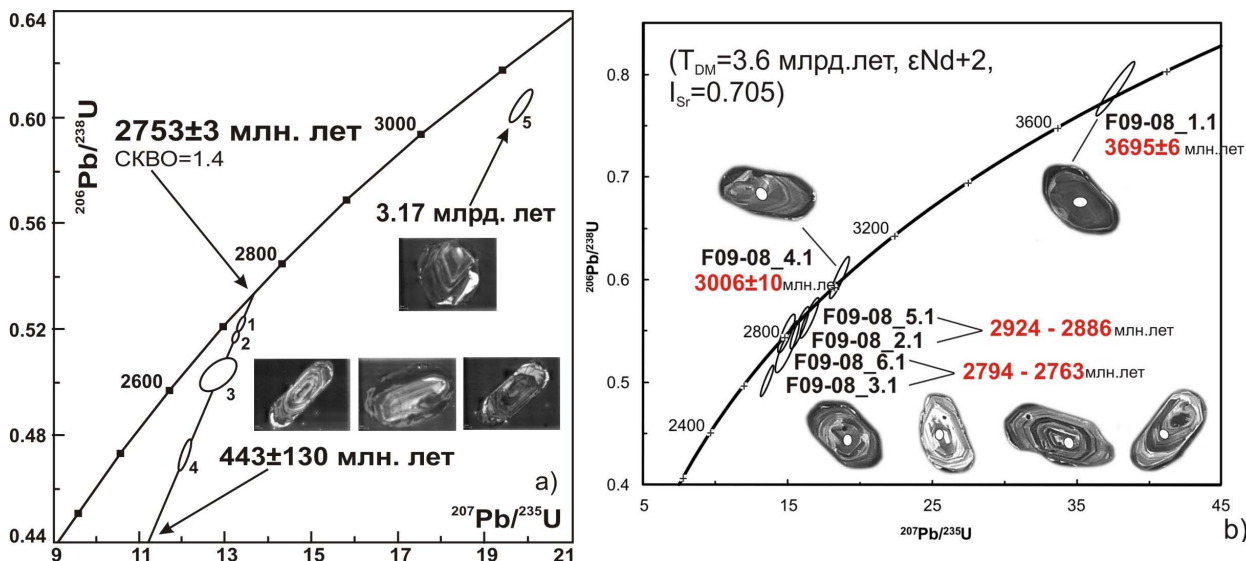


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из высокоглинозёмистых серых гнейсов Центрально-Кольского мегаблока (а), диаграмма SHRIMP-II данных для циркона Центрально-Кольского мегаблока (б).

Fig. 1. U-Pb isotope diagram with concordia for zircon from high-alumina gray gneisses of the Central Kola megablock (a), SHRIMP-II data diagram for zircon from the Central Kola megablock (b) (Bayanova et al., 2016).

На породах этой континентальной коры были образованы почти все неархейские месторождения: золоторудные Оленинское и Няльм 1 (рис. 2 а, б), железорудные (Оленегорское), Ti-Mag (Цагинское) и карбонатитовое Сиилинъярви, Финляндия (рис. 3 а, б, с). Можно отметить, что главные возрастные рубежи формирования были датированы U-Pb методом по бадделиту (рис. 4 а, б, с).

Месторождения стратегических полезных ископаемых Мончегорского, Федорово-Панского и Имандровского рудных районов также образованы на породах континентальной коры эоархей-палеоархейского возраста. Все главные фазы формирования месторождений были датированы U-Pb методом по бадделиту (рис. 4 а, б, с).

Можно отметить, что бадделит (Bayanova, 2006; Corfu et al., 2011) является более надёжным геохронометром по сравнению с цирконом, поэтому главные Pt-Pd и Cu-Ni месторождения мира – Бушвельд (Mungall et al., 2016) и Стиллутотер (Wall et al., 2018) были датированы с использованием этого минерала.

Месторождения стратегических полезных ископаемых Cr, Cu-Ni и Pt-Pd Падостундровской, Печенгской и Кандакшско-Колвицкой зоны были сформированы на коре океанического типа (рис. 5 а, б, с), согласно геологическим (Минц и др., 2017) и изотопно-геохимическим данным.

Комплексные REE апатит-нефелиновые и другие месторождения палеозоя были сформированы на коре переходного типа: частично на океанической и частично на континентальной по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем (рис. 6 а, б, с).

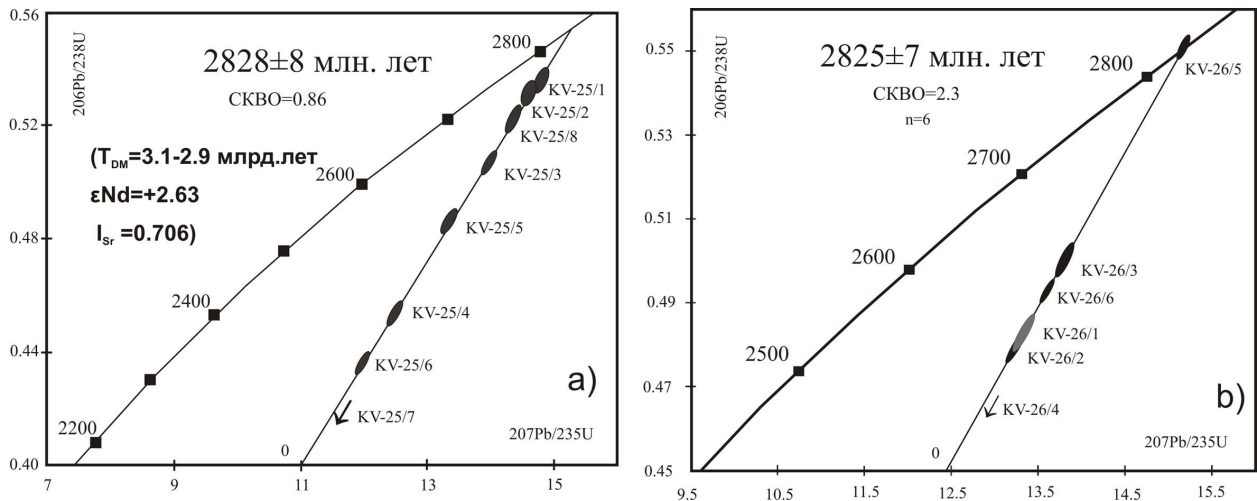


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для циркона из кварцевых порфиров рудопроявления Оленинское (а) и для гранодиорит-порфиров рудопроявления Няльм-1 (б) (Кудряшов и др., 2015).

Fig. 2. U-Pb isotope diagrams with concordia for zircons from the quartz porphyries of the Oleninskoe ore occurrence (a) and for granodiorite porphyries of the Nyalm-1 ore occurrence (b) (Kudryashov et al., 2015).

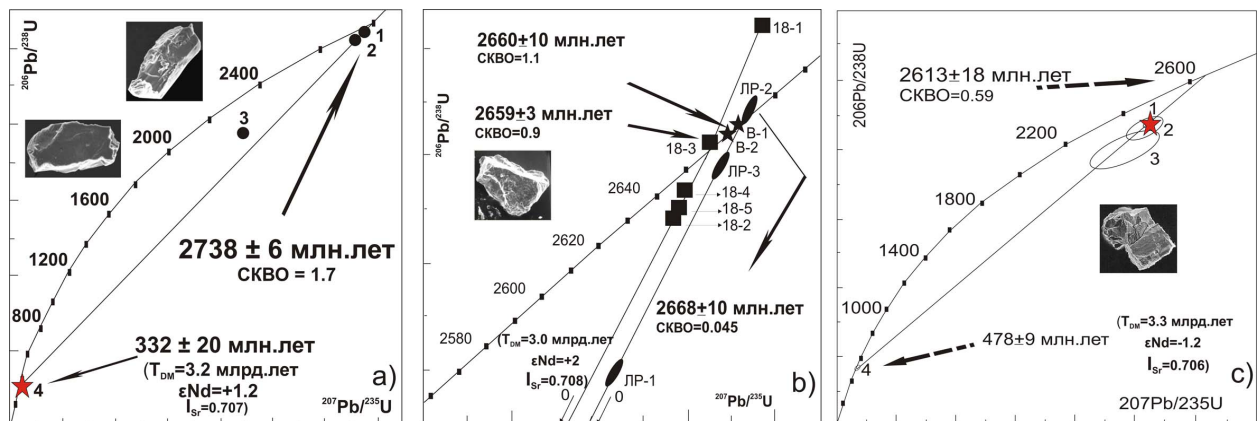


Рис. 3. U-Pb диаграммы для циркона и бадделейита из базитовой дайки Кировогорского месторождения (а); из пород Цагинского массива (б); из пород массива Силлиндъярви (с).

Fig. 3. U-Pb diagram for zircon and baddeleyite from the basic dyke of the Kirovogorsky deposit (a); from rocks of the Tsaginsky massif (b); from the rocks of the Sillinjärvi massif (c) (Bayanova, 2006).

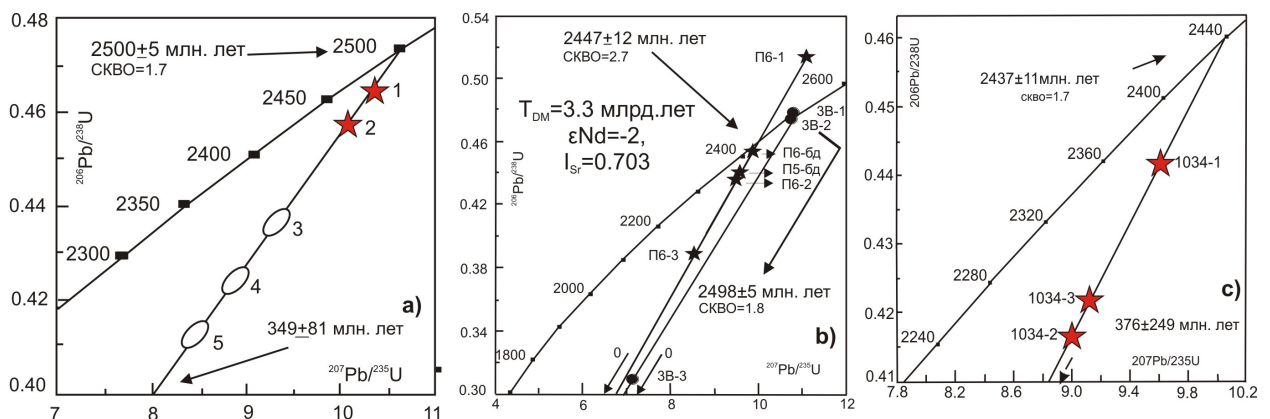


Рис. 4. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для циркона и бадделейита из Cu-Ni- месторождения Нюд (а) Мончегорского плутона; Pt-Pd месторождений Фёдорово-Панского массива (б), Cr-Ti-V месторождений Имандровского лополита (с) (Баянова, 2006).

Fig. 4. U-Pb isotope diagrams with concordia for zircon and baddeleyite from the Cu-Ni deposit Nud (a) of Monchegorsk pluton; Pt-Pd deposits of the Fedorovo-Pansky massif (b), Cr-Ti-V deposits of the Imandra lopolith (c) (Bayanova, 2006).

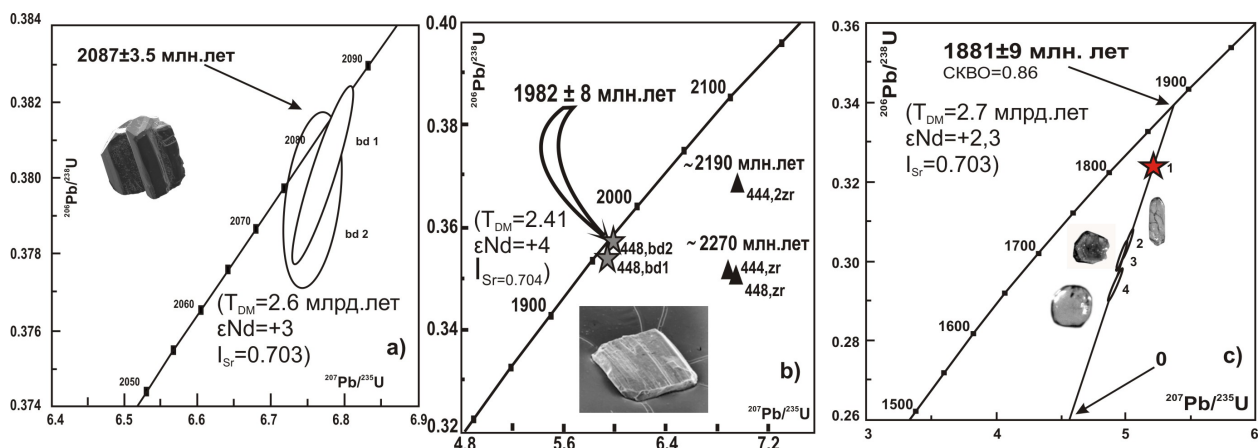


Рис. 5. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией по бадделейиту из метагаббро Cr Падостундровского месторождения (а), бадделейита и циркона из Cu-Ni месторождения Печенги (б), бадделейита и циркона из Ti-Mag Колвицкого месторождения (с).

Fig. 5. U-Pb isotope diagrams with concordia for baddeleyite metagabbro of the Cr Padostundra deposit (a); baddeleyite and zircon from the Cu-Ni Pechenga deposit (b), baddeleyite and zircon from the Ti-Mag Kolvitsa deposit (c).

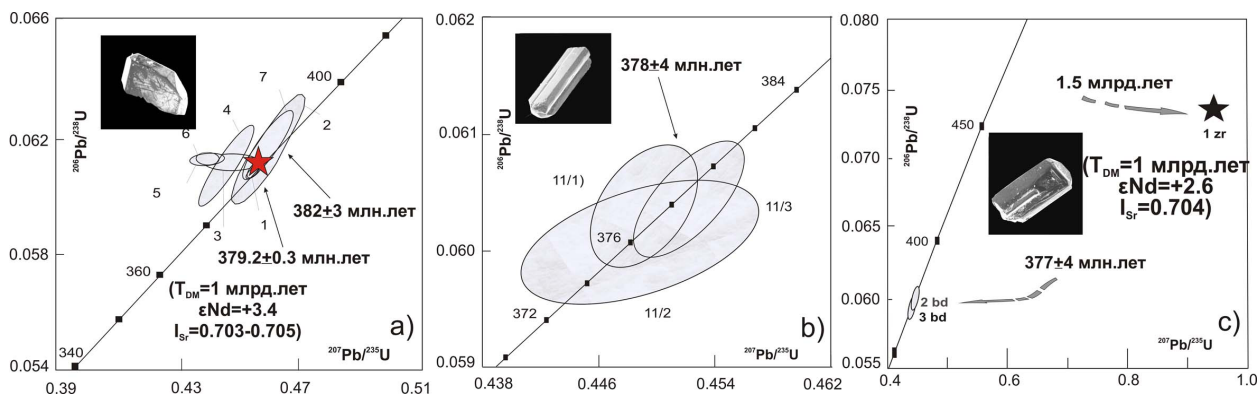


Рис. 6. Изотопные данные U-Pb для бадделейита из фоскоритовой руды, Ковдор (а), бадделейита из карбонатита Себляввра (б) и циркона (1) из пироксенита и бадделейита (2-3) из позднего карбонатита Вуориярви (с) (Баянова, 2006).

Fig. 6. Isotope U-Pb data on baddeleyite from foscorite ore, Kovdor (a), baddeleyite from carbonatite of Sebljavr (b) and zircon xenocryst (1) from pyroxenite and baddeleyite (2-3) from the late carbonatite of Vuorijarvi (c) (Bayanova, 2006).

Таким образом, можно отметить, что поскольку месторождения образуются в обширных мантийно-плюмовых изверженных провинциях (LIP) по данным (Arndt, 2013; Mitrofanov et al., 2013; Ernst, 2014, Yang et al., 2016 и др.), можно сделать предположение об их формировании в связи с распадом суперконтинентов в истории развития Земли.

Все исследования посвящены памяти выдающихся ученых мира – Д. Вассербурга (1927-2016 гг. США), Т. Кроу (1937-2008 гг. Канада), Ф.П. Митрофанова (1935-2014), Е.В. Бибиковой (1934-2016) и Н.П. Лаверу (1930-2016).

Научные исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053, проектов РФФИ 18-35-00246, 18-35-00152, 18-05-70082 и программы Президиума РАН 1.48.

Литература

1. Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Лялина Л.М., Серов П.А., Елизаров Д.В. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопоявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) // Литосфера. 2015. № 6. С. 83–100.
2. Минц М.В., Соколова Е.Ю., Глазнев В.Н., рабочая группа ЛАДОГА. Объемная модель глубинного строения Свеккофеннского аккреционного орогена (Финляндия, Россия): синтез данных геологического карти-

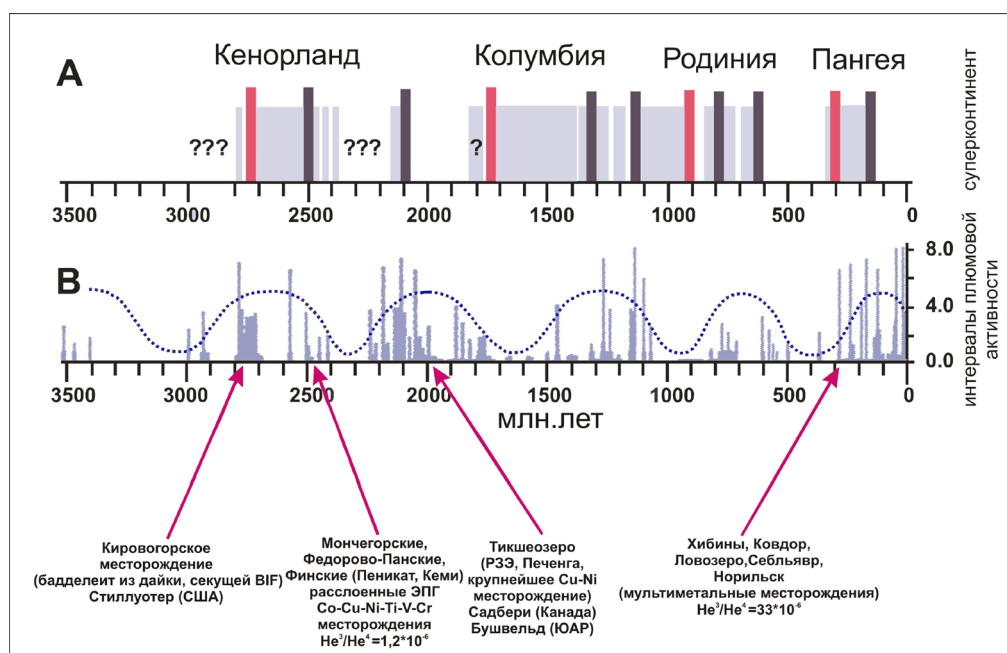


Рис 7 Корреляция (Lubnina, 2009) суперконтинентальных циклов (А) с периодом 750-900 млн и активности мантийных плюмов (В).

Fig. 7 Correlation (Lubnina, 2009) of supercontinental cycles (A) with a period of 750-900 Ma and activity of mantle plumes (B).

рования, сейсмопрофилирования, магнитотеллурики и Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С. 179–184.

- Arndt N. The Lithospheric Mantle Plays No Active Role in the Formation of Orthomagmatic Ore Deposits // *Economic Geology*. 2013. V. 108. P. 1953–1970.
- Bayanova T.B. Baddeleyite: A Promising Geochronometer for Alkaline and Basic Magmatism // *Petrology*, 2006. V. 14. N. 2. P. 187–200.
- Bayanova T.B., Kunakuzin E.L., Serov P.A., Fedotov D.A., Borisenko E.S., Elizarov D.V. and Larionov A.V. . Precise U-Pb (ID-TIMS) and SHRIMP-II ages on single zircon and Nd-Sr signatures from Achaean TTG and high aluminum gneisses on the Fennoscandian Shield / 32nd Nordic Geological Winter Meeting, Helsinki, Finland, 13-15 January 2016. Abs. Spec. V. P. 172.
- Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. A U-Pb ID-TIMS age of the Tiksheozero carbonatite: expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // *Central European Journal of Geosciences*, 2011. P. 302–308.
- Ernst, R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, Cambridge. 2014. P. 666.
- Huhma H., Hanski E., Kontinen A., Vuollo J., Mänttari I., Lahaye Y. Sm-Nd and U-Pb isotope geochemistry of the Palaeoproterozoic mafic magmatism in eastern and northern Finland // *Bulletin 405 Monograph*. 2018.
- Lubnina N.V. East-European craton from neoproterozoic to paleozoic time based on paleomagnetic data // Manuscript of doctoral dissertation. Moscow: MSU, 2009. 40 p.
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Korchagin A.Y. et al. East Scandinavian and Noril'sk Plume Mafic Large Igneous Provinces of Pd-Pt Ores: Geological and Metallogenic Comparison // *Geology of Ore Deposits*, 2013. V. 55. N. 5. P. 305–319.
- Mungall J.E., Kamo S.L., McQuade S. U-Pb geochronology documents out-of-sequence emplacement of ultramafic layers in the Bushveld Igneous Complex of South Africa // *NATURE COMMUNICATIONS*. 2016. 7:13385. DOI: 10.1038/ncomms1338.
- Wall C.J., Scoates J.S., Weis D., Friedman R.M., Amini M., Meurer W.P. The Stillwater Complex: Integrating Zircon Geochronological and Geochemical Constraints on the Age, Emplacement History and Crystallization of a Large, Open-System Layered Intrusion // *Journal of Petrology*. 2018. V. 59. N. 1. P. 153–190. doi: 10.1093/petrology/egy024.
- Yang S-H., Hanski E., Li C., Maier W. D., Huhma H., Mokrushin A. V., Latypov R., Lahaye Y., O'Brien H., Qu W-J. Mantle source of the 2.44-2.50 Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Mineralium Deposita*, 2016. V. 51. P. 1055–1073.

Огнеупорный бетон из отходов Ковдорского ГОКа на магнийфосфатной связке

Белогурова О.А., Саварина М.А., Шарай Т.В.

*Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева
КНЦ РАН, Апатиты, belog_oa@chemy.kolasc.net.ru*

Аннотация. Основное направление по совершенствованию производства огнеупоров – развитие технологии неформованных материалов. Наиболее востребованными являются огнеупорные бетоны. Они способны схватываться и твердеть при низких температурах с образованием структур, сохраняющих свои характеристики при нагревании. В этом исследовании бетоны были получены из брикета на основе форстеритового концентрата из отходов Ковдорского горно-обогатительного комбината и связующего фосфата магния. В результате был выбран зерновой состав шихты, найдено соотношение заполнителя и связующего для улучшения структурных свойств бетона; выявлено влияние состава и температуры термообработки брикета на физико-технические свойства полученных материалов. Бетоны обладают следующими характеристиками: плотность 2170–2260 кг/м³, прочность – до 49 МПа (при 25 °С), изменение объема после термообработки при 450–1000 °С составляет 1–2 %.

Ключевые слова: неформованный материал, форстеритовый концентрат, магнийфосфатная связка, огнеупорный бетон.

Refractory concrete from wastes of the Kovdorsky GOK on a magnesium phosphate binder

Belogurova O.A., Savarina M.A., Sharai T.V.

*Tananaev Institute of Chemistry - Subdivision of the Federal Research Centre KSC RAS, Apatity,
belog_oa@chemy.kolasc.net.ru*

Abstract. The main direction for improving the production of refractories is the development of the unshaped materials technology. The most popular among them are refractory concretes. They are capable of setting and hardening at low temperatures, with the formation of structures that retain their characteristics when heated. In this investigation concretes were obtained from a briquette made of a forsterite concentrate from waste products of the Kovdorsky Mining and Processing Plant and magnesium phosphate binder. As a result of the research, the grain composition of the charge was selected; found the ratio of aggregate and binder to improve the structural properties of concrete; the influence of the composition and temperature of briquette heat treatment on the physical and technical properties of the materials obtained is shown. Concretes possess the following characteristics: density 2170–2260 kg /m³, strength – up to 49 MPa (at 25 °C), volume change after heat treatment at 450–1000 °C is 1–2 %.

Keywords: unshaped material, forsterite concentrate, magnesium phosphate binder, refractory concrete.

Основное направление совершенствования производства огнеупоров связано с развитием технологии неформованных огнеупоров. В зарубежных странах в общем объеме производимых огнеупоров доля неформованных огнеупоров возрастает, например, в Японии этот показатель вплотную приближается к 70 %. По данным агентства DISCOVERY Research Group, объем рынка неформованных огнеупоров в России в 2016 г. составил 1140.7 тыс. т, что эквивалентно \$ 418.4 млн. В 2015 г. он равнялся \$ 522 млн. Темп прироста рынка в 2016 г. составил 19.9 %. С 2013 г. темп прироста этого сегмента рынка положительным не был. Объем импорта неформованных огнеупоров в Россию в 2016 г. составил 176.3 тыс. т. Этот показатель эквивалентен \$ 161.7 млн. Объем экспорта неформованных огнеупоров из России в 2016 г. составил 78.9 тыс. т. Это значение соответствует \$ 20.9 млн.

Наиболее востребованными среди неформованных огнеупоров являются огнеупорные бетоны и торкрет-массы. Огнеупорными бетонами называют безобжиговые композиционные материалы с огнеупорностью от 1580 °С и выше, состоящие из огнеупорного заполнителя, вяжущего материала, добавок и пор, затвердевающие при нормальной или повышенной температуре и обладающие ограниченной усадкой при температуре применения.

Перспективным связующим материалом являются фосфатные соединения, которые хорошо зарекомендовали себя в технологии огнеупоров, обеспечивая высокую термостойкость и прочность при высоких температурах (Скурихин В.В. и др., 2004; Кашеев И.Д. и др., 2007).

Для фосфатных связок схемы превращений цементирующей части неоднозначны и в композициях присутствуют фазы переменного состава. Новообразования по большей части аморфны и лишь при нагревании склонны к кристаллизации и взаимодействию с зёрнами наполнителя. Микроструктура подвергается значительным изменениям при термообработке.

Целью исследований являлась разработка технологии огнеупорного бетона из форстеритового концентрата из отходов обогащательного производства Ковдорского ГОКа (Петрик А.И. и др., 2012) с использованием в качестве связующего магнийфосфатной связки.

Химический анализ форстеритового концентрата, мас. %: MgO – 43-48; SiO₂ – 33-39; FeO – 4.4-5.3; Fe₂O₃ – 0.8-5.9; CaO – 0.6-2.4; п.п.п. – 0.1-1.5.

Для уменьшения влияния примесей и повышения огнеупорных свойств материала к форстеритовому концентрату, полученному из отходов обогащательного производства Ковдорского ГОКа, необходимо добавлять оксид магния, в данной работе использован бой магнезитовых изделий. В присутствии последнего не огнеупорные энстатит (1557 °С) и оксид железа переходят в форстерит (1890 °С) и магнезиоферрит (1750 °С):

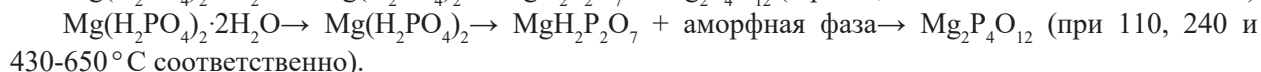
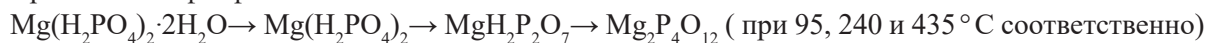
В технологии форстеритовых огнеупоров предпочтителен следующий гранулометрический состав шихты: до 55 мас. % фракции 3-0.63 мм, до 40 мас. % фракции менее 0.1 мм. Следовательно, для сырого форстеритового концентрата, гранулометрический состав которого находится в диапазоне < 0.2 мм, требуется брикетирование.

Реактив для получения связки: mMgCO₃·Mg(OH)₂·nH₂O (магний углекислый основной): Mg₅(CO₃)₄(OH)₂·4H₂O:

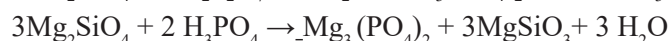
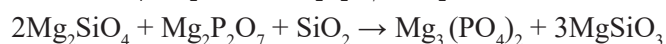
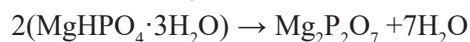
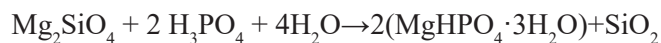


По мнению французских исследователей Mg(H₂PO₄)₂·2H₂O в диапазоне 90-200 °С переходит в Mg(H₂PO₄)₂; при 200-350 °С преобразуется в дигидропирофосфат MgH₂P₂O₇, при 400-450 °С - в аморфный полифосфат (Mg(PO₃)₂)_n, при 500-800 °С наблюдается переход этого соединения в тетраметафосфат Mg₂P₄O₁₂ (Soudee E., 1999).

В работе японских ученых (Makio Kinoshita et al., 1982) приводятся данные по возможным преобразованиям фосфатов:

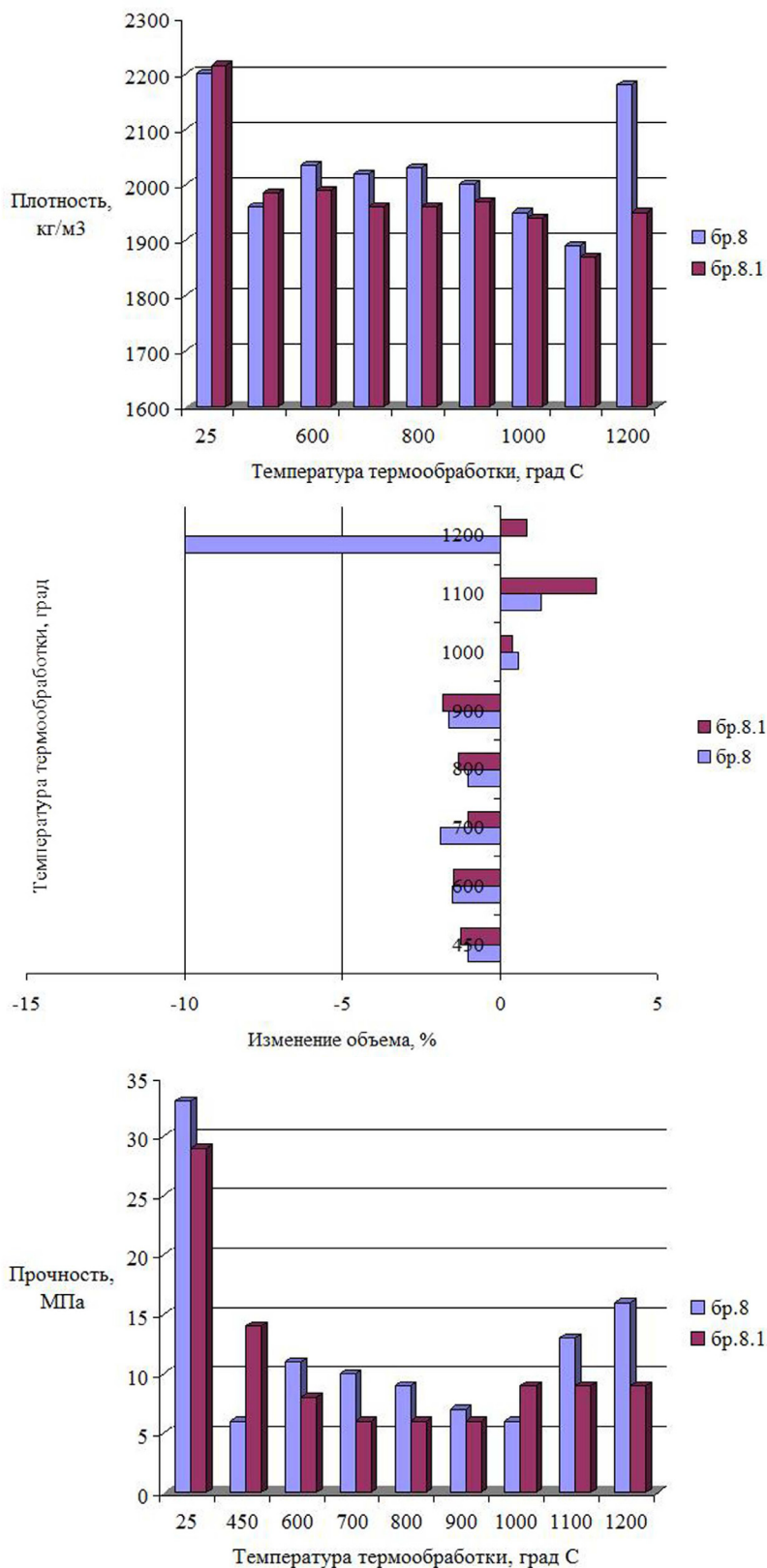


Взаимодействие форстерита и составляющих фосфатной связки изучено Хорошавиным Л.Б. (1990):



В данном исследовании использованы брикеты следующих составов: №8 – 60 % фр. < 0.2 мм и 15 % фр. < 0.063 мм форстеритового концентрата и 25 % боя магнезитовых изделий фр. 3-0.2 мм; № 8.1 – 50 % фр. < 0.2 мм и 15 % фр. < 0.063 мм форстеритового концентрата и 35 % боя магнезитовых изделий фр. 3-0.2 мм. Температура обжига брикета: 1300 и 1400 °С.

Для получения зависимости показателей бетона от количества тонкой фракции брикетов 8 и 8.1 в шихте использовали следующие соотношения – 80 % фр. < 3 мм и 20 % < 0.063 мм; 70 % < 3 мм и 30 % < 0.063 мм; 60 % < 3 мм и 40 % < 0.063 мм; 50 % < 3 мм и 50 % < 0.063 мм. Диапазон термообработки бетона – от 25 до 1200 °С. Были построены графики изменения показателей плотности, изменения объема и прочности бетонов в зависимости от вида используемого брикета и фракционного состава шихты (рис. 1, 2).



В легенде номера брикетов, обожженных при 1400 ° С.

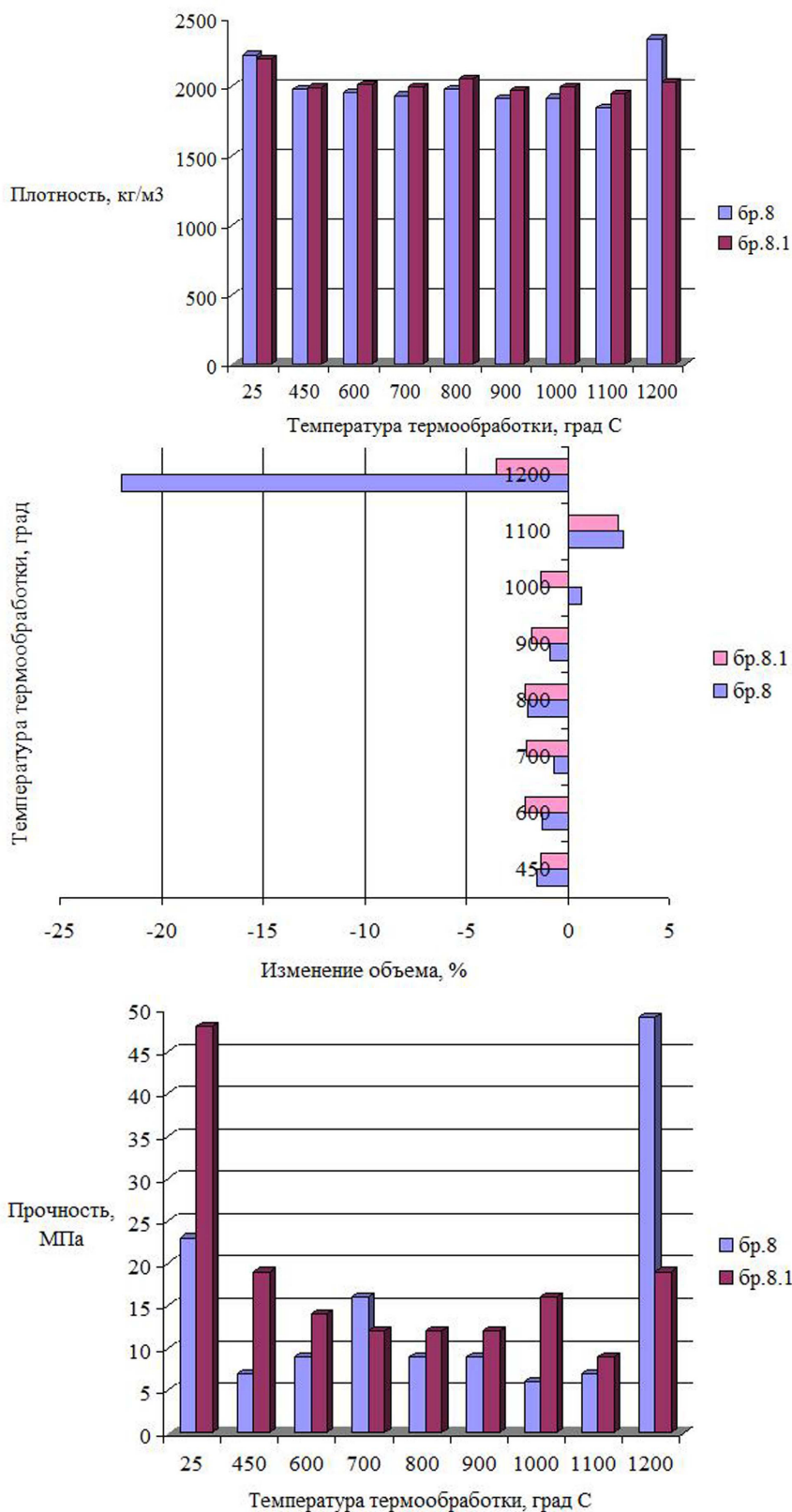
Состав шихты: 70 % фракции < 3 мм и 30 % фракции < 0.063 мм.

Рис. 1. Зависимость показателей свойств бетона от состава брикета и температуры термообработки.

The legend indicates numbers of the briquettes calcined at 1400 ° С.

Charge composition: 70 % fraction < 3 mm and 30 % fraction < 0.063 mm.

Fig. 1. Dependence of concrete properties from the composition of the briquette and the temperature of heat treatment.



В легенде номера брикетов, обожженных при 1400 °С.
 Состав шихты: 60 % фракции < 3 мм и 40 % фракции < 0.063 мм.
 Рис. 2. Зависимость показателей свойств бетона от состава брикета и температуры термообработки.

The legend indicates numbers of the briquettes calcined at 1400 °С.
 Charge composition: 60 % fraction < 3 mm and 40 % fraction < 0.063 mm.
 Fig. 2. Dependence of concrete properties from the composition of the briquette and the temperature of heat treatment.

В результате исследований подобран зерновой состав шихты с целью максимального заполнения объема; найдено соотношение заполнителя и связующего для повышения конструктивных свойств бетона; показано влияние состава и температуры термообработки брикета на физико-технические свойства получаемых материалов.

Более высокими показателями свойств обладает бетон на основе брикета, а не сырого форстеритового концентрата. Например, установлено, что при комнатной температуре указанные бетоны имеют следующие характеристики: плотность – 2230 и 1280-1450 кг/м³, прочность – 12.0 и 1.2-1.5 МПа соответственно. После термообработки при 450 °С: плотность – 2060 и 1310 кг/м³, прочность – 15 и 0.8 МПа соответственно.

Температура первоначального обжига брикета влияет на показатель изменения объема после термообработки в диапазоне 600-1000 °С. Для образцов из брикета, обожженного при 1300 °С, его значение 1.8 %, тогда как для образцов из брикета, обожженного при 1400 °С – 0.5 %.

Бетон из брикета с содержанием 25 мас. % боя магнезитовых изделий в большей степени спекается при температуре 1200 °С, чем из брикета, содержащего 35 мас. % боя магнезитовых изделий. Изменение объема в первом случае достигает 22 %, во втором – 3.6 %.

В состав шихты для бетона из брикета, содержащего 25 мас. % боя магнезитовых изделий рекомендуется вводить от 20 до 30 мас. % фракции менее 0.063 мм, так как при большем ее количестве увеличиваются объемные изменения при 1100 °С и происходит резкий скачок спекания при 1200 °С. Шихта для получения бетона из брикета, содержащего 35 мас. % боя магнезитовых изделий, должна содержать до 40 % фракции менее 0.063 мм, так как в этом случае получены высокие показатели прочности и плотности и уменьшение объема при 1200 °С не так резко выражено.

На основе брикета 8.1 получены бетоны со следующими характеристиками: плотность 2170-2260 кг/м³, прочность – до 49 МПа (при 25 °С), изменение объема после термообработки при 450-1000 °С составляет 1-2 %.

Таким образом, в результате исследования подобран зерновой состав шихты с целью максимального заполнения объема; найдено соотношение заполнителя и связующего для повышения конструктивных свойств бетона; показано влияние состава и температуры термообработки брикета на физико-технические свойства получаемых материалов.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0230-2018-0007.

Литература

1. Кашеев И.Д., Стрелов К.К., Мамыкин П.С. Химическая технология огнеупоров: учебное пособие. М.: Интермет Инжиниринг. 2007. 752 с.
2. Kinoshita M., Itatani K., Kishioka A. Thermal analysis of $Mg(H_2PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ under various reduced pressures // Gypsum and Lime. 1982. V. 177. P. 13–19.
3. Петрик А.И., Быховец А.Н., Сохарев В.А., Переин В.Н., Сердюков А.П. Модернизация минерально-сырьевой базы в стратегии долгосрочного развития Ковдорского ГОКа // Горный журнал. 2012. № 10. С. 12–17.
4. Скурихин В.В., Ермаков И.Н. Традиционные и новые огнеупорные материалы для строительства и ремонта стекловаренных печей // Стекло и керамика. 2004. № 10. С. 36–39.
5. Soudee E. Liantes phosphomagnesiens – mecaniqme de prise et durabilite: diss. Doctorat.- Lyon. 1999. 266 p.
6. Хорошавин Л.Б. Магнезиальные бетоны. М.: Металлургия, 1990. 168 с.

Коррозионная стойкость уртитов в жидких агрессивных средах

Белогурова Т.П.¹, Нерадовский Ю.Н.², Компанченко А.А.²

¹ *Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, belog_tp@chemy.kolasc.net.ru*

² *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru*

Аннотация. В работе приведены исследования по изучению состава, структуры и свойств уртитов рудника «Восточный». Установлено, что данные породы относятся к плотным и прочным, с низкими значениями водопоглощения и истираемости и могут служить сырьевым источником заполнителей для тяжелых бетонов. Препятствием для применения данных пород в строительстве является повышенное содержание в их составе нефелина, относящегося к вредным примесям. Исследованиями щебня из уртитов показано, что он соответствует маркам по прочности М1000, по истираемости И-II, по морозостойкости F200, что позволяет использовать его в качестве заполнителей бетонов. В работе проведены исследования коррозионной стойкости уртитов и заполнителей на их основе в различных агрессивных средах. Результаты испытаний уртитов и уртитового щебня в средах с повышенным содержанием ионов Cl^- , SO_4^{2-} и NO_3^- свидетельствуют о достаточной стойкости этих материалов в жидких агрессивных средах. Микроскопическими исследованиями структуры уртитов после испытаний установлено, что в образцах следов растворения минералов не наблюдается и признаков коррозии породы не обнаружено.

Ключевые слова: вскрышные породы, уртит, свойства, коррозионная стойкость, жидкие агрессивные среды, микроскопические исследования.

Corrosion resistance of urtites in aggressive media

Belogurova T.P.¹, Neradovsky Y.N.², Kompanchenko A.A.²

¹ *I.V.Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, belog_tp@chemy.kolasc.net.ru*

² *Geological Institute of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, nerad@geoksc.apatity.ru*

Abstract. The paper presents studies on the composition, structure and properties of urtites of the Vostochny mine. It is established that these rocks are dense and strong, with low values of water absorption and abrasion and can serve as a raw source of aggregates for heavy concrete. The use of these rocks in construction is constrained by the increased content of nepheline in their composition, which is related to harmful impurities. Research of crushed stone from urtites shows that it corresponds to the brands of strength M1000, abrasion resistance I-II, frost resistance F200, which allows it to be used as aggregates of concrete. In this work studies on the corrosion resistance of urtites and fillers on their basis in various aggressive environments are carried out. The results of tests of urtites and urtite crushed stone in environments with a high content of Cl^- , SO_4^{2-} and NO_3^- ions indicate sufficient resistance of these materials in liquid corrosive environments. Microscopic studies of the structure of urtites after testing show that no traces of dissolution of minerals in the samples are observed and no signs of corrosion of the rock are found.

Key words: overburden rocks, urtite, properties, corrosion resistance, liquid aggressive media, microprobe research.

Предприятия Кольского горнопромышленного комплекса производят свыше 60 % продукции промышленного производства области. При этом они являются основными источниками образования отходов. Только в 2017 г. образовалось почти 211 млн. т отходов горнодобывающей промышленности, что составляет 99.9 % от всех видов отходов производства в области. Общая площадь загрязненных земель составляет около 19250 км² или 22 % Мурманской области (Доклад о состоянии..., 2017).

Одним из примеров нетрадиционного природопользования в Кольском регионе является практически не используемые вскрышные породы рудников АО «Апатит». Препятствием для применения данных пород в строительстве является повышенное содержание в их составе нефелина, относящегося к вредным примесям. Ранее проведенные исследования вскрышных пород позволи-

ли рекомендовать их для получения бетонных изделий, эксплуатирующихся в неагрессивных условиях (Белогурова Т.П., Крашенинников О.Н., 2004). В представленной работе приводятся исследования поведения нефелинсодержащих пород - уртитов и уртитового щебня в различных агрессивных средах с целью научного обоснования возможности их использования для получения бетонов.

Уртиты представляют собой серовато-зеленые породы средне-крупнозернистого и пегматоидного сложения. Главные минеральные фазы пород – нефелин, пироксен, полевой шпат. В породах постоянно присутствуют также сфен, апатит, амфибол, биотит, титаномагнетит и акцессории: эвдиалит, лампрофиллит, энigmatит, содалит, пектолит, ринколит (рис. 1). Минеральный состав уртитов представлен в таблице 1.

Таблица 1. Минеральный состав уртитов.

Table 1. Mineral composition of urtites.

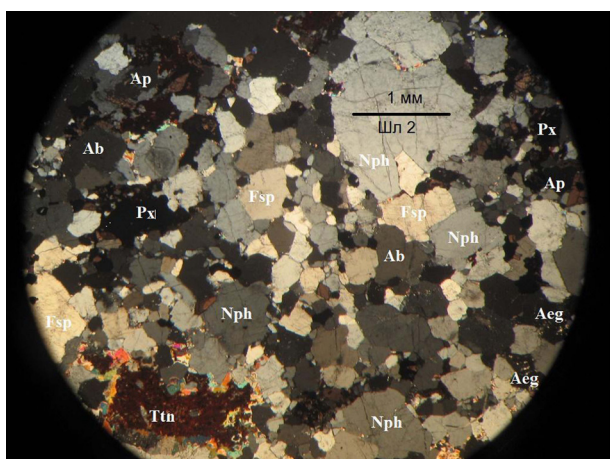


Рис.1. Микроструктура уррита.
 Fig.1. Microstructure of urtite.

Минерал	Содержание, мас. %
Нефелин	70.4-76.8 (71.3)
Пироксен	14.8-17.5 (16.4)
Полевой шпат	5.7-7.9 (6.2)
Сфен	2.2-3.5 (2.8)
Апатит	0.5-1.3 (0.7)
Титаномагнетит	0.2-0.9 (0.5)
Слюда	0.05-0.3 (0.1)
Содалит	0.3-1.1 (0.5)
Натролит	0.3-1.5 (0.7)
Прочие	0.05-0.9 (0.8)

Уртиты характеризуются выдержанностью минерального состава. Среднее содержание основных породообразующих минералов в породах – нефелина, пироксена и полевого шпата составляет 71.3, 16.4 и 6.2 %, соответственно.

Результаты физико-механических испытаний уртитов показали, что данные породы относятся к плотным и прочным породам. Плотность уртитов составляет 2.75-2.79 г/см³, что связано, по-видимому, с большим содержанием в урритах таких плотных минералов, как эгирин и титаномагнетит. Низкие значения пористости (0.40-2.2 %) и водопоглощения (0.10-0.15 %) пород также свидетельствуют об их хорошей сохранности и плотности. Предел прочности при сжатии образцов-кернов уртитов достаточно высок – не ниже 160 МПа, достигая максимального значения 230 МПа. Сопротивление ударным воздействиям, определенное на копре «Пэджа», составляет не менее 70 см, что позволяет отнести исследованные породы к группе прочных пород. Истираемость уртитов низкая и не превышает 0.20 г/см². Таким образом, данные вскрышные породы характеризуются сравнительно высокими физико-механическими свойствами.

Испытания заполнителей показали, что насыпная плотность щебня из уртитов составляет 1480-1530 кг/м³, что характеризует их как плотные заполнители. Пустотность в уплотненном состоянии, зависящая в основном от формы зерен заполнителей, составляет 44.8-46.6 %, что свидетельствует о хорошей уплотняемости щебня. Водопоглощение заполнителей низкое и составляет от 0.3 % у крупных фракций до 1.9 % у мелких, что указывает на высокое качество щебня. Качественные характеристики щебня, включающие показатели содержания пластинчатых зерен, слабых зерен, пылевидных частиц соответствуют требованиям, предъявляемым к щебню высшей категории качества. Показатели дробимости уртитов находятся в пределах от 16.7-18.8 %, что соответствует марке щебня по прочности 1000. Потеря массы щебня из уррита при испытаниях в полочном барабане составила от 27.2 до 30.5 %, что соответствует марке по истираемости И-П. Испытания щебня на морозостойкость, проведенные ускоренным способом в растворе сернокислого натрия, показали, что наибольшие потери массы после 15 циклов составили всего 2.9 %, т.е. щебень из уррита всех

фракций соответствует марке по морозостойкости F200. Испытания также показали устойчивость структуры щебня против всех видов распадов. Таким образом, заполнители на основе уррита рудника «Восточный» соответствуют основным требованиям ГОСТ 8267-93 и могут быть использованы для строительных работ. Мелкий заполнитель соответствующего зернового состава также отвечает требованиям ГОСТ 8736-2014 на песок для строительных работ.

В работе были проведены исследования коррозионной стойкости урритов и заполнителей на их основе в различных агрессивных средах.

При выборе агрессивных сред в лабораторных условиях руководствовались оценкой коррозионной стойкости урритов и заполнителей в растворах, имитирующих жидкие среды, аналогичные рудничным водам, но с повышенным содержанием агрессивных составляющих.

Главными химическими составляющими рудничных вод являются сульфаты, нитраты и хлориды. Для проведения исследований в лабораторных условиях были выбраны 3 среды с наиболее распространенными в сточных водах химическими элементами, концентрацию которых увеличили в 100 раз: сульфатная с концентрацией ионов $\text{SO}_4^{2-} = 1500$ мг/л, азотнокислая с концентрацией ионов $\text{NO}_3^- = 3500$ мг/л и хлористая с концентрацией ионов $\text{Cl}^- = 150$ мг/л. В качестве неагрессивной среды применяли дистиллированную воду.

Для контроля за изменением массы образцов при воздействии агрессивных сред с течением времени из уррита были изготовлены и взвешены 20 кубиков с ребром 40 мм (по 5 штук для каждой среды). Средняя масса 5 образцов для каждой среды составляла для I – 188.80 г., для II – 191.13 г., для III – 196.30 г. и для IV – 188.52 г.

Прочностные испытания уррита проводились на образцах-кубиках с ребром 25 мм. Перед закладкой в агрессивные среды партия образцов была испытана на прочность при сжатии в водонасыщенном состоянии. Контрольное значение прочности урритов как среднее из 20 образцов, составляло 150 МПа.

В таблице 2 приведены результаты изменения массы и прочности образцов уррита после 6 месяцев испытаний в лабораторных агрессивных средах.

Таблица 2. Изменение массы и прочности образцов уррита.

Table 2. Change of weight and strength of samples of urtite.

№ среды	Средние значения потери урритов							
	По массе				По прочности			
	m_0 , г	$m_{0.5}$, г	$\Delta m_{0.5}$, г	$\Delta m_{0.5}$, %	R_0 , МПа	$R_{0.5}$, МПа	$\Delta R_{0.5}$, %	Коэф. размягч.
I – дист. вода	188.80	188.75	0.05	0.03	150	144	4.0	0.96
II – Cl ⁻	191.13	191.06	0.07	0.04	150	142	5.3	0.95
III – SO_4^{2-}	196.30	196.23	0.07	0.04	150	141	6.0	0.94
IV – NO_3^-	188.52	188.43	0.09	0.05	150	141	6.0	0.94

Приведенные результаты показали, что через 6 месяцев наблюдается тенденция небольшого снижения массы во всех жидких средах, в том числе и в дистиллированной воде. Максимальные потери массы образцов-кубиков из урритов за полгода составили 0.09 % в азотнокислой среде и не превысили допустимые 0.15 %.

Результаты прочностных испытаний образцов урритов показали, что в течение 6 месяцев испытаний во всех жидких средах у пород наблюдалось незначительное снижение показателей прочности. Наибольшее снижение прочности урритов наблюдается у образцов, хранившихся в серно-кислой и азотнокислой средах (6.0 %), меньше – в дистиллированной воде (4.0 %). Максимальное снижение прочности обеспечивает коэффициент размягчения пород $K_{\text{разм.}} = 0.94$ при допустимом $K_{\text{разм.}} = 0.8$, что позволяет судить о достаточной стойкости урритов в жидких агрессивных средах. Визуальных признаков разрушения образцов ни в одной из сред не наблюдалось.

Исследование микроструктуры урритов, подвергшихся воздействию агрессивных сред, проводилось на поляризационном микроскопе AxioPlane, оснащенного блоком видеорегистрации и фо-

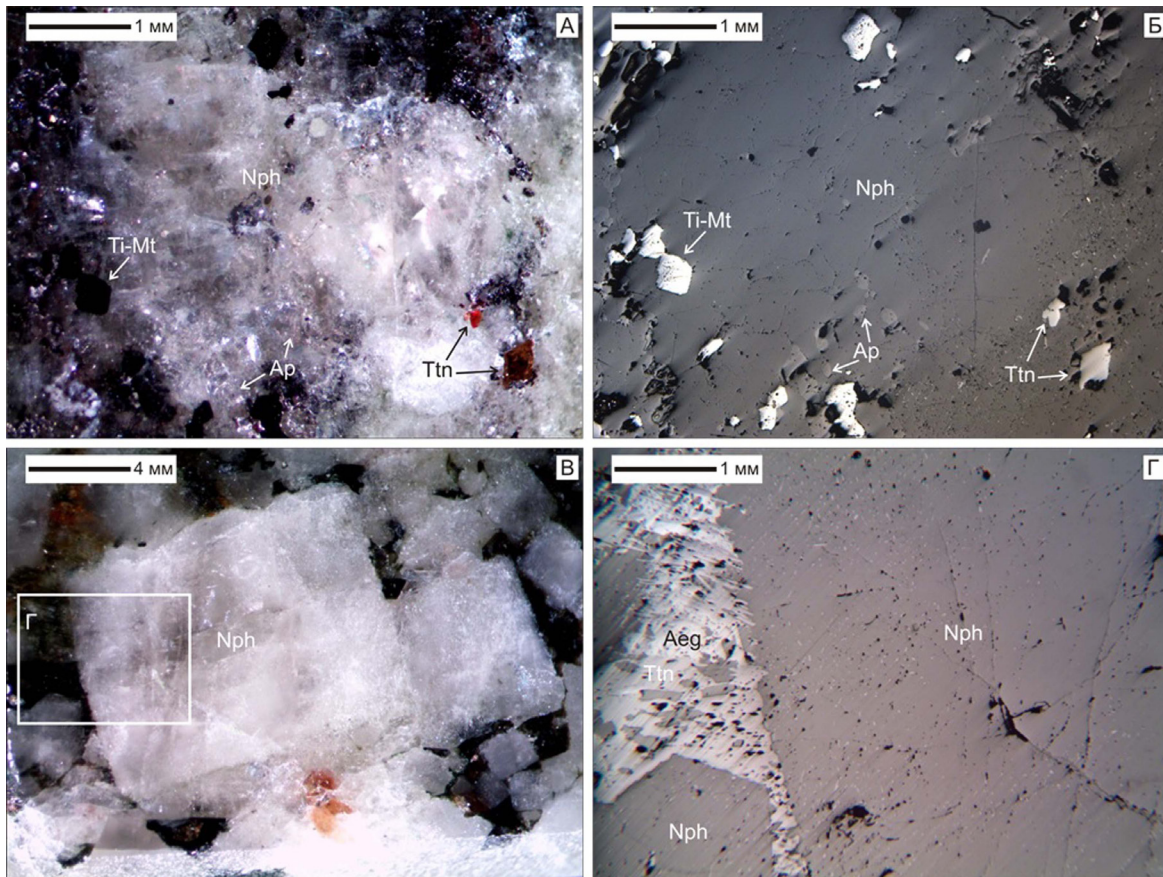


Рис. 2. Нефелин (Nph) до воздействия реагентов (А-Б) и после воздействия соляной кислоты (В-Г). А, В – макрофото; Б, Г – снимки в отраженном поляризованном свете. Аег – эгирин; Ап – апатит; Ti-Mt – титаномагнетит; Ttn – титанит.

Fig. 2. Nepheline (Nph) before reagent action (A-B) and after hydrochloric acid action (B-G). A, B – macrophoto; B, Г – reflected polarized light images. Aeg – aegirine; Ap – apatite; Ti-Mt – titanomagnetite; Ttn – titanite.

томикроскопе UltraPhot-3 с видеоокуляром TourCam-3.1 в ГИ КНЦ РАН. Изучение минералов в отраженном и проходящем поляризованном свете осуществлялось на шлифах и полированных аншлифах уртитов, хранившихся 6 месяцев в жидких средах. В качестве примера на рисунке 2 приведены фото основного минерала уртитов – нефелина до воздействия реагентов и после воздействия в течение 0.5 года раствора соляной кислоты.

Под микроскопом видно, что нефелин обладает белой, серовато-белой окраской (рис. 2, А, В); минерал трещиноватый (рис. 2, А-Г). Формы выделений представлены в основном идиоморфными кристаллами, реже ксеноморфными кристаллами и сростками (рис. 2, А). Исследования в отраженном и проходящем свете показали, что нефелин насыщен мелкими (первые десятки микрон) включениями эгирина (что придает ему зеленоватый оттенок), апатита, титанита. Также эти минералы, более крупного размера, наблюдаются в краевых частях кристаллов нефелина (рис. 2, Б). Изучение нефелина, подвергнутого воздействию реактивов, не выявило существенных различий от его первоначального вида. Например, на рисунке 2 (В-Г) показан кристалл нефелина после воздействия соляной кислоты. Поверхность среза достаточно гладкая, небольшая пористость может быть связана с дефектами полировки. Границы с другими минералами четкие, на границах и в трещинах в нефелине не наблюдается следов коррозии или вторичного минералообразования. То же характерно и для других минералов, ассоциирующих с нефелином – титанита, апатита, эгирина, титаномагнетита и др. Примечательно, что свое название нефелин получил от греч. νεφέλη – облако, так как минерал растворяется в сильных кислотах (в том числе – соляной), с выделением студенистой массы кремнезема (Бетехтин, 2007). Однако в данных образцах следов растворения минералов не наблюдается.

Аналогичным образом ведут себя нефелин и породообразующие минералы в образцах, изготовленных из уртитов, находившихся под действием других жидких сред. Таким образом, микроскопическими исследованиями установлено, что в образцах уртитов после 6 месяцев хранения в агрессивных средах, признаков коррозии не обнаружено.

В целом, испытания образцов из уррита в жидких агрессивных средах показали, что данные породы являются достаточно стойкими по отношению ко всем использованным жидким средам.

Исследование коррозионной стойкости заполнителей из уртитов проводилось в условиях воздействия 4-х указанных выше жидких сред на щебне фракции 10-20 мм. Для определения потерь массы в каждую среду были заложены по 6 проб первоначальной массой в сухом состоянии около 400 г. Первоначальные значения дробимости щебня из уррита были определены как среднее из 6 параллельных испытаний. Средние значения дробимости уртитов составляли 16.15 %.

В таблице 3 представлены результаты изменения массы и дробимости щебня за первые 0.5 года испытаний в жидких средах.

Таблица 3. Изменение массы и дробимости щебня из уррита.

Table 3. Change of weight and the crushability of crushed stone from urtite.

№ среды	Средние значения потери щебня						
	по массе				по дробимости, %		
	m_0 , г	$m_{0.5}$, г	Δm , г	Δm , %	Dp_0	$Dp_{0.5}$	ΔDp
I – д. в	400.00	399.25	0.75	0.19	16.15	17.65	1.5
II – Cl ⁻	400.18	399.52	0.96	0.24	16.15	18.45	2.3
III – SO ₄ ²⁻	400.00	398.61	1.39	0.35	16.15	18.75	2.6
IV – NO ₃ ⁻	400.02	398.28	1.74	0.43	16.15	18.25	2.1

Результаты испытаний показали, что через 6 месяцев хранения во всех жидких средах у исследуемых проб щебня имеются определенные потери массы. Наиболее агрессивной средой для заполнителей является раствор с повышенным содержанием ионов NO₃⁻ – $\Delta m = 0.43$ % при допустимых 5 %. По сравнению с показателями, полученными на параллельных образцах в дистиллированной воде, потери массы в агрессивных средах различаются не более, чем на 0.24 %. На этом основании можно сделать вывод о достаточной стойкости щебня из уррита в исследованных жидких средах.

Сравнивая показатели дробимости проб щебня, полученные для каждой агрессивной среды через 6 месяцев испытаний, с исходными значениями, видно, что показатели дробимости, т.е. потери по массе при испытании щебня на сжатие в цилиндре, во всех средах увеличились, достигнув в сернокислой среде максимального значения потери массы при дробимости в 2.6 %. Дробимость проб щебня, помещенных в дистиллированную воду, не отличалась от дробимости проб щебня из других агрессивных сред более чем на 1.1 %. Несмотря на потери, щебень во всех средах через 6 месяцев испытаний показал ту же марку по прочности, что и до испытаний (M1000). На этом основании можно сделать вывод о стойкости щебня из уррита во всех лабораторных жидких средах. Дальнейшие коррозионные испытания уртитов, заполнителей из уртитов и бетонов на их основе позволят сделать более точные выводы для научного обоснования вовлечения в производство техногенных месторождений апатито-нефелинового сырья.

Литература

1. Белогурова Т.П., Крашенинников О.Н. Утилизация вскрышных пород Хибинских апатитонефелиновых месторождений в строительстве // Строительные материалы. 2004. № 6. С. 32–35.
2. Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. М.: КДУ. 2007. 721 с.
3. Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2017 году. Мурманск: Правительство Мурманской области. 2017. 165 с. Интернет ресурс: <https://gov-murman.ru/region/environmentstate>.

Исследование зон быстрого транзита карстовых подземных вод Южного берега Крыма

Богуславский А.С., Казаков С.И., Лемешко Е.Е., Берзова И.Г.

ФГБУН Черноморский гидрофизический полигон РАН, п.г.т. Кацивели, Республика Крым,
science@bshpg-ras.ru

Аннотация. Приведены результаты геоморфологического анализа и гидрогеологического моделирования быстрого транзита подземных вод карстового формирования через береговую зону Южного берега Крыма по трассам древних оползней и отторженцев на примере участков тектонического обрамления Лименской вулканической группы (г. Пиляки-Хыр). Обосновывается палеореконструкция формирования древних оползней и известняковых отторженцев как объектов дилювиального (флювиально-катастрофического) морфолитогеогенеза.

Ключевые слова: Горный Крым, береговая зона, древние оползни, известняковые отторженцы, дилювий, гидрогеологическая модель, палеореконструкция.

Studying fast transit zones of the karst groundwater of the Southern coast of Crimea

Boguslavsky A.S., Kazakov S.I., Lemeshko E.E., Berzova I.G.

Black Sea Hydrophysical Proving Ground of the Russian Academy of Sciences, Katsiveli, Republic of Crimea, science@bshpg-ras.ru

Abstract. The paper presents results of geomorphological analysis and hydrogeological modeling of fast transit flow of karst groundwater across the shore by pathways of ancient landslides and limestone outliers of the Southern coast of Crimea on the example of sites of tectonic framing of the Limenian volcanic group (Pilyaki-Hyr mountain). The article substantiates paleoreconstruction of the formation of ancient landslides and limestone outliers as objects of diluvium (fluvial-catastrophic) morpholithogenesis.

Key words: Mountain Crimea, coastal zone, ancient landslides, limestone outliers, diluvium, hydrogeological model, paleoreconstruction.

Введение

Актуальность проблемы исследования трансберегового транзита и разгрузки подземных вод карстового формирования юго-западной части Горного Крыма и Южного берега Крыма (ЮБК) определяется, во-первых, необходимостью уточнения механизмов формирования береговых ландшафтов, в частности, в аспекте гипотезы катастрофических флювиогляциальных (дилювиальных) процессов формирования ландшафтов в голоцене (Рудой, 1997, 2000), предварительно подтверждаемых циклическим (грядовым) характером разброса обломков верхнеюрских известняков в береговой зоне ЮБК.

Во-вторых, важность проблемы обусловлена непосредственной связью потоков подземных вод и их выходов на поверхность с опасными инженерно-геологическими явлениями и процессами береговой зоны – оползнями, обвалами, абразией, селями, мутьевыми потоками, зонами повышенной сейсмической балльности, и, следовательно, с необходимостью разработки эффективного менеджмента и устойчивости берегов, решения геоэкологических проблем.

Более-менее детальные геолого-геоморфологические и немногочисленные гидрогеологические исследования береговой территории ЮБК и прилегающих с севера склонов Горного Крыма исследуемого Лименского участка были выполнены в работах А.С. Моисеева (Моисеев, 1930), С.Н. Михайловского и В.Ф. Пчелинцева (Михайловский, Пчелинцев, 1932), в которых высказывается идея о приуроченности струйных потоков подземных вод к известняковым массивам древних оползней и отторженцев, расположенных вдоль тектонических нарушений по границам Лименского вулканического района (Лебединский, Макаров, 1962). Особенностью этих массивов являет-

ся наличие в них разнородных по размеру и характеру залегания перемещенных блоков верхнеюрских известняков (от щебней до глыб размерами в десятки метров и весом в сотни тонн). В древних оползнях ЮБК они залегают во вмещающих элювиально-делювиальных суглинистых оползневых отложениях, представляя в целом оползневые массивы предположительно неоген-четвертичного возраста. Отторженцы (Биюк-Исар, Кошка, Могаби, Массандровский массив, Парагильмен, Гурзуфские скалы и др.) представляют собой смещенные массивы трещиноватых известняков компактного залегания и значительных размеров (от сотен метров до километров), первоначально, по-видимому, принадлежавших Главной гряде. М.В. Муратов (Муратов, 1960) назвал их массандровскими отложениями (свитой) ввиду их большого массива в районе Массандры, и небезосновательно связывал их происхождение с оползневыми процессами и водно-селевыми потоками по наклонным к югу ложбинам и палеорулам древних водотоков. Относительно происхождения этих отложений до настоящего времени в литературе нет единого мнения. Как вполне вероятные рассматриваются также тектонический и сейсмогравитационный механизмы их смещения с плато яйл Главной гряды (Вахрушев, 2000).

Геоморфологические особенности

Результаты исследования геоморфологических особенностей известняковых отторженцев и древних оползней исследуемого Лименского участка подтверждают высокую вероятность их дилювиального генезиса (Рудой, 1997, 2000) и тесную взаимосвязь с геодинамическими зонами по тектоническому обрамлению Лименской вулканической группы (Лебединский, Макаров, 1962). Все отторженцы как Симеизской (г. Кошка), так и Кучук-Койской (Биюк-Исар) групп, соответственно к востоку и западу от древнего вулкана г. Пиляки-Хыр, выявляют субмеридионально ориентированные обтекаемые формы, характерные для потоковых друмлинов и котловин (Baker and Nummedal, 1978).

Скелетную «осевую» основу Кацивельского и Понизовского древних оползней составляет непрерывный «хаос» обломков верхнеюрского известняка от щебней до глыб размерами 10 м и более, который прослеживается от спиллвея (Рудой, 1997) – ущелья прорыва в Главной гряде к югу от котловины Бештекне – по палеоруслу вдоль западного склона г. Пиляки-Хыр и далее до бере-



Рис. 1. Верхняя часть Кацивельско-Понизовского древнего оползня. Внизу слева – вулканический массив г. Хыр, справа – группа отторженцев Биюк-Исар.

Fig. 1. The upper part of the Katsiveli-Ponizovka ancient landslide. Bottom left – the volcanic massif of Mt. Hyr, right – a group of the Biyuk-Isar outliers.

говой линии и подводного склона. Вблизи Главной гряды обломки лежат на поверхности в виде мощных хаотических навалов (рис. 1).

По мере углубления, расширения и разветвления палеорула в южном направлении на кацивельскую и понизовскую ветви, глыбы известняков все более «утоплены» в суглинистых вмещающих отложениях мощностью до 50 м, формируя, наряду с более мелкими обломками терригенных и вулканогенных пород, тело древних оползней (рис. 2).

Вдоль восточной и западной границ их прибрежной части отдельные глыбы известняков формируют поверхностные эрратические шлейфы – дилювиальные бермы (Рудой, 1997) на примыкающих обнажениях коренных пород таврической серии (рис. 3).



Рис. 2. Верхнеюрские обломки известняка в теле вмещающих суглинистых оползневых отложений древнего Кацивельского оползня (береговой обрыв, мыс Кикинеиз).

Fig. 2. Upper-Jurassic limestone fragments within host loamy landslide deposits of the ancient Katsiveli landslide (coastal cliff, Cape Kikineiz).



Рис. 3. Субмеридиональные эрратические шлейфы обломков известняков вдоль восточной границы Кацивельского древнего оползня, берег Лименской бухты, радиотелескоп РТ-22.

Fig. 3. Submeridional erratic traces of limestone debris along the eastern border of the Katsiveli ancient landslide, the coast of Limensky Bay, Radiotelescope RT-22.

Гидрогеологическая модель

С помощью компьютерной моделирующей системы Processing Modflow (Ciang, Kinzelbach, 2001) разработана двухслойная гидрогеологическая модель участка ЮБК (район Понизовка – Симеиз) и прилегающего участка Ай-Петринской яйлы, площадью 81 км² (9×9 км), с равномерным шагом квадратной сетки 100 м. Выполнено моделирование потоков подземных вод по зонам повышенной проницаемости, обусловленным субмеридиональными разломами по границам вулканогенного (г. Пиляки-Хыр) и терригенного комплексов, которые геоморфологически ассоциируются с древними оползнями и известняковыми отторженцами (г. Кошка, г. Биюк Исар).

В процессе создания модели учитывались: отметки рельефа по данным топокарты М 1:50000 и детальных космоснимков (Landsat, Quick Bird); уровни подземных вод в имеющихся скважинах; данные о субмаринной разгрузке; данные атмосферных осадков; рельеф дна подводного берегового склона (Мельник, 1996); результаты георадарного профилирования массива пород Кацивельского древнего оползня с использованием георадара «SIR-3000» с целью уточнения параметров проницаемости (рис. 4).

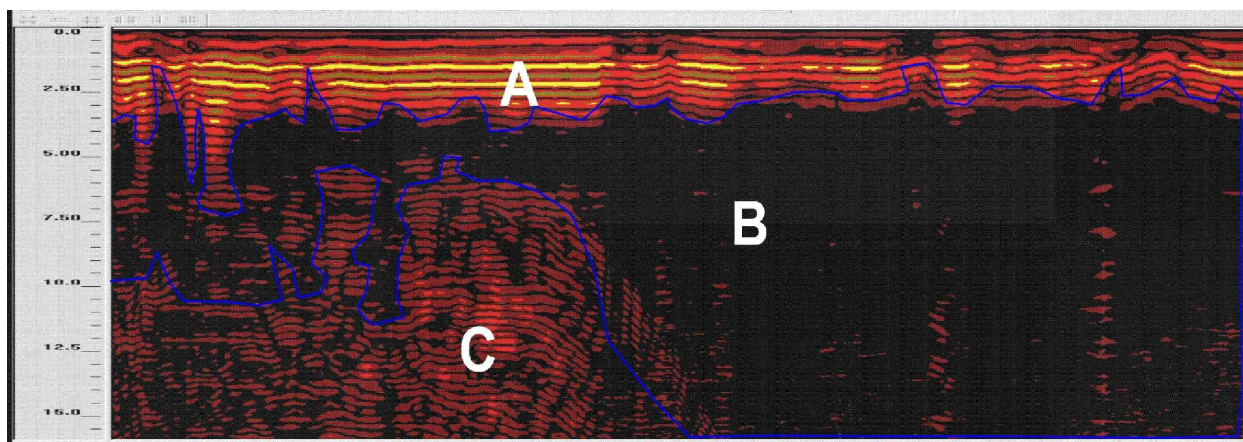


Рис. 4. Радарограмма субширотного профиля поперек древнего Кацивельского оползня (длина 200 м, глубина 15 м). А – поверхностные отложения; В – известняковые монолиты и обломки; С – коренные породы таврической серии.

Fig. 4. Radarogram of a sublatitudinal profile across the ancient Katsiveli landslide (length 200 m, depth 15 m). A – superficial deposits; B – limestone monoliths and debris; C – base rocks of the Taurian suite.

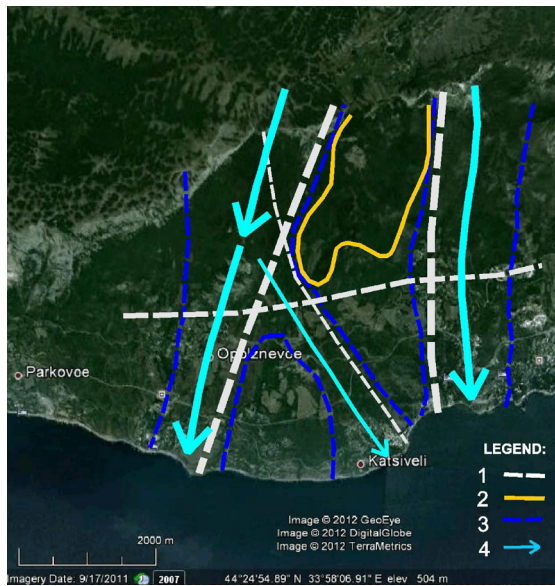


Рис. 5. Потoki подземных вод через береговую зону Лименского участка. 1 – тектонические разломы; 2 – граница вулканического массива Пиляки-Хыр; 3 – границы древних оползней и отторженцев; 4 – направления потоков.

Fig. 5. Groundwater flows across the coastal zone of the Limensky site. 1 – tectonic faults; 2 – boundary of the volcanic massif Pilaki-Hyr; 3 – boundaries of ancient landslides and outliers; 4 – flow directions.

Исследование древних оползней и известняковых отторженцев ЮБК представляет научный и практический интерес в ряде аспектов. С точки зрения инженерной геологии, эти массивы являются относительно устойчивыми, ввиду их прочной связи с вмещающими и коренными породами, а их хаотические навалы вдоль береговой линии служат надежной «броней», защищающей естественные берега от абразии. С гидрогеологической точки зрения, они представляют потенциальные зоны быстрой фильтрации подземных вод карстового формирования, которые на предгорном склоне имеют многочисленные выходы родников, а на подводном прибрежном склоне – зоны субмаринной разгрузки.

Условия формирования, гидрогеологические условия, состав почвогрунтов, сохранившийся растительный и животный мир древних оползней и отторженцев ЮБК, а также ихтиофауна и бентос их прибрежных подводных участков, делают их уникальными экологическими природными заповедниками, требующими бережного отношения и охраны.

Работа выполнена при поддержке Программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов» государственного задания № 075-00803-19-00.

Литература

1. Вахрушев И.Б. Природа скал Адалар у Южного берега Крыма // Культура народов Причерноморья. 2000. № 14. С. 11–14.
2. Лебединский В.И., Макаров Н.М. Вулканизм Горного Крыма. Изд. АН УССР. Киев. 1962. 209 с.
3. Мельник В.И. Мезоформы рельефа материкового склона Черного моря // Геологический журнал. № 1-2. Киев. 1996. С. 123–131.

По результатам моделирования получены основные направления потоков разгрузки карстовых подземных вод через береговую зону (рис. 5).

Анализ баланса подземных вод по результатам моделирования показывает две потенциальные зоны субмаринной разгрузки в верховьях подводных каньонов (Мельник, 1996): на траверзе г. Кошка с возможным расходом до 5000 м³/сут, и на траверзе п.г.т. Понизовка (выход в море Понизовского древнего оползня) с расходом до 1000 м³/сут.

Выводы

Предлагается концептуальная палеорекострукция формирования древних оползней и отторженцев ЮБК на примере Лименского участка в соответствии с гипотезой значительных (до 500 м и более) катастрофических повышений уровня Черного моря в периоды смены регрессий и трансгрессий голоцена.

Полученные результаты позволяют высказать предположение об одновременном формировании массивов древних оползней и отторженцев массандровской свиты как проявлений дилuviально-го рельефа, сформированного в результате мощной гидрологической, и возможно, сейсмогравитационной катастрофы в сравнительно недавнем геологическом прошлом.

4. Михайловский С.Н., Пчелинцев В.Ф. Гидрогеологические исследования в Кучук-койском и Кикенеизском районах Южного Берега Крыма. Гидрогеологические исследования в Леменском районе Южного Берега Крыма. Гос. научно-техническое и геологоразведочное изд-во: М-Л. 1932. 187 с.
5. Моисеев А.С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор. Изд-во Геологического комитета. Л. 1930. 88 с.
6. Муратов М.В. Геологическое прошлое Крыма и Черного моря // Природа. 1960. № 6. С. 57–64.
7. Рудой А.Н. Основы теории дилuviального морфолитогенеза // Известия РГО. 1997. Т. 129. Вып. 1. С. 12–22.
8. Рудой А.Н. Ледниковые катастрофы в новейшей истории Земли // Природа. 2000. № 9. С. 36–45.
9. Baker V.R. and Nummedal D. (Editors). The channeled scabland. A guide to the geomorphology of the Columbia Basin, Washington. Comparative Planetary Geology Field Conference, Columbia Basin, June 5–8. 1978. NASA. 1978. 186 p.
10. Ciang W.H, Kinzelbach W. 3D Groundwater modeling with PMWin. Springer, 2001. 346 p.

Р-Т и флюидные условия взаимодействия основных ксенолитов и плагиогранитов р-на р. Лотта Центральной зоны Лапландского гранулитового комплекса

Бутвина В.Г., Голунова М.А., Вирус А.А.

Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, butvina@iem.ac.ru

Аннотация. Изучение Р-Т и флюидных условий взаимодействия основных ксенолитов (гранулитов) и плагиогранитов р-на р. Лотта Центральной зоны Лапландского гранулитового комплекса подтверждают вывод о том, что лейкократовые гранатсодержащие плагиограниты Лапландского комплекса связаны с анатексисом кондалитов в период пика метаморфизма. Предположительно образование этих магм происходило на глубинах 25-30 км. Во время восхождения гранитные магмы захватили мафические (двупироксен-плагиоклазовые) ксенолиты при давлениях 6.0-6.4 кбар. Взаимодействие преимущественно водно-солевых флюидов, выделяемых магмами, с ксенолитами при охлаждении на глубинах менее 20 км (5.0-5.5 кбар) привело к их широкой амфиболитизации при температурах 740-780 °С.

Ключевые слова: Лапландский гранулитовый комплекс, плагиограниты, гранулит, основные ксенолиты, Р-Т параметры, флюидные включения, амфиболитизация.

Аббревиатура минералов, использованная в работе: Ab – альбит, Amph – амфибол, An – анортит, Cherm – чермакит, Cpx- клинопироксен, Ed – эденит, Ilm – ильменит, Mt – магнетит, Opx– ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Parg – паргасит, Qtz – кварц, Tre – тремолит.

P-T and fluid conditions of interaction between mafic xenolithes and plagiogranites in the Lotta River Area, Lapland Granulite Belt

Butvina V.G., Golunova M.A., Virus A.A.

Korzhinsky's Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka, Moscow district, butvina@iem.ac.ru

Abstract. Thermobarometric data and fluid inclusions data of conditions of interaction between mafic xenolithes (granulites) and plagiogranites in the Lotta river area, Lapland Granulite Belt, confirm the conclusion that leucocratic garnet-bearing plagiogranites of the Lapland complex are associated with the anatexis of country khondalites during the peak of metamorphism. The formation of these magmas occurred at depths of 25-30 km. During their ascent, granitic magmas trapped mafic (two pyroxene-plagioclase) xenoliths at pressures of 6.0-6.4 kbar. The interaction of predominantly aqueous-salt fluids produced by magmas with xenoliths during cooling at depths of less than 20 km (5.0-5.5 kbar) led to their widespread amphibolization at temperatures of 740-780°C.

Key words: Lapland Granulite Belt, the River Lotta Area, plagiogranites, granulite, mafic xenoliths, thermobarometric data, fluid inclusions, amphibolization.

Mineral and end-member abbreviations: Ab – albite, Amph – amphibole, An – anorthite, Cherm – chermakite, Cpx- clinopyroxene, Ed – edenite, Ilm – ilmenite, Mt – magnetite, Opx– orthopyroxene, Pl – plagioclase, Parg – pargasite, Qtz – quartz, Tre – tremolite.

Введение

Гранат- и ортопироксенсодержащие тоналиты и плагиограниты северо-восточной части Лапландского гранулитового комплекса (ЛГК) занимают обширные площади в районе р. Лотта и Ловнаозера и далее на запад к северной Норвегии (Митрофанов и др., 1974; Козлов, Козлова, 1998; Mints et al., 2007; Каулина и др., 2014; Glebovitsky et al., 2001). Гранатсодержащие гранитоиды обычно приурочены к зонам развития кислых гранулитов и высокоглиноземистых пород комплекса (кондалитов), образуя с ними либо интрузивные контакты, либо постепенные переходы. Основываясь на близости химического и минерального состава гранатовых плагиогранитов и вмещающих их кондалитов ряд авторов рассматривает первые в качестве крупнозернистых разновидностей последних (Marker, 1990). Однако подавляющее большинство исследователей связывают происхождение

гранатсодержащих гранитоидов ЛГК с анатексисом кондалитов и кислых гранулитов на пике метаморфизма (Козлов, Козлова, 1998; Mints et al., 2007, 2015; Каулина и др., 2014).

На основе гранат-биотитового равновесия для гранатсодержащих плагиогранитов района р. Лотта были оценены температуры, варьирующие от 830 до 650 °С (Козлов, Козлова, 1998), что, безусловно, нельзя считать удовлетворительным результатом. Верхний предел этого интервала температур соответствует температурам 800-850 °С, рассчитанным по содержанию Ti в цирконах (Каулина и др., 2014). Эти температуры совпадают с параметрами метаморфизма, оцененными для пород ЛГК для указанного интервала времени. Они отражают условия частичного плавления кондалитов с образованием плагиогранитной магмы на глубинах 20-29 км (6.8-9.5 кбар). Исследования флюидного режима кристаллизации гранатсодержащих гранитоидов ЛГК нам не известны. В данной работе приведены результаты расчетов P-T параметров и флюидных условий равновесий минералов основных ксенолитов (гранулитов) и плагиогранитов р-на р. Лотта Центральной зоны ЛГК.

Петролого-минералогическое изучение основных ксенолитов в плагиогранитах ЛГК

Амфиболизованный двупироксен-плагиоклаз-кварцевый сланец ЛН-101 представляет собой породу с равномернозернистой гранобластовой структурой и массивной текстурой. Главными породообразующими минералами породы являются ортопироксен (25-30 %), клинопироксен (10-15 %), плагиоклаз (30-40 %) и кварц (5-10 %). Образец ЛН-102 представляет собой амфиболизованный двупироксен-плагиоклаз-кварцевый сланец с ксенолитом амфиболизованного габбронорита, в свою очередь секущихся кварцевой жилкой (рис. 1 а,б).

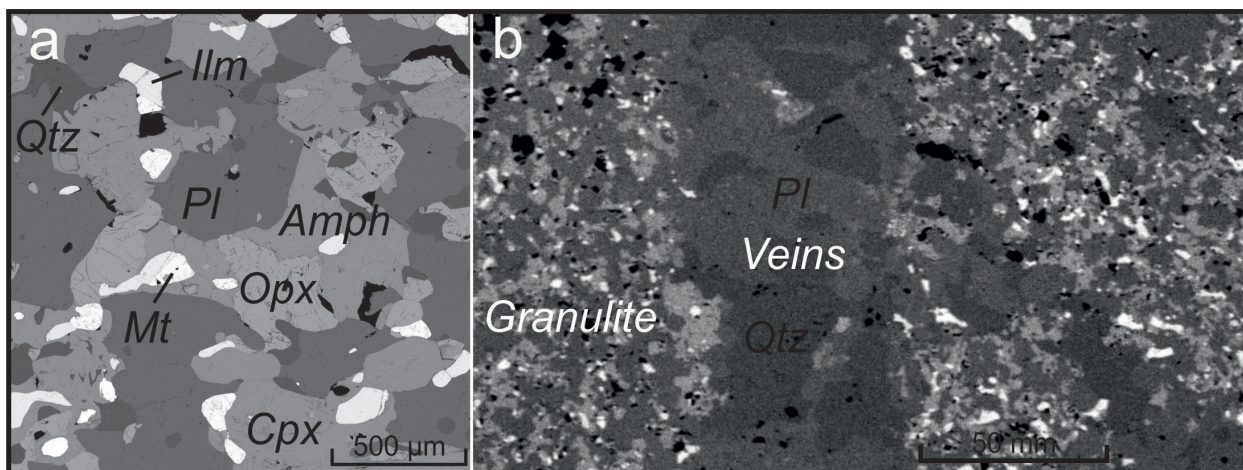


Рис. 1. Изображения минеральных парагенезисов гранулита (а) и жила плагиогранитового состава в нем (б). VEGA TS 5130MM, ИЭМ РАН.

Fig. 1. Electron microprobe photos of mineral paragenesis of granulite (a) and veins of plagiogranite composition in it (b). VEGA TS 5130MM, IEM RAS.

Основные ксенолиты состоят из слабозонального плагиоклаза (30-40 %; An_{47-54}), низкоглиноземистых клинопироксена (10-15 %; $X_{Mg} = 0.56-0.58$, 2-2.5 мас. % Al_2O_3) и ортопироксена (25-30 %; $X_{Mg} = 0.43-0.44$, 1-1.3 мас. % Al_2O_3). В зернах клинопироксена присутствуют тонкие ламели ортопироксена (рис. 2 б), а также следы распада твердого раствора ортопироксена (рис. 2 а). Акцессорные магнетит, ильменит, пирротин, халькопирит, фтор-апатит и циркон составляют 5-8 %. Магнетит, ильменит и пирротин образуют как отдельные зерна, так и сростки друг с другом. Процесс амфиболизации в породе проявлен неравномерно с образованием вытянутых зерен размером до 2.5 мм и кайм паргасит-эденитового амфибола (рис. 3) и его сростаний с кварцем в контактах пироксенов, магнетита, ильменита и пирротина с плагиоклазом. Образование амфибола затрагивает главным образом зерна ортопироксена, который образует резорбированные реликты в амфиболе. В контактах зерен

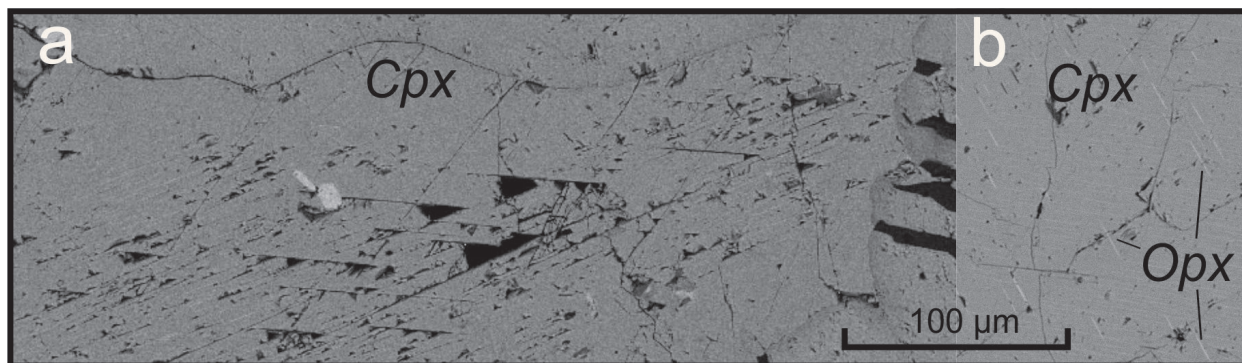


Рис. 2. Изображения следов распада твердого раствора ортопироксена в клинопироксене (а), ламелей ортопироксена в клинопироксене (б). VEGA TS 5130MM, ИЭМ РАН.

Fig. 2. Electron microprobe photos of signs of decomposition of the solid solution of orthopyroxene in clinopyroxene (a), lamella of orthopyroxene in clinopyroxene (b). VEGA TS 5130MM, IEM RAS.

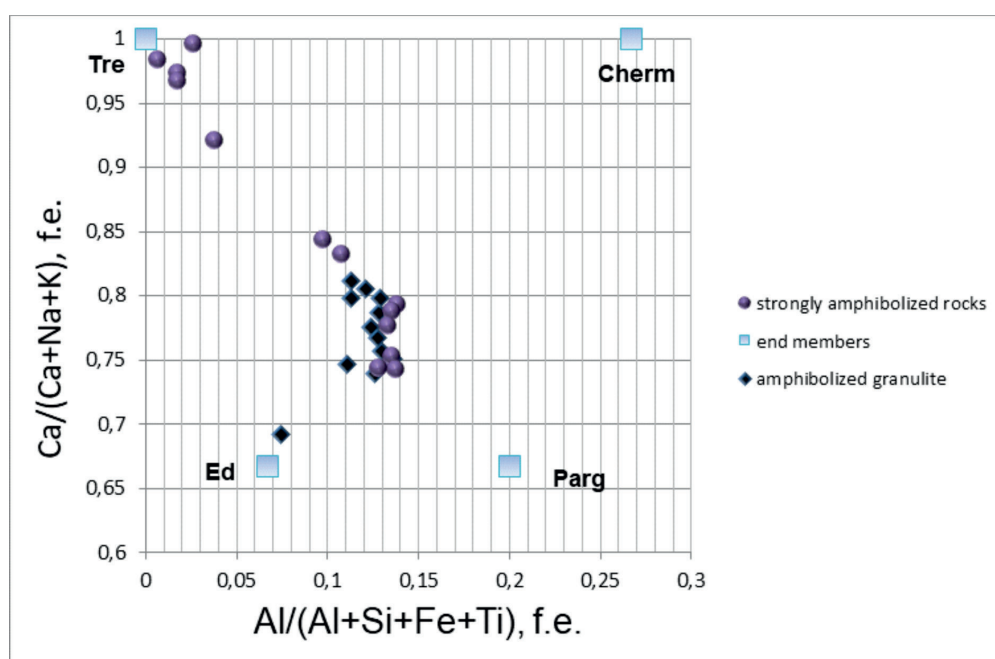
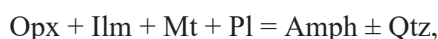


Рис. 3. Составы амфиболов основных ксенолитов в плагиогранитах р-на р. Лотта Центральной зоны Лапландского гранулитового комплекса.

Fig. 3. Compositions of amphiboles of mafic xenoliths in plagiogranites of the River Lotta Area of the Central Zone of LGB.

клинопироксена с плагиоклазом амфибол либо отсутствует, либо развит лишь в виде тонких кайм. Таким образом, процесс амфиболитизации может быть представлен в виде схематической реакции



в которой клинопироксен принимает лишь опосредованное участие.

Амфиболитизация местами сопровождается образованием листочков биотита и биотит-кварцевых симплектитов по ортопироксену.

Термобарометрическое изучение ксенолитов плагиогранитов – основных гранулитов ЛГК

Используя программный комплекс TWQ 2.32 (Berman, 2007), по равновесию клинопироксен + ортопироксен + плагиоклаз + кварц в неамфиболитизированных участках ксенолитов было оценено давление 6.0-6.4 кбар. Температуры, соответствующие этой ассоциации, составляют 800-860 °С

и находятся в пределах интервала температур кристаллизации плагиогранитов (Каулина и др., 2014), а также температур пика тектоно-термального этапа М2 в ЛГК (Mints et al., 2007). Амфибол-плагиоклазовое равновесие (Blundy, Holland, 1990) зафиксировало температуры процесса амфиболлизации ксенолитов 740-780 °С при давлении 5.0-5.5 кбар (табл. 1).

Изучение флюидных включений

Флюидные включения в метаморфических породах были изучены в пластинках толщиной 200-300 мкм с двусторонней полировкой с использованием термокриометрической установки Linkam (THMSG 600), позволяющей в температурном интервале от –195 до 600 °С реализовывать автоматический (программный) режим охлаждения/нагревания образца со скоростью от 0.1 до 90 °С/мин. Стандартная аппаратная ошибка измерений соответствовала ± 0.1 °С. Для расчета плотности и мольных объемов и флюидных включений использовалась программа FLUIDS (Bakker, Packer, 2003). Изохоры рассчитывались по программе (Duan et al., 1996).

Таблица 1. Т-Р условия амфиболлизации гранулита, определённые с помощью значений амфибол-плагиоклазового равновесия (Blundy, Holland, 1990).

Table 1. T-P conditions of granulite amphibolization process determined by means of amphibole-plagioclase equilibrium (Blundy, Holland, 1990).

Amph, №/компоненты	24Ц	25К	27Ц	28К	35К	42Ц	43К
SiO ₂	42.49	42.16	42.99	42.38	43.44	43.26	42.86
TiO ₂	1.71	1.32	1.88	1.71	0.80	1.34	1.57
Al ₂ O ₃	11.65	11.67	11.94	11.97	11.82	11.14	11.52
FeO	20.59	20.34	20.37	20.98	19.67	19.90	20.81
MgO	8.39	8.50	8.26	8.34	9.31	8.91	8.40
MnO	0.38	0.28	0.35	0.13	0.33	0.31	0.29
CaO	12.24	12.19	11.09	12.23	12.14	12.46	12.11
Na ₂ O	1.47	1.35	1.44	1.14	1.16	1.56	1.21
K ₂ O	1.25	1.32	1.29	0.95	0.99	1.24	1.10
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.17	99.13	99.61	99.83	99.66	100.12	99.87
Pl							
xAb	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53
xAn	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47
T, °С	766.3	756.0	779.9	762.9	745.6	739.9	760.4
P, кбар	5.00	5.33	4.86	5.29	5.51	5.19	5.03

Флюидные включения были изучены в кварце и представлены углекислотными и водно-солевыми разностями. Углекислотные включения относительно мелкие размером 5-15 мкм, реже встречаются до 20-25 мкм. По текстурным особенностям представлены только первично-вторичными разностями (маркируют залеченные трещины в пределах отдельных зерен) (рис. 4). Температуры гомогенизации и соответственно плотности углекислотных включений варьируют от 4.2 до 8.1 °С и от 0.901 до 0.875 г/см³. Температура плавления включений изменяется от -57.1 °С до -59.8 °С.

Водно-солевые включения обычно плоские, светлые, удлиненно-овальные или неправильной формы, часто с оттянутыми концами размером, не превышающим 25 мкм. Локализуются во всех случаях вдоль залеченных трещин, не пересекающих границы отдельных зерен (первично-вторичные) (рис.5). Начальное плавление льда во включениях происходит в интервале от -58 до -55 °С, что ука-

зывает на присутствие в растворе CaCl_2 . Конечная температура плавления льда варьирует от -16.7°C до -13.1°C , что соответствует содержанию NaCl -эквивалента 17.09-20.19 мас. %.

Результаты

Результаты новых Р-Т исследований, данных о флюидных включениях в этих породах подтвердили выводы исследователей (Сафонов и др., 2016, 2017). Образование плагиогранитных магм, вероятно, происходило на глубинах порядка 25-30 км. По мере подъема, они захватывали разнообразные ксенолиты (Козлов, Козлова, 1998). Амфибол-плагиоклазовое равновесие (Blundy, Holland, 1990) зафиксировало температуры процесса амфиболизации ксенолитов $740-780^\circ\text{C}$ при давлении 5.0-5.5 кбар. Вариации состава амфибола в сторону снижения температуры. Он, вероятно, был связан со взаимодействием существенно водного флюида из остывающей плагиогранитной магмы с ксенолитами по мере их захвата и подъема. Действительно, ксенолиты пересечены жилами плагиогранитного состава (рис. 1 б).

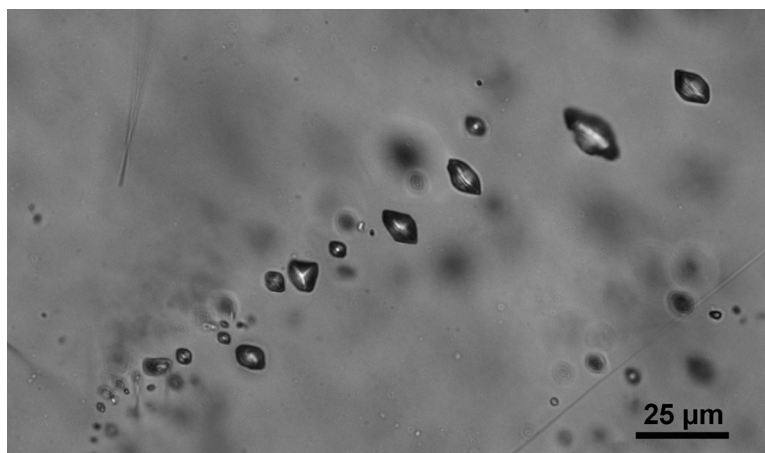


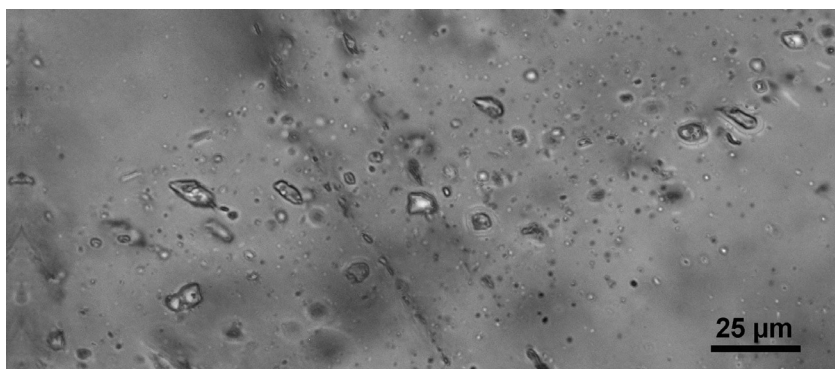
Рис. 4. Микрофотография первично-вторичных углекислотных включений в кварце.

Fig. 4. A photomicrograph of primary-secondary carbon dioxide inclusions in quartz.

Обилие водно-солевых (17-20 мас. % NaCl эквивалента) включений и подчиненное количество углекислых включений в минералах плагиогранитов подтверждает это предположение (рис. 4, 5). Таким образом, плагиограниты Лапландского комплекса и ассоциирующиеся с ними флюиды формировались внутри самого комплекса при Р-Т параметрах, сопоставимых с условиями пика гранулитового метаморфизма комплекса. Поднимаясь на более высокие уровни в гранулитовом комплексе эти граниты могли производить лишь флюидные эффекты на вмещающие породы.

Рис. 5. Микрофотография первично-вторичных водно-солевых включений в кварце.

Fig. 5. A micrograph of primary secondary water-salt inclusions in quartz.



Литература

1. Каулина Т.В., Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Япаскурт В.О. Последовательность геологических процессов в Центральной и Северо-Восточной части Лапландского гранулитового пояса: изотопно-геохимические данные по циркону и результаты геолого-петрологических исследований. *Геохимия*. 2014. № 7. С. 625–645.
2. Козлов Н.Е., Козлова Н.Е. О генезисе гранатовых плагиогранитоидов Лапландского гранулитового пояса. *Вестник МГТУ*. 1998. № 1. С. 43–52.
3. Сафонов О.Г., Реутский В.Н., Голунова М.А., Бутвина В.Г., Япаскурт В.О., Варламов Д.А. Различные источники углерода во флюидах гранитоидов в гранулитовых комплексах // XXI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. Москва. 15-17 ноября 2016.

4. Сафонов О.Г., Реутский В.Н., Голунова М.А., Бутвина В.Г., Япаскурт В.О., Варламов Д.А., Щербаков В.Д., ван Bakker R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // *Chem. Geol.* 2003. V. 194. P. 3–23).
5. Berman R.G., 2007. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological Survey of Canada Open File 5462.
6. Blundy J.D., Holland T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology.* V. 104, P. 208–224.
7. Duan Z., Møller N., Weare, J.H. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 1209–1216.
8. Glebovitsky V., Marker M., Alexeev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E., Berezhnaya N., Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: Constrains from new geological, geochemical and U-Pb zircon data. *Precambrian Research.* V. 105. P. 247–267. 2001.
9. Marker M., Henkel H., Lee M.K. Combined gravity and magnetic modelling of the Tanaelv and Lapland Granulite
10. Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M., 2007. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism. *Gondwana Research.* V. 12. P. 252–267.

Зообентос водоемов в зоне влияния Оленегорского горно-обогатительного комбината (АО «Олкон»)

Валькова С.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, Valkova@inep.ksc.ru

Аннотация. Исследованы состав и структура зообентоса ряда водоемов, расположенных в зоне влияния горнодобывающего предприятия Оленегорский ГОК (АО «Олкон»). Основу численности и биомассы зообентоса всех водоемов формируют двустворчатые моллюски подсем. Euglesinae и крупные формы личинок хирономид подсемейств Chironomini и Tanypodinae, что свидетельствует о развитии процессов эвтрофикации вод. Количественные показатели зообентоса зависели от степени загрязнения донных отложений. По уровню биомассы бентофауны исследованные водоемы относятся к мезотрофному или эвтрофному типу.

Ключевые слова: зообентос, озера, загрязнение, горнодобывающее предприятие.

Zoobenthos of lakes in the influence zone of the Olenegorsk mining plant (JSC «Olkon»)

Valkova S.A.

Institute of the Industrial Ecology Problems of the North KSC RAS, Apatity, Valkova@inep.ksc.ru

Abstract. The taxonomic composition and structure of zoobenthos of lakes located in the influence zone of the Olenegorsk mining enterprise (JSC «Olkon») were investigated. The biomass of zoobenthos of all water bodies is mostly represented by mollusks (subfamily. Euglesinae) and large forms of the chironomid larvae of the Chironomini and Tanypodinae subfamilies, which indicates eutrophication processes in waters. Quantitative indicators of zoobenthos depended on the degree of contamination of sediments. The studied lakes refer to the mesotrophic or eutrophic type by the amount of zoobenthos biomass.

Key words: zoobenthos, lakes, pollution, mining plant.

Акционерное общество «Оленегорский горно-обогатительный комбинат» (АО «ОЛКОН») – одно из крупнейших горнодобывающих предприятий Мурманской области. Комбинат осуществляет добычу и переработку железосодержащих руд. Восточный участок Южно-Кахозерского месторождения железистых кварцитов расположен в центральной части Кольского полуострова в 4 км к западу от ст. Оленегорск Октябрьской железной дороги, в пределах муниципального образования г. Оленегорск.

В 2010 г. ИППЭС КНЦ РАН проведены гидрохимические и гидробиологические исследования ряда водных объектов, расположенных в районе влияния Восточного участка Южно-Кахозерского месторождения с целью оценки их современного экологического состояния. Изучение зообентоса проводилось на озерах: Большая Имандра (губа Куреньга), Старое, Круглое, Пермусозеро, Кахозеро и Колозеро.

Озеро Пермусозеро расположено в 1.5 км на восток от г. Оленегорск, относится к водосбору оз. Бол. Имандра. Это среднее (площадь озера 24.2 км²) озеро ледникового происхождения с изрезанными берегами. Территория водосборной площади относится к лесотундровой зоне. Берега озера невысокие, каменистые, местами встречаются заболоченные участки, в прибрежной зоне распространены валунные отложения. Водоем загрязняется сточными водами Оленегорского механического завода и предприятиями Минобороны РФ, на восточном берегу расположен военный городок «Высокий».

Озеро Верхнее Старое расположено в 9 км на юг от г. Оленегорск, относится к водосбору ручья Хариусный. Это малое (площадь озера 2.4 км²) озеро ледникового происхождения. Восточный берег озера высокий, каменистый, на западном берегу местами встречаются заболоченные участки. По берегам распространены кустарник, березовые и сосновые леса. На западном берегу расположены отвалы Оленегорского горно-обогатительного комбината АО «Олкон».

Озеро Круглое расположено в 3.5 км на юг от г. Оленегорск, относится к водосбору реки Куреньга. Это малое (1.36 км²) озеро ледникового происхождения. Берега озера невысокие, заболоченные. По берегам распространен кустарник, березовые и сосновые леса. На южном берегу расположен дачный поселок.

Озеро Кахозеро расположено в 3 км на северо-запад от г. Оленегорск, относится к водосбору реки Кола. Это среднее (площадь озера 12.2 км²) озеро ледникового происхождения. Территория водосборной площади по типу ландшафтов относится к лесотундровой зоне. Берега озера невысокие, каменистые, местами встречаются заболоченные участки. По берегам распространен кустарник, березовые, сосновые и еловые леса. В прибрежной зоне озера распространены валунные отложения. На восточном берегу водоема расположены отвалы Оленегорского горно-обогатительного комбината АО «Олкон».

Озеро Колозеро расположено в 5 км на север от г. Оленегорска, относится к водосбору реки Кола. Это среднее (площадь озера 66.28 км²), состоящее из двух плесов озеро ледникового происхождения. Озеро вытянуто в меридиональном направлении и лежит в глубокой депрессии, пересекающей Кольский полуостров от Кольского до Кандалакшского залива. Максимальная глубина озера 29 м. Основным источником загрязнения озера являются хозяйственно-бытовые сточные воды г. Оленегорска, сбрасываемые в южной части водоема.

Плес Большая Имандра, губа Куреньга. Плес Большая Имандра является самой глубоководной частью озера Имандра (максимальная глубина 67 м, средняя – 14.7 м). Западное побережье плеса сильно изрезанно, изобилует большим количеством губ, из которых Куреньга (Куренглухт) является наиболее крупной.

Отбор проб зообентоса из глубоководных участков водоемов осуществлялся дночерпателем Экмана-Берджа с площадью захвата грунта 1/40 м² в 3-х кратной повторности. Анализ бентосных проб проводили с использованием рекомендованных стандартных методик (Руководство..., 1992). Определение беспозвоночных проводилось по трем определителям (Определитель..., 1975, 1999, 2016). Биомасса бентосных беспозвоночных рассчитывалась по сырому весу. Для фиксирования проб использовали 4 %-й формалин или 70-80 %-й спирт. Трофический статус водоемов по уровню развития зообентоса оценивали по шкале С.П. Китаева (2007).

Гидрохимическая характеристика исследованных водоемов. Все поверхностные воды по кислотности «нормальные» с определенной долей условности (ГОСТ 17.1.2.04-77). Большинство поверхностных вод «пресные ксеногалобные», за исключением оз. Верх. Старое, воды которого характеризуются как «пресные среднеминерализованные». По классу и группе озера Кахозеро и Колозеро «гидрокарбонатные кальциевые», озера Пермусозеро и Круглое губа Куреньга (плес Бол. Имандра) – «гидрокарбонатные натриевые». Воды озера Верх. Старое относятся к «сульфатным кальциевым», а губы Куреньга (плес Бол. Имандра) – к «сульфатным натриевым» (Даувальтер, 2019). Во всех исследованных водоемах наблюдается превышение нормативов для железа, вероятно, основной причиной является значительный вклад «болотных» вод в формирование состава поверхностных вод, а также высокие концентрации соединений азотной группы, связанное поступлением фильтрационных вод из отстойника и отвалов АО «Олкон», на котором для проведения буровзрывных работ используют взрывчатые вещества, содержащие азотные соединения (Даувальтер, 2019) (табл. 1).

В поверхностных слоях *донных отложений* исследуемых водоемов отмечается довольно значительное увеличение концентраций Cu, Ni, Co, Zn, также отмечено значительное превышение фоновых концентраций халькофильных элементов: Cd, Pb, As, Hg. Поэтому эти чрезвычайно токсичные в повышенных концентрациях элементы можно отметить в качестве основных загрязняющих элементов, наряду с Ni и Cu.

Наибольшее значение степени загрязнения (C_d), рассчитанной как сумма коэффициентов загрязнения восьми ТМ и металлоида (Cu, Ni, Co, Zn, Cd, Pb, Hg и As), отмечено в оз. Старое ($C_d=106.1$), на западном берегу которого расположены отвалы Оленегорского горно-обогатительного комбината АО «Олкон», стоки с которых, возможно, вносят значительный вклад в загрязнение озера.

На втором месте по степени загрязнения стоит губа Куреньга плеса Большая Имандра ($C_d = 61.6$), долгое время загрязняемая стоками и выбросами комбината «Североникель», а также АО «Олкон». Пермусозеро, являющееся источником питьевого водоснабжения г. Оленегорска и АО «Олкон», также интенсивно загрязняется, о чем свидетельствуют высокие значения степени загрязнения ($C_d = 47.3$). Остальные исследованные озера также характеризовались высокими значениями степени загрязнения (согласно классификации (Håkanson, 1980) $C_d > 32$): озеро Кахозеро – 42.4, озеро Колозеро – 38.0. Оз. Круглое отличалось наименьшими значениями степени загрязнения $C_d = 27.3$ (Дау-вальтер, 2018).

Таблица 1. Результаты комплексных аналитических исследований поверхностных вод в зоне влияния Оленегорского горно-обогатительного комбината (придонные слои).

Table 1. Results of complex analyses of surface waters in the influence zone of the Olenegorsk mining and processing plant (bottom layers).

Объект	Цветность	Водородный показатель	Кальций	Магний	Натрий	Калий	Общая минерализация	Фосфор общий	Азот общий	Окисляемость перманганатная	Органическое вещество
Условные обозначения	–	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	ΣМ	P	N	–	ТОС
Размерность	Град.	–	мг/л					мкг/л		мгО/л	
оз. Круглое	26	7.19	3.05	1.32	3.67	0.96	31.4	12	248	6.58	6.6
губа Куреньга	9	7.35	3.60	1.20	11.3	2.12	59.0	14	233	3.12	3.9
оз. Старое	13	7.56	17.5	4.84	5.13	2.20	97.4	5	4440	4.00	4.6
оз. Кахозеро	20	7.34	7.18	2.20	2.65	1.18	46.8	7	1034	6.01	6.1
оз. Пермусозеро	27	7.23	2.41	1.08	3.15	0.74	26.1	13	301	6.51	6.5
оз. Колозеро	11	7.47	8.72	2.40	3.40	2.71	62.4	12	305	3.51	4.2

В составе зообентоса глубоководных участков исследованных водоемов отмечены двустворчатые моллюски семейства Sphaeriidae (Sphaeriinae, Euglesinae, Pisidiinae), хирономиды рода Chironomus, *Monodiamesa bathyphila* Kieffer, 1918 и *Procladius (Holotanypus) choreus* Meigen, 1804. Олигохеты были представлены обычными для водоемов региона сем. Naididae и Tubificidae (табл. 2).

Таблица 2. Таксономический состав и количественные показатели зообентоса.

Table 2. The taxonomic composition and quantitative indicators of zoobenthos.

Группа	Круглое	Колозеро	Пермусозеро	Старое	Кахозеро	губа Куреньга
Oligochaeta	–	+	–	+	–	+
Euglesinae	+	+	+	+	+	+
Chironominae	+	+	+	+	–	+
Tanypodinae	–	+	+	–	–	+
N, экз./м ²	1350	986	590	104	не опр.	280
B, г/м ²	23	8	2.8	0.5		1.2
Трофический статус	эвтроф.	мезотр.	мезотр.	олиготр.		олиготр.

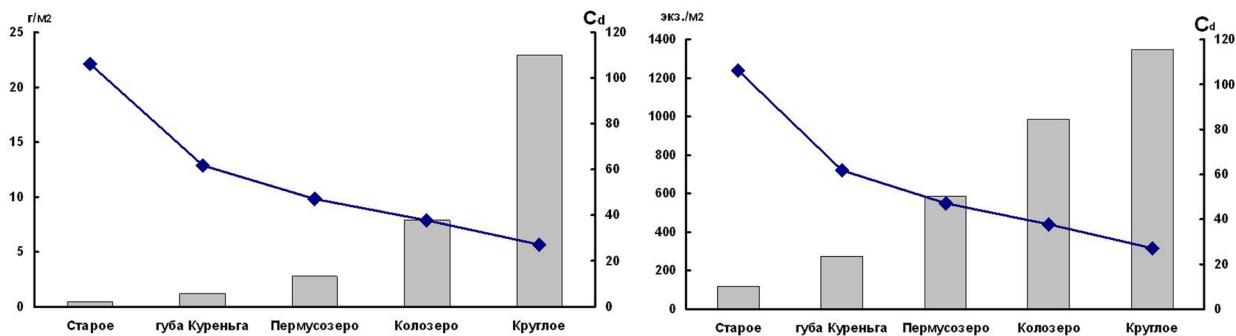


Рис. 1. Зависимость численности и биомассы глубоководного зообентоса (гистограмма) от значений коэффициента степени загрязнения (C_d) донных отложений (сплошная линия) исследованных водоемов.

Fig. 1. Relation between the abundance and biomass of zoobenthos (block) and values of the pollution coefficient (C_d) of sediments (solid line) of the studied lakes.

Количественные показатели зообентоса были невысоки и в целом соответствовали значениям, характерным для водоемов региона (Яковлев, 2005). Уровень общей численности и биомассы донной фауны зависел от степени загрязнения (C_d) донных отложений (рис. 1). Наиболее низкие значения численности и биомассы летнего зообентоса были отмечены для озера Старое, которое загрязняется стоками с отвалов Оленегорского горно-обогатительного комбината. Максимальные показатели обилия бентофауны отмечены для озера Круглое, которое среди исследованных водоемов можно рассматривать как наименее антропогенно-трансформированное (рис. 1). Исключение составляло озеро Кахозеро, донные отложения которого представляли собой ил-сапропель. В составе бентосных сообществ этого водоема были отмечены только единичные экземпляры двустворчатых моллюсков *Euglesa sp.*

Количественно в составе зообентоса всех исследованных водоемов доминировали двустворчатые моллюски и крупные формы личинок хирономид подсемейств *Chironomini* и *Tanypodinae*. Суммарная доля их численности и биомассы варьировала от 80 % до 100 % от общего количества беспозвоночных. Такая структура является характерной чертой организации зообентосных сообществ глубоких частей эвтрофных водоемов, где формируются относительно однородные «техногенные» пелофильные биоценозы (Яковлев, 2005).

Таким образом, все исследованные водоемы характеризуются обедненным качественным составом бентосных сообществ. В составе макрозообентоса доминируют хирономиды рода *Chironomus* и двустворчатые моллюски подсемейства *Euglesinae* – эвритопные, обладающие широкой экологической пластичностью группы беспозвоночных. Количественные показатели зообентоса проявляют определенную специфику в зависимости от степени загрязнения донных отложений водоема. По уровню развития зообентоса исследованные водоемы относятся к мезотрофному или эвтрофному типу, тогда как для большинства фоновых водоемов региона характерен олиготрофный трофический статус.

Статья подготовлена в рамках выполнения госзадания ИППЭС КНЦ РАН, тема «Закономерности функционирования арктических пресноводных экосистем в условиях изменения глобального климата и усиления антропогенного воздействия», № гос. рег.: 0226-2019-0045.

Литература

1. Даувальтер В.А. Загрязнение донных отложений озер Оленегорского района Мурманской области тяжелыми металлами // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. №15. С. 437–440.
2. Даувальтер В.А. Гидрохимия озер в зоне влияния стоков производства железорудного сырья // Вестник МГТУ. 2019. № 1 (в печати).
3. Китаев С.П. Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. 395 с.

4. Определитель зоопланктона и зообентоса пресных вод Европейской России. Т. 2. Зообентос. М.; СПб.: КМК. 2016. 457 с.
5. Определитель пресноводных беспозвоночных Европейской части СССР (планктон и бентос) / Под ред Л.А. Кутиковой, В.Я. Старобогатова. Гидрометеиздат. 1977. 510 с.
6. Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 4. Высшие насекомые. Двукрылые / Под общ. ред. С.Я. Цалолихина. СПб.: Наука. 1999. 1000 с.
7. Руководство по методам гидробиологического анализа поверхностных вод и донных отложений / отв. ред. В.А. Абакумов и др. СПб.: Гидрометеиздат. 1992. 318 с.
8. Яковлев В.А. Пресноводный зообентос северной Фенноскандии (разнообразии, структура и антропогенная динамика). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. Ч. 2. 145 с.
9. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control – a sedimentological approach // *Water Res.* 1980. V. 14. P. 975–1001.

Строение и морфология ледникового рельефа в бассейне р. Кица (Умбозерская)

Вашков А.А.¹, Носова О.Ю.¹, Колька В.В.¹, Толстобров Д.С.¹, Костромина Н.А.², Крикунова А.И.², Крошинский В.А.³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vashkov@geoksc.apatity.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³ Государственное предприятие «НПЦ по геологии», филиал «Институт геологии», Минск, Республика Беларусь

Аннотация. В статье рассмотрены вопросы строения и морфологии аккумулятивного рельефа в центральной части Кольского региона. Установлена ведущая роль чешуйчатых, диапировых и складчатых гляциодислокаций в строении форм ледникового генезиса. Определены закономерности пространственного расположения и морфологические характеристики форм рельефа, соответствующие гляциодислокациям разного типа. Сделан вывод о развитии в районе работ трех цепочек краевых образований, соответствующих отдельным фазам деградации последнего ледникового покрова в позднем плейстоцене. Полученные данные имеют большое значение для установления особенностей динамики северного сектора беломорского ледникового потока, а также могут быть использованы в виде критериев прогнозирования минерально-строительного сырья.

Ключевые слова: краевые образования, гляциодислокация, диапир, базальный тилл, флювиогляциальные отложения, озерно-ледниковые отложения, моренная гряда.

Composition and morphology of glacial relief in the basin of the Kitsa River (the Umbozero Lake area)

Vashkov A.A., Nosova O.Yu., Kolka V.V., Tolstobrov D.S., Kostromina N.A., Krikunova A.I., Kroshinskii V.A.

¹ Geological Institute of Kola Scientific Centre of RAS, Apatity, vashkov@geoksc.apatity.ru

² Saint Petersburg State University, Saint Petersburg

³ State Enterprise «Research and Production Centre for Geology», Branch «Institute of Geology», Minsk, Belarus

Abstract. In the article the issues of composition and morphology of accumulative relief in the central part of the Kola region are considered. The main role in composition of the glacial forms is determined to belong to squamous, diapir and folded glacioidislocations. Regularities of spatial arrangement and morphological characteristics of the relief forms, which correspond to glacioidislocations of different types, have been defined. It is concluded that three rows of marginal formations corresponding to individual retreat stages of the last glacial cover in the Late Pleistocene were developed on the studied area. Obtained data are important to determination of dynamic features of the north sector of the White Sea Ice Stream. Moreover, they may be used as criteria to prediction of mineral-building materials.

Key words: marginal formations, glacioidislocations, diapir, lodgement till, fluvioglacial deposits, limnoglacial deposits, moraine ridge.

Введение

Одним из наиболее сложных участков развития краевых ледниковых образований на Кольском полуострове является район между Ловозерскими, Панскими Тундрами, южной частью озера Умбозеро и Мунозерской возвышенностью. В ходе полевых работ 2018 года был обследован западный участок этого сектора, западнее Фёдоровой Тундры, в бассейне р. Кица (умбозерская). Генезис грядового, грядово-холмистого и холмистого рельефа участка работ имеет разные интерпретации. Первоначально он относился к территории распространения холмистой моренной равнины и не сопоставлялся с краевыми образованиями (Лаврова, 1960). Позже рельеф участка относился к внутренней зоне ледникового покрова с краевыми образованиями на склонах Панских Тундр (Стрелков и др., 1976, Евзеров и др., 1980). Новый фактический материал, полученный геологическим институтом Кольского научного центра и Мурманской геолого-разведочной экспедицией по-

зволил выявить в районе работ серию напорных моренных гряд, радиальных озов, участки развития грядово-холмистого моренного рельефа и отдельные холмы – гляциодиапиры (Евзеров и др., 1993, 2000). С этого времени описанные формы рельефа относятся к краевой зоне последнего оледенения, которые, по мнению некоторых исследователей, соотносятся со стадией Салпаусселькя I (Ekman et al., 1991). Существует версия о разном возрасте краевых гряд района. Согласно этой версии, ледниковые аккумуляции относятся к внутренней полосе насыпных конечно-моренных образований маргинального пояса II, но западная часть района работ является внешним поясом напорных конечно-моренных гряд более молодого пояса I (Евзеров и др., 1993, 2000). Существуют и современные мнения о том, что район работ относится к моренной равнине внутренней зоны краевых образований невской стадии последнего оледенения (Государственная геологическая карта..., 2012).

Характеристика района исследований

Кристаллический фундамент района работ представлен породами зоны Имандра – Варзуга: риолито-дацитами, андезитами, базальтовыми порфиритами сейдореченской свиты нижнего протерозоя. В северной части развиты гранодиориты и граниты Центрально-Кольского комплекса верхнего архея. На востоке района расположен высоко приподнятый блок, построенный перидотитами, пироксенитами и габбро-норитами комплекса Фёдоровой Тундры (Геологическая карта..., 2001). Коренные породы повсеместно перекрыты чехлом четвертичных отложений мощностью от 0-10 м в пределах массива Фёдоровой Тундры до 25-50 м в северо-западной части района работ у котловины Умбозера (Государственная геологическая карта..., 2012). В структуре четвертичной толщи установлены ледниковые, озерно-ледниковые и флювиогляциальные аккумуляции, перекрытые современными болотными, озерными и речными осадками. Ледниковые аккумуляции представлены главным образом базальным и абляционным тиллом мощностью 1-5 м и более. Широкое распространение в районе работ имеют озерно-ледниковые аккумуляции средневалдайского возраста (Евзеров и др., 1980). Флювиогляциальные аккумуляции надстраивают толщи тиллов, а также входят в состав конечно-моренных образований.

Методика работ

В ходе исследования *геологическими методами* было изучено 10 искусственных обнажений: карьеры, расчистки на склонах гряд, шурфы (рис.1, А). Проводилось подробное изучение структурно-текстурных особенностей: отмечался цвет, гранулометрический состав, текстуры и наличие отдельных слоёв, линз, вкраплений в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Для подтверждения генезиса и определения направлений нагнетания обломочного материала ледником применялся *структурный метод* массовых замеров плоскостных (плоскости сланцеватости, слоистости) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов тилла (Аболтиньш, 1989). *Геоморфологические методы* заключались в сопоставлении геологических данных с формами рельефа, а также в морфометрических исследованиях форм рельефа и геоморфологическом профилировании.

Полученные результаты

В строении четвертичной толщи было установлено широкое участие чешуйчатых, диапировых и складчатых гляциодислокаций. Чешуйчатые гляциодислокации имеют мощность свыше 5-8 м и представляют собой отдельные крупные холмистые массивы, гряды и холмы. Типичное строение выявлено в карьере у 62-го километра дороги Октябрьский – 100-ый километр (рис.1, А–2а), который вскрывает полосу холмисто-грядового рельефа, ориентированную с северо-запада на юго-восток, длиной 1.6-1.8 км, шириной 0.6-0.7 км. Здесь, под покрывкой абляционного тилла сползания, вскрыты ледниковые аккумуляции, залегающие в виде двух чешуй общей мощностью свыше 5 м (рис. 1, В, D). Верхняя чешуя состоит из базального тилла с включениями и линзами лимногляциальных осадков из тонких песков, алевритов, супесей. Чешуя падает по азимуту 220-245° под углами 20-29°. Нижняя чешуя представлена преимущественно флювиогляциальными отложениями с прослоями лимногляциальных алевритов и супесей, падение этих пород фиксируется под углом в 10-14° и по азимуту 300-310°. Контакт двух чешуй прослеживается по прослою базального тил-

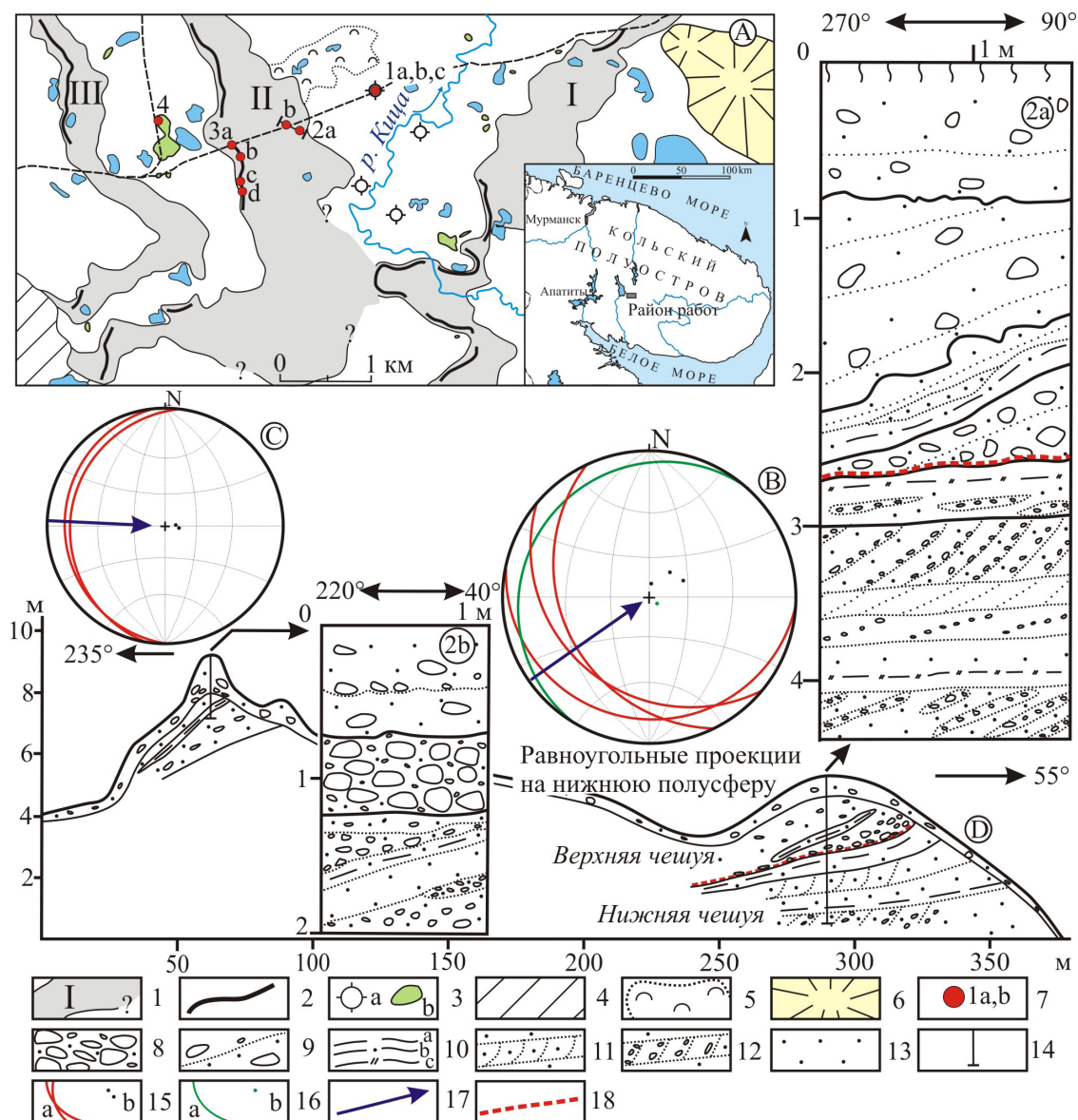


Рис. 1. Гляциоморфологическая схема района работ (А) и строение чешуйчатых гляциоструктур грядово-холмистого рельефа.

Для гляциоморфологической схемы: 1 – полосы грядово-холмистого рельефа, с номерами; 2 – моренные гряды; 3 – гляциодиапиры (а) и флювиокамы (b); 4 – ледораздельная возвышенность (по Колька, 1998); 5 – грядово-кольцевой рельеф мертвого льда; 6 – крупные поднятия кристаллического фундамента; 7 – разрезы, с номерами. Для разрезов и диаграмм: 8 – абляционный тилл; 9 – базальный тилл; 10 – суглинок (а), супесь (b), алеврит (с); 11 – пески мелкозернистые, слоистые; 12 – песчано-гравийная смесь слоистая; 13 – пески разнозернистые; 14 – положение расчисток на разрезе; 15 – плоскости (а) и полюса падения (b) слоистости базального тилла; 16 – плоскость (а) и полюс падения (b) флювиогляциальных отложений; 17 – направление давления ледника; 18 – контакт чешуй в разрезе карьера.

Fig. 1. Glaciomorphological scheme of the study area (A) and composition of the squamous glaciostructures of the ridge-hill relief.

To the glaciomorphological scheme: 1 – bands of the ridge-hill relief, with numbers; 2 – moraine ridges; 3 – glaciodiairs (a) and fluvio-glacial kames (b); 4 – ice-divide upland (by Kolka, 1998); ridge-ring relief of dead ice; 6 – large lifts of bedrock; 7 – sections, with numbers. To the sections and diagrams: 8 – ablation till; 9 – lodgement till; 10 – loam (a), sandy loam (b), silt (c); 11 – fine-grained laminated sands; 12 – laminated sand-gravel mix; 13 – various-grained sands; 14 – location of outcrops on the section; 15 – planes (a) and poles of dip (b) of lodgement till lamination; 16 – plane (a) and pole of dip (b) of fluvio-glacial deposits; 17 – ice pressure direction; 18 – contact of the squama in the section of quarry.

ла, перенасыщенного крупнообломочным материалом. Различие в условиях залегания чешуй может свидетельствовать об изменении направления напора ледника с юго-восточного на восточное и северо-восточное. Нижняя чешуя, при этом, деформирована незначительно, о чем свидетельствует хорошая сохранность первичной слоистости флювиогляциального материала. Чешуйчатое строение характерно и для отдельных небольших холмов (рис. 1, А–2b). Так, в обнажении в 0.7 км к северо-западу от описанного выше разреза в строении холма диаметром до 60 м выявлен базальный тилл с линзами флювиогляциального песчано-гравийно-галечного материала. Падение линз зафиксировано по азимуту 268-279° и под углами 10-15° (рис. 1, С, D).

Гляциодиапиры развиты на участке между двумя фронтальными зонами краевых образований и тяготеют к обширному заболоченному понижению с современной долиной р. Кица (умбозерская). В рельефе гляциодиапиры выражены в виде овальных в плане холмов высотой от 5-8 до 15-18 м. Один из таких холмов срезан выемкой дороги Октябрьский – 100-ый километр (рис. 1–1а, b, c). На стенках выемки были заложены три расчистки. В расчистках на северной стенке выемки, вскрывающих центральную часть холма, под толщей абляционного и базального тиллов мощностью 2 м, вскрыты лимногляциальные аккумуляции в виде песков мелкозернистых с редкими зернами гравия и гальки, а также супесей с тонкими прослойками суглинка. Эти же отложения вскрываются по дну выемки, их общая мощность превышает 6 м. Контакт песков и супесей, а также слоистость внутри озерно-ледниковых слоев круто падает по азимуту 210-230° под углами 40-90°. В расчистке на южной стенке выемки (высота заложения на 2.5 м ниже) лимногляциальные осадки не выявлены. Кровля этих отложений, таким образом, образует куполообразное поднятие в центральной части холма, что объясняется пластичной деформацией и последующим нагнетанием материала в относительно ослабленную зону нижней части ледника.

Складчатые деформации установлены в разрезах моренных гряд в виде складок качения и продольного изгиба пород базальных тиллов и подстилающих их водно-ледниковых отложений. Как правило, складки заметны по деформациям линз флювиогляциальных разнозернистых песков и песчано-гравийных смесей, а также супесей и суглинков лимногляциальных. Так, в разрезе моренной гряды длиной до 1-1.8 км, шириной 0.1-0.25 км с крутыми склонами и уплощенной вершиной (расположенной в 0.8 км, восточнее оз. Каменистое) нижнюю часть базального тилла нарушает ряд лежащих ассиметричных складок, в ядре которых находятся нижележащие алевриты и пески глинистые (рис. 1–1а, b, c, d). Падение осевых поверхностей складок направлено по азимуту 210° и углом 7-10°.

Обсуждение и выводы

Анализ ледникового рельефа показывает закономерное расположение отдельных форм в виде трех полос грядово-холмистого рельефа (рис. 1, А–I, II, III). Дистальная часть полос представлена грядово-холмистым и холмистым рельефом, выраженным за счёт серий чешуйчатых, реже складчатых гляциодислокаций. Проксимальная часть полос представлена в рельефе моренной грядой или цепочкой моренных гряд. Эти гряды проявляются за счёт повышенной мощности базальных тиллов, нарушенных складчатыми гляциодислокациями. Промежутки между полосами ледникового рельефа заняты участками преимущественно заболоченными понижениями и редко участками грядово-кольцевого рельефа мёртвого льда. Болотные отложения понижений залегают на озерно-ледниковых алевритах и песках. Поверхность заболоченных понижений осложняется относительно высокими холмами диаметром до 0.4 км и высотой до 18 м. Такие холмы зачастую являются отражением в рельефе гляциодиапиров лимногляциальных осадков или камовых флювиогляциальных аккумуляций.

Таким образом, в ходе работы установлено, что формирование ледниковых форм рельефа района работ связано с активным гляциотектоническим воздействием на рыхлые породы ложа и перенасыщенный дебрисом лёд. Хорошо выраженные в рельефе полосы грядово-холмистого рельефа, построенные преимущественно сериями чешуйчатых гляциодислокаций являются индикаторами положения активной краевой зоны одной из последних фаз деградации последнего ледниково-

го покрова в раннем – среднем дриасе. Зону повышенной аккумуляции перенасыщенных дебрисом нижних частей ледника маркируют моренные гряды, построенные базальным тиллом и осложненные складчатыми гляциодислокациями. Участки между цепочками краевых образований заняты понижениями, поверхность которых испытывала значительное воздействие активных масс льда, что проявляется в развитии гляциоинъективных форм в виде диапиров, с озерно-ледниковыми осадками в ядре. Анализ падения гляциоструктур активного льда указывает на движение льда в районе работ преимущественно с запада на восток. С оформлением отдельных небольших языков в краевой зоне активного ледника могли происходить подвижки льда в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Проведенное исследование позволяет сделать вывод об преимущественно фронтальном типе дегляциации этой части Кольского полуострова в позднем плейстоцене. Полученные результаты будут использованы в дальнейших работах по установлению особенностей ледникового морфогеоза и особенностей динамики последнего ледникового покрова в Кольском регионе.

Работа выполнена по теме НИР 0226–2019–0054 лаборатории №43 геологического института КНЦ РАН

Литература

1. Аболтиньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогеоз. Рига: Зинатне. 1989. 284 с.
2. Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1: 1 000 000. Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты. 2001.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Гл. ред. Ю.Б. Богданов. Объяснительная записка / Б.Ю. Астафьев, Ю.Б. Богданов, О.А. Воинова и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 456 с.
4. Евзеров В.Я., Горбунов Е.О., Колька В.В. Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты. 1993. С. 26–38.
5. Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 104 с.
6. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. №1. С. 61–73.
7. Колька В.В. Мунозерская островная возвышенность // Вестник Мурманского государственного технического университета. 1998. Т. 1. № 3. С. 79–88.
8. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.–Л.: Наука. 1960. 233 с.
9. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1976. 164 с.
10. Ekman I., Iljin V. Deglaciations, the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines. Field Conferencion. Espoo. 1991. P. 73–101.

Особенности строения грядового рельефа в районе озера Мартимьявр (север Кольского полуострова)

Вашков А.А., Носова О.Ю.

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, vashkov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В работе рассмотрены вопросы структуры, генезиса и механизма формирования грядового рельефа конечно-моренных образований, а также особенности дегляциации на севере Кольского полуострова. Конечно-моренные образования фиксируют одну из фаз отступления баренцевоморского потока последнего оледенения в среднем дриасе. Был применен комплекс геологических, структурных и геоморфологических методов. Установлено, что грядовый рельеф сложен ледниковыми отложениями (абляционным и базальным тиллом), залегающими в виде складок и надвигов. Анализ текстур тиллов и ориентировки элементов гляциодислокаций указывает на передвижение ледника в восточном и северо-восточном направлении. Особенности геологического строения и морфологии грядового рельефа позволили выявить закономерности в плановом расположении отдельных ледниковых форм в виде цепочек гряд. Полученные результаты позволили сделать вывод о механизме формирования ледникового рельефа и о типе дегляциации территории.

Ключевые слова: конечно-моренные образования, моренная гряда, гляциодислокации, базальный тилл, абляционный тилл, флювиогляциальные отложения, дегляциация, ледниковая осцилляция

Structural features of the ridge relief in the Martimyavr Lake area (north of the Kola Peninsula)

Vashkov A.A., Nosova O.Yu.

Geological Institute of Kola Scientific Centre of RAS, Apatity, vashkov@geoksc.apatity.ru

Abstract. Considered below are issues of structure, genesis and formation mechanism of end-moraine deposits relief and deglaciation features on the north of the Kola Peninsula. The end-moraine deposits set one of retreat phases of the Barents Sea flow during the last glaciation in the Middle Dryas. Complex of geological, structural and geomorphological methods was used in this work. It was determined that the ridge relief is composed of glacial deposits (ablation and lodgement tills) lying in forms of folds and thrusts. Structure analysis of the tills and orientations of the glacioidislocation elements indicate that glacier moved to the east and north-east. Features of geological composition and ridge relief morphology allowed to reveal regularities in a plane location of some glacial forms as ridges rows. The obtained results permitted to make a conclusion about forming mechanism of the glacial relief and deglaciation type of this area.

Key words: end-moraine deposits, moraine ridge, glacioidislocations, lodgement till, ablation till, fluvioglacial deposits, deglaciation, glacier oscillation.

Среди аккумулятивных ледниковых образований Кольского региона особое положение занимает грядовый рельеф, составленный многочисленными формами сложного планового рисунка. Он характеризуется сочетанием невысоких, извилистых в плане, валообразных гряд и разделяющих их изометричных понижений с озерными или заболоченными котловинами. Гряды имеют различную форму: спрямленную, подковообразную, S-образную и замкнутую в кольцо или овал. Отдельные гряды расположены параллельно друг другу или выстраиваются в выраженные цепочки.

В северной части Кольского полуострова, в районе оз. Мартимьявр (бассейн р. Воронья) грядовый рельеф сложной конфигурации встречается в виде выраженных полос шириной от 2 до 25 км, протяженностью 50 и более километров. Здесь он относится к конечно-моренным образованиям (Евзеров и др., 1993; Евзеров, 2015; Kolka et al., 2008). Выявленные в структуре гряд надвиговые и складчатые гляциодислокации указывают на участие в образовании «грядово-ячеистого» рельефа активного ледника. Формирование линейно ориентированного рельефа было связано с внешней полосой поясов краевых образований, на стыке активного и мертвого льда (пояс II). Эти краевые образования были отнесены к среднему дриасу (Евзеров, 2015).

Территория района исследования относится к Мурманскому блоку кристаллического фундамента, представленного здесь плагиогранитами, гранодиоритами и лейкогранитами вороньинского и центральнокольского комплексов. Поверхность коренных пород имеет глубину расчленения до 80-100 м, в её структуре выделяются выраженные поднятия, которые в современной поверхности проявляются в виде крупных холмов-массивов. Поднятия разделяются платообразными участками и вытянутыми ложбинообразными понижениями, в пределах которых в современном рельефе часто выражены крупные озерные котловины.

Четвертичные образования района работ имеют мощность от 1-2 м на платообразных участках и вершинах холмов-массивов, до 20-25 м в пределах понижений кристаллического фундамента. Отложения представлены преимущественно ледниковыми аккумуляциями: базальными и абляционными тиллами, флювиогляциальными отложениями, а также осадками современных озер, болот, рек. Ледниковые отложения строят собой гряды, развитые в пределах полосы шириной 2-4 км и длиной до 65-70 км. Полоса имеет в целом субмеридиональное простирание, протягивается от района п. Териберка через понижения кристаллического фундамента с современными озерами Борис-Явр, Перхъявр, Сейдъявр, Лямтъявр, Мартимъявр. Далее прослеживается к югу до котловины озера Ровесъявр, где сочленяется с полосой подобного рельефа субширотного простирания.

В ходе исследования *геологическими методами* было изучено 11 искусственных обнажений (карьеры, расчистки на склонах гряд, шурфы). Проводилось подробное изучение структурно-текстурных особенностей ледниковых и водно-ледниковых осадков. Отмечались их цвет, гранулометрический состав, текстуры и наличие отдельных слоёв, линз, вкраплений. Производились замеры мощности отдельных слоёв и линз, а также азимут и угол падения слоистости. Для подтверждения генезиса и определения направлений нагнетания обломочного материала ледником применялся *структурный метод* массовых замеров плоскостных (плоскости сланцеватости, слоистости) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов тилла (Аболтиньш, 1989). *Геоморфологические методы* заключались в сопоставлении геологических данных с формами рельефа, а также в морфометрических исследованиях форм рельефа.

Анализ геологической и структурной информации показывает участие в строении гряд нескольких типов гляциоструктур, которые построены как базальными ортотиллами, так и флювиогляциальными отложениями. Гляциоструктура надвигового типа была известна ранее в небольшом карьере у дороги Мурманск – Туманный (Евзеров и др., 1993; Евзеров, 2015; Kolka et al., 2008). Здесь вскрыто строение гряды субмеридионального простирания, длиной около 0.18 км, шириной 20-35 м, с плоским гребнем и короткими, крутыми склонами. В строении гряды, под покровной абляционной тиллой (мощностью до 1.2 м) в основном участвует типичный для Кольского региона базальный тилл (Евзеров, 2017; Семенова, 2004), представленный мелкозернистым, глинистым песком зеленовато-серого цвета с гравием, галькой и валунами. Этому тиллу свойственна сланцеватость и тонкая слоистость за счёт прослоев песка мелкозернистого, светло-серого, промытого. Характер падения сланцеватости и слоистости изменяется в разных частях разреза. В западной части они отчетливо наклонены по азимуту 255-275°, под углами 15-30°. В направлении центра гряды угол падения постепенно возрастает до 35-40°. Смена характера залегания тилла происходит непосредственно ниже наиболее отчетливого прослоя песка светло-серого, где сланцеватость и слоистость образует ассиметричную складку. Западное крыло и замковая часть этой складки, залегает непосредственно под прослоем песка светло-серого, а восточное крыло наклонено уже в обратную сторону, согласно восточному склону гряды (азимут падения 75-90°, угол падения 20°). Таким образом, базальный тилл этой гряды смят в два типа гляциоструктур: гляционадвиг, формирующий западный склон и гребень гряды и ассиметричную гляциоскладку восточного склона гряды.

Гляциоструктура другого типа была установлена в карьере в 0.6 км к юго-востоку от оз. Мартимъявр. Им вскрыта серпообразная гряда длиной 0.14 км, шириной 10-14 м, высотой 2-4 м. В строении гряды установлены две пачки отложений, залегающие несогласно. В первую пачку входят флювиогляциальные отложения (рис. 1, слои 1-2), которые представлены грубыми пещано-гравийными смесями с валунами и песками разнозернистыми, слабой степени сортировки, без ви-

димой слоистости. Эти аккумуляции развиты только на восточном склоне гряды, где их мощность составляет более 2.5 м. С запада на них надвинут флювиогляциальный материал второй пачки. Зона контакта двух пачек падает по азимуту 237° и под углом 68° , флювиогляциальный материал вдоль зоны контакта сцементирован железистым цементом и имеет ржаво-коричневый цвет. Отложения второй пачки залегают в виде ассиметричной складки. На крыльях и в замковой части складки развит флювиогляциальный материал (рис. 1, слои 3-6), который состоит из переслаивания гравийно-галечной смеси с валунами, плохо сортированной с песчано-гравийной смесью и песком разнозернистым, промытым. Падение переслаивания этих осадков на западном крыле складки отмечается в юго-западных румбах (азимуты от $236-246^\circ$) под углами от 38° до 68° . В замковой части залегание слоев облекающее относительно ядра складки. На восточном крыле флювиогляциальные отложения залегают запрокинуто. Общая мощность флювиогляциальных аккумуляций составляет от 0.3-0.6 м в замковой части до 1.4-2 м на крыльях складки. Восточное крыло складки осложня-

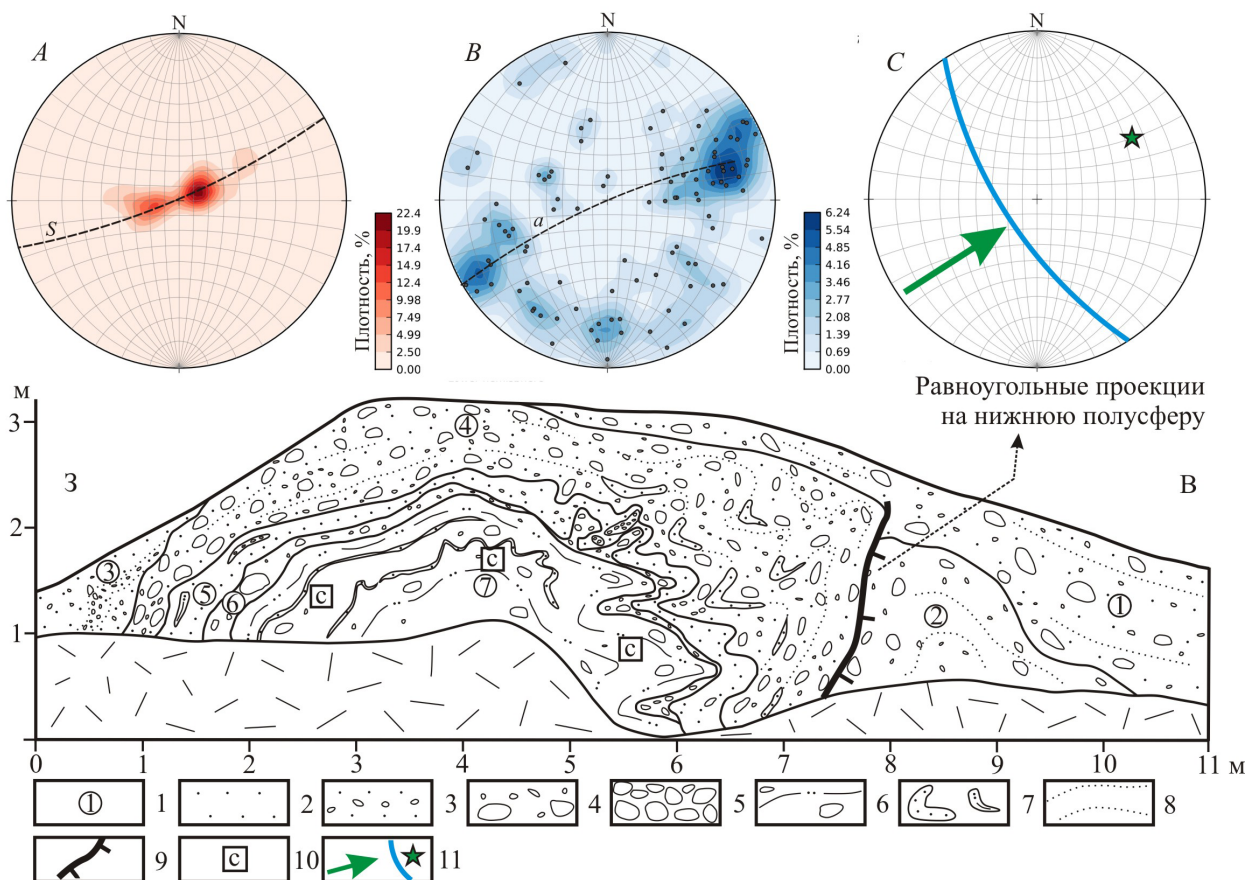


Рис. 1. Строение гряды сложной плановой ориентировки в разрезе № 2.

1 – номера слоев; 2 – песок разнозернистый; 3 – песчано-гравийная смесь; 4 – гравийно-галечная смесь; 5 – галечно-валунная смесь; 6 – песок зеленовато-серый с галькой и валунами; 7 – песок разнозернистый в линзах; 8 – направление падения слоистости; 9 – плоскость надвига; 10 – места структурных исследований песков в ядре складки; 11 – направление давления ледника, проекция и падение полюса плоскости надвига. Буквами обозначены структурные диаграммы: А – падение полюсов слацеватости и слоистости в складке; В – падение линейных элементов в складке; С – падение плоскости надвига

Fig.1. Composition of the ridge with difficult plane orientation in the section № 2.

1 – layer numbers; 2 – various-grained sand; 3 – sand-gravel mix; 4 – gravel-pebble mix; 5 – pebble-boulder mix; 6 – greenish gray sand with pebbles and boulders; 7 – various-grained sand in lenses; 8 – dip direction of lamination; 9 – thrust plane; 10 – areas of structural studies of sands in the fold core; 11 – pressure direction of glacier, projection and dip of thrust plane pole. Letters denote structural diagrams: А – dip of foliation and lamination poles in the fold; В – dip of linear elements in the fold; С – dip of thrust plane.

ется многочисленными острыми, клинообразными лежащими микроскладками, с высотой крыльев до 0.7 м. Осевые плоскости микроскладок расположены субгоризонтально. Ядро складки построено деформированным базальным тиллом мощностью более 1.8 м. Он представлен песком мелкозернистым, глинистым, с валунами, зеленовато-серого цвета, с тонкой сланцеватостью и слоистостью. Структурный анализ плоскостных элементов сланцеватости и слоистости глинистых песков обнаруживает распределение максимумов ориентировки в виде изогнутого пояса (рис. 1, А). Направление планового рисунка указывает на падение западного крыла складки по азимуту 239° и восточного крыла по азимуту 78°. Падение шарнира складки установлено под углом 5° в юго-юго-восточном направлении по азимуту 162°. Такой плановый рисунок падения плоскостных элементов гляциоструктуры характерен коническим гляциоскладкам (Аболтиньш, 1989).

Анализ строения ледниковых гряд района работ в шурфах и расчистках подтверждает преобладание в их строении базальных тиллов, которые залегают преимущественно в виде складчатых гляциоструктур. Осадки абляционного тилла залегают, как правило, облекающее, и не имеют ведущего рельефообразующего значения. Флювиогляциальные аккумуляции также могут включаться в состав складчатых гляциоструктур, однако, в районе работ выявлены и гряды, построенные исключительно этими отложениями. Такие гряды имеют обычно субширотную ориентировку. Флювиогляциальные осадки представлены галечно-гравийными смесями с валунами средней и хорошей степени окатанности и разнозернистым песком плохой степени сортировки. Подобный по составу флювиогляциальный материал выявлен и в строении гряд-увалов с плоскими вершинами восточнее участка развития моренных гряд. Западнее зоны грядового рельефа расположена моренная равнина. Она представлена ледниковыми отложениями абляционного и базального тиллов небольшой суммарной мощности до 1-3 м. Базальным тиллам моренных равнин характерна тонкая сланцеватость и слоистость с уклонами под углами 10-15° и падением в южных румбах (азимуты 157-174°).

Морфометрический анализ и плановое расположение гряд в районе оз. Мартимьявр показывает, что наиболее высокие и протяженные гряды, выраженные в рельефе за счёт надвиговых и складчатых гляциоструктур, выстраиваются в линейно вытянутые цепочки, которые прослеживаются параллельно друг другу. Всего в районе работ установлено не менее шести параллельных цепочек. Эти *фронтальные гряды* фиксируют краткосрочные подвижки (осцилляции) активного края ледника. Такие гряды обладают максимальной длиной и высотой, а также наиболее крутыми склонами. Между фронтальными расположены *кольцевые гряды* подковообразной, S-образной и округлой формы (в плане), которые отличаются меньшей длиной (до 125 м) и высотой (до 3.5-4 м). Субширотно ориентированные гряды, построенные флювиогляциальными осадками отнесены нами к типу *радиальных гряд*. Эти гряды, как правило, спрямленные или слабоизвилистые, часто прослеживаются вдоль современных речных долин. Восточнее участка распространения фронтальных и кольцевых гряд прослеживается прерывистая *полоса гряд-увалов*, которые далее в направлении долины р. Воронья сменяются расчлененным рельефом коренных пород с отдельными холмами-массивами и площадками долинных зандров в понижениях.

Таким образом, изучение морфологии и геологического строения грядового рельефа в районе котловины озера Мартимьявр позволило определить особенности ледникового морфогенеза на севере Кольского полуострова. Установлено, что формирование ледниковых гряд района работ связано с активным гляциотектоническим воздействием на рыхлые породы ложа и перенасыщенный дебрисом лёд. Ядра большинства гряд построены складчатыми, надвиговыми гляциоструктурами, или их сочетанием. Гляциоскладки возникали при устойчивом сжимающем давлении на рыхлые породы, которые выдавливались в ослабленные зоны ледникового покрова в его краевой зоне. При увеличении давления со стороны активного льда, продвигающегося в северо-восточном направлении, возникали гляционадвиги. Небольшая ширина участка распространения грядового рельефа означает незначительные колебания края активного ледника в пространстве и указывает на фронтальную дегляциацию территории. Таким образом, ареальная дегляциация на севере Кольского полуострова с отмиранием крупных частей ледникового покрова сменялась здесь периодами относи-

тельной стабилизации активного ледникового края. Полученные результаты будут использованы в дальнейших работах по установлению особенностей ледникового морфогенеза и особенностей динамики последнего ледникового покрова в Кольском регионе.

Работа выполнена по теме НИР 0226–2019–0054 лаборатории №43 геологического института КНЦ РАН

Литература

1. Аболтиныш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне. 1989. 284 с.
2. Евзеров В.Я. Горбунов Е.О., Колька В.В. Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты. 1993. С. 26–38.
3. Евзеров В.Я. Литология морены поздневалдайского оледенения западной части Кольского полуострова // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2017. Т. 20. № 1–1. С. 48–59.
4. Евзеров В.Я. Строение и формирование внешней полосы одного из поясов краевых образований поздневалдайского ледникового покрова в Кольском регионе // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015. № 4. С. 5–12.
5. Семенова Л.Р. Ледниковая геология Кольского полуострова (поздний плейстоцен) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности 25.00.01 – Общая и региональная геология: СПб. ВСЕГЕИ. 2004. 23 с.
6. Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula // ICG excursion. №34. August 14–23. 2008. 72 p.

Lu-Hf изотопная систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины

Ветрин В.Р.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты
ФГБУ ИМГРЭ, Москва, vetrin@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Приведены результаты изучения изотопных Lu-Hf и Sm-Nd систем, соответственно, в цирконе и вмещающих плагиогнейсах архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (69°25' с.ш., 30°44' в.д.), пробуренной в северо-западной части Мурманской области. Исследованы кристаллы циркона из плагиогнейсов 8-й толщи (обр. 26, глубина 10780 м) и 10-й толщи (обр. 43, глубина 11778 м). Согласованность Hf- и Nd- изотопных систем в цирконе и породе определяет магматический генезис ядер и оболочек, кристаллизовавшихся в равновесии с силикатной матрицей породы. Циркон метаморфических кайм по величине отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$ близок с ядрами и оболочками кристаллов, что свидетельствует о формировании метаморфических кайм кристаллов циркона из плагиогнейсов СГ-3 главным образом в условиях закрытой системы.

Ключевые слова: Кольская сверхглубокая скважина, плагиогнейсы, циркон, Lu-Hf и Sm-Nd изотопные системы.

Lu-Hf isotope systematics of zircon from plagiogneisses of the Kola Superdeep Borehole

Vetrin V.R.

Geological Institute, Kola Science Centre of RAS, Apatity
Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow

Abstract. The article provides results of Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems investigation in zircon (Lu-Hf) and plagiogneisses (Sm-Nd) of an Archaean complex of the Kola Superdeep Borehole SD-3 (69 °25' n.l., 30 °44' e.l.), drilled in the northwest part of the Murmansk region. Zircon crystals from plagiogneisses of the 8th suite are studied (sample 26, depth is 10780 m) and the 10th suite (sample 43, depth is 11778 m). The coherence of Hf- and Nd-of isotope systems in zircon and rocks indicates the magmatic genesis of the cores and covers crystallized in equilibrium with a silicate matrix of rock. Zircon of metamorphic borders in relation size $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$ is close to cores and covers of crystals that demonstrates formation of metamorphic borders mainly in the conditions of the closed system.

Key words: Kola Superdeep Borehole, plagiogneisses, zircon, Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems.

В строении докембрийской земной коры существенную роль играют породы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ), известные также под названием плагиогнейсы или «серые гнейсы». Породы испытали один или несколько этапов метаморфизма и образованы метаморфогенными парагенезисами породообразующих минералов. Одним из реликтовых минералов протолитов плагиогнейсов является циркон магматического генезиса. В ряде случаев его кристаллы содержат расплавные включения, определяющие состав и эволюцию исходных магм (Thomas et al., 2003). Циркон устойчив к механическим воздействиям, слабо взаимодействует с расплавами и флюидами, имеет высокую температуру закрытия U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных систем, вследствие чего является перспективным геохронометром и маркером петрологических процессов. В то же время необходимым условием изучения процессов магматизма и метаморфизма является соответствие полученных данных конкретным геологическим событиям. Для решения поставленных задач требуется определение генетических типов циркона на основании изучения морфологии кристаллов, их внутреннего строения, состава включений, редкоэлементного и изотопного состава.

В настоящем сообщении приведены результаты изучения циркона из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (69°25' с.ш., 30°44' в.д.), пробуренной в

породах северной части палеопротерозойской Печенгской структуры в северо-западной части Мурманской области. Определение генетических типов циркона выполнено на основании его Lu-Hf изотопного состава и Sm-Nd изотопной систематики вмещающих плагиогнейсов, а также по составу захваченных кристаллами расплавных и газовой-жидких включений.

Геология и петрология плагиогнейсов

Породы архейского комплекса СГ-3 вскрыты на глубинах 6842-12262 м и образуют 5 ритмов, нижние части которых (сверху вниз: 2-я, 4-я, 6-я, 8-я, 10-я толщи) сложены метавулканиками дацит-плагиориодацитового состава (плагиогнейсами), занимающими ~ 45 % разреза (Кольская свержглубокая., 1984; 1998). Образование исходных магм плагиогнейсов СГ-3 предполагается за счет плавления метабазитовых источников в равновесии с гранатсодержащим реститом при $P \geq 10-15$ кбар (Ветрин и др., 2003).

Изученные образцы

Исследованы кристаллы циркона из плагиогнейсов 8-й толщи (обр. 26, глубина 10780 м) и 10-й толщи (обр. 43, глубина 11778 м). Образцы плагиогнейсов представлены среднезернистыми гнейсовидными породами, состоящими из олигоклаза (50-60 %), микроклина (5-7 %), кварца (25-30 %), биотита (5-10 %), эпидота, титанита, апатита, алланита, циркона, магнетита. Кристаллы циркона включены преимущественно в зерна кварца, реже в зерна плагиоклаза, апатита или приурочены к интерстициальным промежуткам породы. Структура пород гранобластовая, бластогранитовая, с отчетливо проявленным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и микроклину. По химическому составу породы относятся к высокоглиноземистому типу ($Al_2O_3 > 14.5$ %) с ASI ($Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$, мол. кол-ва) от 0.99 до 1.13, и соответствуют плагиориодациту (трондьемиту) или дациту (тоналиту).

Морфология и этапы образования кристаллов циркона

Кристаллы циркона из плагиогнейсов СГ-3 имеют однородное или сложное строение и в последнем случае состоят из ядер, занимающих преобладающую часть объема зерен, оболочек и незональных кайм [6-8, 2]. Кристаллизация ядерных частей кристаллов происходила в интервале времени от 2887 до 2812 млн. лет для плагиогнейсов 8-й толщи, и от 2880 до 2830 млн. лет для ТТГ 10-й толщи, и конкордантный возраст ядер определен, соответственно, в 2857 ± 9 и 2852 ± 4 млн. лет. Образование оболочек кристаллов (соответственно, 2810 ± 10 и 2831 ± 9 млн. лет) предполагается в результате излияния на поверхность и быстрой кристаллизации расплавов. При неоархейском метаморфизме (2770 ± 10 и 2692 ± 5 млн. лет) в периферических частях зерен были образованы незональные каймы и обособленные изометричные сложнограненные кристаллы (Чупин и др., 2005; 2006). В то же время длительный интервал кристаллизации ядерных частей кристаллов, а также морфологические особенности зерен позволяют предполагать их образование и в результате захвата магмой ксеногенных кристаллов циркона из вмещающих пород. Трактовка генезиса оболочек кристаллов также не однозначна, и наряду с магматическим генезисом допускается их образование в процессе гранулитового метаморфизма.

Lu-Hf систематика циркона

При широком интервале вариаций Hf- изотопных характеристик, ядра и оболочки кристаллов циркона из плагиогнейсов имеют сходные средние значения $^{176}Hf/^{177}Hf_m$, свидетельствующие об их близком по составу источнике (Ветрин и др., 2016). Циркон метаморфических кайм по величине этого отношения и в пределах аналитических ошибок близок с ядрами и оболочками кристаллов, что свидетельствует, вероятно, о формировании метаморфических кайм кристаллов циркона из плагиогнейсов СГ-3 главным образом в условиях закрытой системы.

Обсуждение результатов

При реконструкции генетических типов кристаллов циркона целесообразно использование изотопных Lu-Hf и Sm-Nd систем, ведущих себя когерентно в процессах магматической дифферен-

циации, с положительной корреляцией начальных изотопных отношений $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породе и $\epsilon\text{Hf}(T)$ в породе или цирконе (Vervoort, Blichert-Toft, 1999; Blichert-Toft, Albarede, 1997; Лохов и др., 2009). Графически указанная зависимость поведения изотопных систем выражается линией с параметром $\epsilon\text{Hf}(T)=1.36 \times \epsilon\text{Nd}(T)+3.0$, получившей название *terrestrial array*, или ТА, и с учетом дисперсий определения изотопных параметров – полосой ТА, имеющей ширину порядка 2-4 единиц эпсилон (рис.1). Захваченные (реликтовые) кристаллы циркона, имеющие в сравнении с породой более древний возраст, имеют повышенную величину $\epsilon\text{Nd}(T)$, и на диаграмме должны располагаться правее и ниже поля ТА. По сравнению с магматическим цирконом кристаллы метаморфического генезиса при их меньшем возрасте и, соответственно, пониженных значениях $\epsilon\text{Nd}(T)$ имеют близкий, или как правило более радиогенный состав Hf. Содержание радиогенной компоненты определяется вкладом вещества их магматических предшественников и количеством радиогенного ^{176}Hf , полученного цирконом при диффузионном обмене с Lu-содержащими темноцветными минералами породы – гранатом, пироксенами, амфиболом, биотитом.

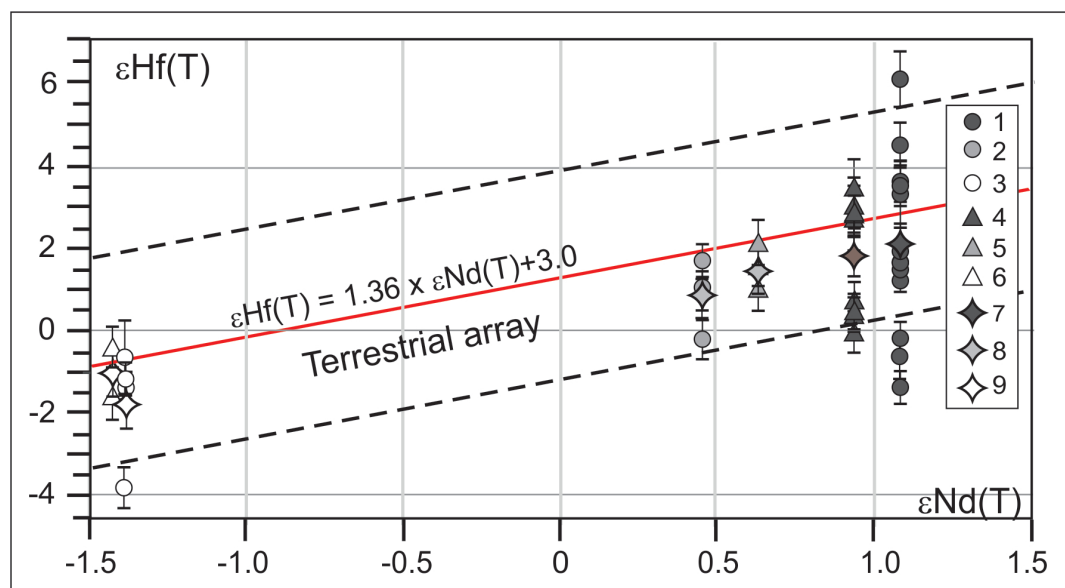


Рис.1. Изотопная Nd-Hf систематика циркона из плагиогнейсов СГ-3.

1-3 и 4-6-соответственно, обр. 26 и 43 (1, 4 – ядра, 2, 5 – оболочки, 3, 6 – каймы), 7-9 – средние значения для ядер, оболочек и кайм. Вертикальные линии у значков- погрешности определения $\epsilon\text{Hf}(T)$ на уровне 1σ . Результаты определения изотопного состава Hf в цирконе и Nd в породе приведены в (Ветрин и др., 2003; 2016).

Fig. 1. Isotope Nd-Hf systematics of zircon from SG-3 plagiogneiss. 1-3 and 4 - 6 – respectively, samples 26 and 43 (1, 4 – cores, 2, 5 – covers, 3, 6 – borders), 7-9 – average values for cores, covers and borders.

На диаграмме в координатах $\epsilon\text{Nd}(T) - \epsilon\text{Hf}(T)$ точки составов ядер и оболочек изученных кристаллов циркона образуют вертикальные тренды с приуроченностью их средних значений к центральным частям поля ТА. Нахождение точек состава в пределах поля ТА определяется согласованностью Hf- и Nd- изотопных систем в цирконе и породе, что наряду с наличием в кристаллах расплавных включений плагиориодацит-риолитового состава (Чупин и др., 2009) достоверно определяет магматический генезис ядер и оболочек, кристаллизовавшихся в равновесии с силикатной матрицей породы.

Циркон метаморфических кайм и сложнограненных изометрических кристаллов имеет пониженные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Hf}(T)$, и преобладающая часть точек его состава располагается в центральной части поля ТА, что более свойственно для циркона магматического генезиса. В то же время заведомо метаморфогенное происхождение зерен поздней генерации циркона определяется отсутствием в них расплавных включений и наличием лишь газовой-жидких включений водных растворов (Чупин и др., 2005). Когерентность изотопных параметров метаморфогенных зерен циркона

с породой объясняется, вероятно, образованием кайм главным образом за счет вещества ядер и оболочек кристаллов магматического генезиса. Поскольку кристаллы циркона в плагиогнейсах СГ-3 включены главным образом в зерна плагиоклаза и кварца, не содержащих значимых количеств Lu, это способствовало сохранению изотопного состава магматических частей кристаллов при образовании метаморфических кайм.

Выводы

Приведенные результаты изучения изотопных составов Hf в цирконе и Nd в породе показывают достоверность определения по ним различных генетических типов циркона. Существенную помощь может быть получена при исследовании состава расплавных и газовой-жидких включений в кристаллах циркона.

Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 при частичной поддержке РФФИ (грант 16-05-00756а) и госконтракта № 13/17-1.

Литература

1. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта. Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 196–224.
2. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. Редкие элементы и Lu-Hf изотопная систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины: вещество палеоархейской коры в мезоархейских метавулканитах. Геохимия. 2016. № 1. С. 105–125.
3. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Козловского Е.А. / М: Недра. 1984. 490 с.
4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования / Под ред. Орлова В.П. и Лаверова Н.П. / М: Технонефтегаз. 1998. 260 с.
5. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43–53.
6. Чупин В.П., Ветрин В.Р. Расплавные и флюидные включения в цирконе и породообразующих минералах из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит). Геохимия. 2005. № 2. С. 206–212.
7. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Родионов Н.В., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Митрофанов Ф.П., Смирнов Ю.П. Состав расплавных включений и возраст цирконов из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит). Докл. АН. 2006. Т. 406. № 4. С. 533–537.
8. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Родионов Н.В. Магматические включения в цирконе из архейских «серых гнейсов» Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов. Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: ИП Каталкина. 2009. С. 266–268.
9. Thomas J.B., Bodnar R.J., Shimizu N., Chesner C.A. Melt Inclusions in Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 63–87.
10. Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. Geochim., Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. N. 3/4. P. 533–556.
11. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system. Earth, Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.

Lu-Hf изотопная систематика циркона и петрогенезис субщелочных и щелочных гранитов Кейвского мегаблока

Ветрин В.Р.^{1,2}, Белоусова Е.А.³, Кременецкий А.А.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru

² ФГБУ ИМГРЭ, Москва, nauka@imgre.ru

³ NSW 2109, Macquarie University, Dept. of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Sydney, Australia, elena.belousova@mq.edu.au

Аннотация. Изученные неоархейские щелочные и субщелочные граниты Кейвского мегаблока относятся к калиевым щелочно-известковым высокожелезистым породам, содержащим повышенные концентрации крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов. Начальные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в центральных частях кристаллов циркона изменяются в пределах 0.281004–0.281175, и $\varepsilon\text{Hf}(T)$ – от -2.89 до 3.79. Коэффициент фракционирования $f_{\text{Lu}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{обр.}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$ во всех кристаллах имеет отрицательные значения и изменяется от -0.925 до -0.987. Эти данные определяют формирование исходных расплавов за счет вещества коры, обедненного Lu и обогащенного Hf по сравнению с хондритом. При внедрении высокотемпературных базитовых расплавов в основание нижней коры происходило плавление метасоматически измененных нижнекоровых пород. При подъеме в верхнюю кору палингенные нижнекоровые расплавы изменяли свой состав в процессе фракционной кристаллизации с образованием более кремнекислых субщелочных и щелочных составов.

Ключевые слова: Субщелочные и щелочные граниты, неоархей, петрогенные и редкие элементы, циркон, Lu-Hf систематика, нижняя кора, петрогенезис, Кольский полуостров

Lu-Hf isotope systematics of zircon and petrogenesis of subalkaline and alkaline granites of the Keivy megablock

Vetrin V.R.^{1,2}, Belousova E.A.³, Kremenetskiy A.A.²

¹ Geological Institute, Kola Sci. Centre of RAS, Apatity

² Institute of mineralogy, geochemistry of rare elements, Moscow

³ Dept. of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sidney, Australia

Abstract. The studied Neoproterozoic alkaline and sub-alkaline granites of the Keivy megablock refer to potassic alkali-calcic high-ferruginous rocks with high concentrations of LILE, HFSE and REE. Initial ratios of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ in central parts of the zircon crystals change in the range of 0.281004–0.281175, and $\varepsilon\text{Hf}(T)$ varies from -2.89 to 3.79. The fractionation coefficient $f_{\text{Lu}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{sample}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$ has negative values in all crystals and varies from -0.925 to -0.987. These data define the formation of initial melts using the crustal matter poor in Lu and rich in Hf, compared to chondrite. When high-temperature basic melts intruded in the basement of the lower crust, there was melting of metasomatically altered rocks of the bottom crust. Polygenetic melts of the bottom crust lifted to the upper crust, and changed their composition during the fraction crystallization and became more silicic sub-alkaline and alkaline.

Key words: subalkaline and alkaline granites, Neoproterozoic, petrogenic and rare elements, zircon, Lu-Hf systematics, lower crust, petrogenesis, Kola Peninsula

При исследовании Кейвского мегаблока было показано несоответствие палеопротерозойских датировок щелочных пород, определяемых при изучении ряда изотопных систем (К-Аг, Sm-Nd, U-Pb) архейскому возрасту пород и минералов. Причиной этого несоответствия предполагается температурное и флюидное воздействие протерозойского магматизма и метаморфизма, обусловивших переустановку изотопных систем. Эффективным геохимическим критерием природы расплавов корового, мантийного или мантийно-корового генезиса, менее подверженным влиянию температурного фактора, является изотопный состав Hf в цирконе. Циркон устойчив к механическим воздействиям, слабо взаимодействует с расплавами и флюидами, имеет высокую температуру закрытия U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных систем, вследствие чего является перспективным геохронометром и маркером петрологических процессов. Исходя из этого, нами выполнено изучение Lu-Hf

изотопного состава циркона из неoarхейских субщелочных гранитов Кукшинского массива (КМ), щелочных гранитов массивов Белые Тундры (БТ) и Понойского (ПМ), расположенных в южной и юго-западной частях Кейвского мегаблока.

Кремнекислые породы повышенной щелочности представлены ассоциацией латитов-монцитонитов-гранитов (АЛМГ), комплексами субщелочных и щелочных гранитов. Геолого-петрографическая и изотопно-геохимическая характеристика АЛМГ выполнена ранее (Ветрин, Родионов, 2009; Ветрин, 2018). Субщелочные и щелочные граниты содержат повышенные концентрации К, Rb, Cs, Th, U, Zr, Hf, РЗЭ, что в сочетании с низкими концентрациями Ba, Sr, P, Ti определяет резкие минимумы последних на мультиэлементных спектрах и характеризует существенно коровый источник расплавов. На диаграммах соотношения концентраций SiO_2 и породообразующих окислов точки составов гранитов всех массивов образуют единые тренды с уменьшением содержания TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO и увеличением концентраций щелочей по мере роста SiO_2 . Наблюдаемые тренды изменения главных и второстепенных элементов в гранитах обусловлены, вероятно, различной степенью кристаллизационной дифференциации исходных средне- кремнекислых расплавов известково-щелочного и субщелочного составов.

Lu-Hf изотопная система

Кристаллы циркона из рассматриваемых пород имеют возраст 2.65-2.7 млрд. лет, включены в зерна плагиоклаза, имеют среднепризматический габитус с h:l от 1:2 до 1:3 и характеризуется осцилляционной зональностью, что наряду с повышенным отношением $\text{Th/U} = 0.45-50$ определяет их магматический генезис. Ядерные части кристаллов местами окружены темными в CL-излучении незональными оболочками с $\text{Th/U} = 0.03-0.06$, образованными при метаморфизме пород в палеопротерозое.

Изотопный состав Hf в цирконе из датированных на SHRIMP II кристаллах определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции по методике (Griffin et al., 2000). Начальные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Hf_i) центральных частей кристаллов находятся в пределах 0.281004-0.281175, и точки состава циркона образуют поле в районе тренда возрастной эволюции однородного хондритового резервуара (CHUR, рис. 1а). Преобладающая часть точек располагается в полях составов циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины, эклогитов южной части Кольского полуострова и находятся главным образом в поле составов АЛМГ и неoarхейских кристаллов циркона из гранатовых гранулитов нижней коры. Согласно геохимическим и изотопно- геохимическим данным для всех изученных цирконов и вмещающих пород предполагается базитовый состав протолитов. По величине $\varepsilon\text{Hf}(T)$ точки состава циркона находятся в области развития коры с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ и возрастaми в 3.1–3.2 млрд. лет (рис. 1б). Двухстадийный модельный возраст ($T_{(DM)}^C$) кристаллов циркона составляет 2.92–3.28 млрд. лет. Время нахождения протолитов в коре, определяемое разницей между модельным возрастом и временем кристаллизации циркона, оценивается в 260-620 млн. лет. Величина Hf_i в метаморфогенных оболочках кристаллов циркона определена в 0.281234-0.281308, на 0.001-0.003 превышает величину Hf_i в неoarхейских ядрах кристаллов, и соответствует приращению этой величины в цирконе при развитии коры с возрастом 3.1-3.2 млрд. в условиях закрытой системы. На диаграмме в координатах «возраст, млн. лет – Hf_i » точки состава оболочек расположены в полях составов циркона из лейкогранитов южной Финляндии и порфиридных гранитов сев. части Балтийского щита. Для последних образование исходных магм предполагается при плавлении базитовых пород нижней коры, испытавших процесс гранитизации в интервале 1.5-1.83 млн. лет. Коэффициент фракционирования $f_{Lu} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{обр.}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}^0] - 1$ во всех изученных цирконах имеет отрицательные значения и варьирует от -0.925 до -0.987. Средние значения коэффициента фракционирования в цирконе имеют близкие значения в субщелочных гранитах ($f_{Lu} = -0.974$), щелочных гранитах БТ (-0.970) и ПМ (-0.968). Эти данные определяют формирование исходных расплавов всех массивов главным образом за счет сиалического вещества коры, обедненного Lu и обогащенного Hf по сравнению с хондритом.

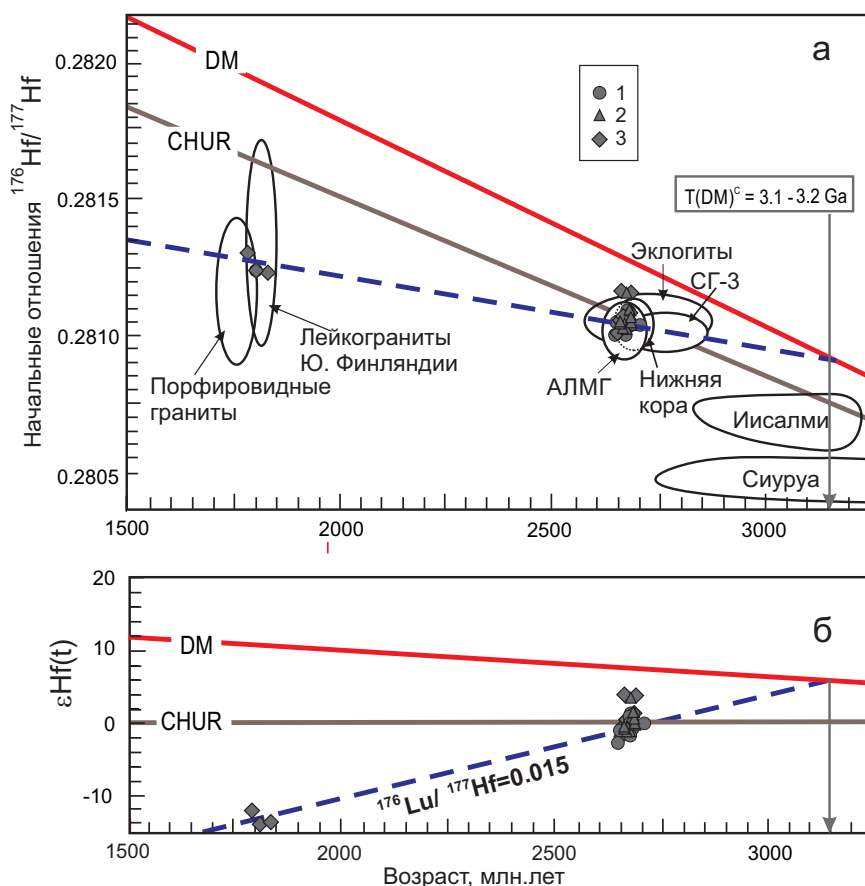


Рис. 1. Начальные изотопные отношения Hf_i (а) и значения $\epsilon Hf(T)$ (б) в цирконе из гранитов. Поля составов – по (Ветрин и др., 2016; Ветрин, 2018). Пунктиром показаны тренды эволюции коры с возрастными 3.1-3.2 млрд. лет при $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$. 1 – циркон из субщелочных гранитов; 2, 3 – циркон из щелочных гранитов БТ и ПМ.

Fig. 1. Initial isotope relations of Hf_i (a) and value $\epsilon Hf(T)$ (b) in zircon from granites. Fields of composition – after (Vetrin et al., 2016; Vetrin, 2018). The dotted line indicates trends of evolution of zircon with age of 3.1-3.2 billion years at $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$. 1 – zircon from subalkaline granites; 2, 3 – zircon from the BT and PM alkaline granites.

Обсуждение результатов

Изученные граниты по составу относятся к калиевым, щелочно- известковым, высокожелезистым породам, содержащих повышенные концентрации крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов. По величине отношения $Th/U = 5.7$ граниты сопоставимы с породами нижней коры (6.0, Rudnick, Gao, 2003), что подтверждается и особенностями Lu-Hf изотопного состава циркона из рассматриваемых пород.

В настоящее время нет информации о составе пород нижней коры в пределах Кейвского мегаблока. Их наличие можно предполагать в составе диагностируемого по сейсмическим данным гранулит-базитового слоя на глубинах более 3-4 км (Литвиненко и др., 1968). В южной части Кольского полуострова отторженцы и ксенолиты нижней коры изучены в пределах Беломорского подвижного пояса, где представлены эклогитами (Mints et al., 2010; Скублов и др., 2011) и гранатовыми гранулитами (Kempton et al., 1995, 2001; Ветрин и др., 2017; Koreshkova et al., 2017). Протолиты эклогитов имеют состав оливиновых габбро, троктолитов, Fe-Ti габбро с возрастом ≥ 2820 млн. лет (Mints et al., 2010). Протолиты гранатовых гранулитов по составу соответствуют главным образом палеопротерозойским метабазальтам – производным высокомагнезиальных бонинитоподобных расплавов, образующих в верхней коре Балтийского щита провинцию изверженных пород с возрастными 2.4-2.5 млрд. лет (Sharkov et al., 1999; Kempton et al., 2001). Исходя из этого к аналогам нижней

коры Кейвского мегаблока могут быть отнесены, как представляется, мезоархейские породы основного состава, в настоящее время представленные эклогитами и жильными телами плагиогранитов с возрастными 2.87-2.78 млрд. лет (Mints et al., 2010). Поскольку процессы гранулитового и эклогитового метаморфизма в пределах Кейвского мегаблока не установлены, наиболее вероятным является амфиболит-плагиогранитный состав нижней коры. В отличие от Беломорского подвижного пояса, нижняя кора Кейвского мегаблока в неогархее была подвержена, вероятно, щелочному метасоматозу, обусловившему широкое развитие щелочных метасоматитов в породах верхней коры (Белопещный и др., 1980; Минц и др., 1996).

Изучение геологии и петрологии массивов щелочных гранитов Кольского полуострова свидетельствует о тесной возрастной и пространственной сопряженности основного и щелочного магматизма (Батиева, 1976). Щелочные граниты Понойского массива содержат ксенолиты основных пород – габбродиабазов, габбро, габброноритов, которые по составу и возрасту коррелируются с породами дайкового комплекса в окружении массива. Можно полагать, что основные магмы обеспечивали тепловой энергией и вносили свой вещественный вклад в частичное плавление нижней коры с образованием средних и кремнекислых расплавов, представлявших собой смесь производных плавления базитового и фельзического материала. Помимо этих составляющих кремнекислые расплавы могли, вероятно, содержать верхнекоревый и мантийный компоненты, обусловленные как процессами контаминации расплавов верхнекоревыми породами, так и влиянием глубинных магм.

Выдержанный по главным и редким элементам состав гранитов, а также отсутствие в них ксеногенных кристаллов циркона свидетельствует об ограниченном проявлении процессов контаминации расплавов материалом верхней коры. Это подтверждается и незначительными вариациями коэффициента фракционирования f_{Lu} в гранитах всех массивов.

Мантийная составляющая в количестве 3-7 % установлена в щелочных гранитах при изучении изотопного состава гелия, выделенного при отжиге первичных флюидных включений в акцессорном ильмените. Предполагается, что флюид, захваченный ильменитом при кристаллизации гранитов Понойского массива, был образован при смешении радиогенного гелия коры с ювенильным изотопом 3He в соотношении ~ (14-42):1 (Ветрин и др., 2003).

Концентрации базитового и фельзического нижнекоревых компонентов в расплавах определялись по модели двухкомпонентного смешения. Вычисления производились по формуле $Xb = (\epsilon^f - \epsilon^r)Nf_f / [\epsilon^f(Nf_b - Nf_f) - (\epsilon^b Nf_b - \epsilon^f Nf_f)] \times 100$, где Xb – концентрации базитового компонента, %, ϵ^f , ϵ^b , ϵ^r – эпсилон Nf для фельзического, базитового и исследуемого образцов циркона, Nf_f , Nf_b – концентрации Nf в цирконе из пород фельзического и базитового составов. В качестве характеристики базитового компонента при расчетах принят изотопный состав циркона мезоархейских габбро – протолитов Fe-Ti эклогитов южной части Кольского полуострова с $\epsilon Nf_{(2670)} = 5.65$, и в качестве фельзического компонента – изотопный состав циркона из жильного плагиогранита в эклогитах с $\epsilon Nf_{(2670)} = -3.55$. Концентрации Nf в расплавах приняты, соответственно, как 0.61 % и 1.28 % в цирконе из базальтов и гранитоидов (Belousova et al., 2002). Из выполненных расчетов следует, что концентрации базитового компонента в изученных кристаллах циркона, и, соответственно, в исходных расплавах, варьируют от 14 до 89 % при наибольшей частоте встречаемости от 30 до 70 %. Средние значения Xb увеличиваются от 50 % в цирконе из субщелочных гранитов КМ до 52 % и 60 % в цирконе щелочных гранитов, соответственно, БТ и ПМ.

Выводы

Предполагается, что около 2.7 млрд. лет назад к основанию литосферной мантии Кейвского мегаблока всплыл астеносферный диапир (астенолит), обусловивший ее плавление с образованием базитовых расплавов, представленных в верхней коре породами дайковых серий и ксенолитами в гранитах. Во время подъема астенолита сопровождавший и опережавший его флюидный поток производил предшествующее плавлению метасоматическое изменение (щелочной метасоматоз) литосферной мантии и расположенных выше пород коры с обогащением их щелочами и элементами примесями. При внедрении высокотемпературных базитовых расплавов в основание нижней коры про-

исходило плавление метасоматически измененных нижнекоровых пород. Циркон из субщелочных и щелочных гранитов по изотопному составу близок составу цирконов из архейских пород, имеющих базитовый состав протолитов. Количество базитового компонента нижней коры в образованных расплавах по результатам Lu-Hf систематики циркона оценивается в пределах 30–70 %. Различным вкладом базитового и фельзического компонентов в состав расплавов объясняется, вероятно, и изменчивость редкоэлементного состава и изотопных Hf- характеристик кристаллов циркона. Манттийная составляющая в количестве 3–7 % установлена в щелочных гранитах при изучении изотопного состава гелия, выделенного при отжиге первичных флюидных включений в аксессуарном ильмените (Ветрин и др., 2003). Кремнекислые расплавы, образованные при плавлении метасоматически измененных пород нижней коры, в значительной степени наследовали, вероятно, ее обогащенный микроэлементами состав, определявший специфику внутриплитных гранитов А-типа (Frost, Frost, 2011). При подъеме в верхнюю кору палингенные нижнекоровые расплавы изменяли свой состав в процессе фракционной кристаллизации с образованием более кремнекислых субщелочных и щелочных составов.

Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 при частичной поддержке РФФИ (грант 16-05-00756а) и госконтракта № 13/17-1.

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. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 240 с.
3. Ветрин В.Р. Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неоархейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения. Записки РМО. 2018. Ч. CXLVII. № 4. С. 1–13.
4. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров. Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578–600.
5. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. Редкие элементы и Lu-Hf изотопная систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины: вещество палеоархейской коры в мезоархейских метавулканитах. Геохимия. 2016. №1. С. 105–125.
6. Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Кременецкий А.А. Lu-Hf изотопная систематика циркона из ксенолитов нижней коры Беломорского подвижного пояса. Записки РМО. 2017. Ч. CXLVI. № 3. С. 1–16.
7. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В., Ганнибал М.А. Ювенильный гелий в архейских эндербитах и щелочных гранитах Кольского полуострова. Геохимия. 2003. №7. С. 699–705.
8. Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. Глубинный разрез Кейвской синклинойной зоны. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1968, С. 104–110.
9. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 287 с.
10. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
11. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 39–53.
12. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V. 64. P. 133–147.
13. Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V. et al. Petrology and geochemistry of xenoliths from the northern Baltic Shield: evidence of partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane. *Lithos.* 1995. V. 36. P. 157–184.
14. Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A. et al. Garnet granulite xenoliths from the Northern Baltic Shield – the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? *J. Petrology.* 2001. V. 42. № 4. P. 731–763.
15. Koreshkova M., Downes H., Millar et al. Geochronology of metamorphic events in the lower crust beneath NW Russia: a xenolith Hf isotope study. *J. Petrol.* 2017. V. 58. № 8. P. 1567–1590.
16. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoproterozoic subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology.* V. 38. № 8. P. 739–742.
17. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. In: *Treasure on Geochemistry.* Oxford: Elsevier-Pergamon. 2003. V. 3. P. 1–64.
18. Sharkov E.V., Snyder G.A., Taylor I.A., Zinger T.F. An Early Proterozoic large igneous province in the eastern Baltic Shield: evidence from the mafic druseite complex, Belomorian Mobile Belt, Russia. *Geol. Review.* 1999. V. 41. P. 73–93.

Оценка потоков тяжелых металлов из атмосферы на поверхность Баренцева моря

Виноградова А.А.¹, Котова Е.И.²

¹ *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, anvinograd@yandex.ru*

² *Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова РАН, Архангельск, ecopp@yandex.ru*

Аннотация. Выполнены оценки потоков антропогенных тяжелых металлов (ТМ) – Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu – на поверхность Баренцева моря по рассчитанным ранее концентрациям этих элементов в приземной атмосфере в трех районах на побережье моря (Кольский полуостров, район Ненецкого заповедника, арх. Земля Франца-Иосифа). За счет большой площади, Баренцево море за год набирает из атмосферы больше всего антропогенных поллютантов – из всех российских северных морей, однако плотность потоков ТМ из атмосферы максимальна в Белом море. Для потоков свинца и кадмия по оценкам отчетов ЕМЕП сделаны поправки, учитывающие вклад выбросов ТМ с территории стран зарубежной Европы, а также вклад процессов ветрового поднятия пыли и почвенных частиц. Эти источники добавляют на всю территорию моря примерно 50 % свинца и около 40 % кадмия. В целом за год атмосфера поставляет лишь доли процентов ТМ, содержащихся в водах Баренцева моря. Весной в период таяния льдов атмосферный вклад в концентрации ТМ в воде моря может быть выше среднего в 2-10 раз, достигая для Ni и Cu нескольких процентов.

Ключевые слова: Баренцево море, антропогенное загрязнение, тяжелые металлы, дальний перенос в атмосфере, потоки из атмосферы на поверхность, вклад атмосферы в содержание ТМ в воде.

Assessment of heavy metal fluxes from the atmosphere to the Barents Sea

Vinogradova A.A.¹, Kotova E.I.²

¹ *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, anvinograd@yandex.ru*

² *N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research RAS, Arkhangelsk, ecopp@yandex.ru*

Abstract. The fluxes of anthropogenic heavy metals (HM) - Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu – to the surface of the Barents Sea were estimated using previously calculated concentrations of these elements in the surface atmosphere at three points on the coast of the Sea (on the Kola Peninsula, in the region of Nenets Nature Reserve, at Franz-Josef Land archipelago). Due to the large surface, the Barents Sea yearly collects most of anthropogenic pollutants from the atmosphere – in comparison with other Russian northern seas. However, the White Sea water is most densely polluted by HM from the atmosphere. For the fluxes of lead and cadmium, according to the estimates of the EMEP reports, amendments have been made, taking into account the contribution of HM emissions from the territory of foreign Europe, as well as the contribution of wind-raising dust and soil particles. These sources add about 50 % of lead and about 40% of cadmium to the entire sea. In general, the atmosphere annually supplies only a fraction of the percent of HM contained in the waters of the Barents Sea. In spring, during the ice-melting period, the atmospheric contributions to HM water concentrations may be 2-10 times higher than the average value, reaching several percent for Ni and Cu.

Key words: Barents Sea, anthropogenic pollution, heavy metals, long-range atmospheric transport, fluxes from the atmosphere to the surface, contribution of the atmosphere to HMs' contents in the water

Введение

Арктика – регион Северного полушария, влияющий на климатическое равновесие в пределах всего Земного шара, удаленный от основных мест проживания и активности человека и все же подверженный антропогенному воздействию (Persistent, 2004). Состав вод морей формируется веществом, попадающим в воду в результате абразии берегов, приносимым водами морских и океанических течений и системы наземного стока, а также поступающим на поверхность моря из атмосферы. Микроэлементы и, в частности, тяжелые металлы (ТМ) переносятся в атмосфере на аэрозольных частицах субмикронного размера на расстояния в несколько тысяч километров. В результате, даже для арктических территорий оказывается значимым вынос ТМ атмосферными потоками из районов их максимальных эмиссий в атмосферу (крупные города и промышленные комплексы средних и северных широт) (Barrie, 1986; Виноградова, 1993; АМАР, 1998; Виноградова, 2014).

Сравнительные оценки вклада атмосферы и речного стока ТМ в содержание ТМ в водах морей Северного Ледовитого океана (СЛО) показывают, что в целом вклад атмосферы значительно меньше (Виноградова, Котова. 2019). В данной работе мы анализируем годовые потоки ТМ из атмосферы в воды Баренцева моря, сравниваем вклады Российских антропогенных источников и источников зарубежной Европы, делаем первые оценки эффекта весеннего таяния льда на содержание ТМ в морской воде.

Постановка задачи, исходные данные

В предыдущих публикациях авторов (Виноградова, Иванова, 2016; 2017) для трех пунктов, расположенных на побережье Баренцева моря (рис. 1), были оценены концентрации ряда аэрозольных составляющих антропогенного происхождения (ТМ) в приземном воздухе зимой и летом (табл. 1). Идея данной работы состоит в том, чтобы по этим разнесенным в пространстве данным оценить годовые потоки ТМ из атмосферы на поверхность моря и сравнить полученные оценки с имеющимися в литературе.

Рассматриваются семь микроэлементов (Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu), которые обычно условно называют ТМ. Исходные данные – это средние (за 2010–2015 гг.) концентрации ТМ в приземном воздухе, рассчитанные по массивам траекторий переноса воздушных масс к указанным на рис. 1 пунктам. Использовались данные об антропогенных эмиссиях ТМ на территории России за 2010 год из (Ежегодник..., 2011). Более свежие данные в достаточном объеме в литературе отсутствуют. Современная авторская методика оценок дальнего переноса воздушных масс и примесей на субмикронных аэрозолях подробно описана в (Виноградова, 2014).

ТМ антропогенного происхождения переносятся в атмосфере на дальние расстояния на субмикронных аэрозольных частицах, для которых время жизни в воздушных потоках составляет зимой до 10 суток, летом – около 3 суток, в зависимости от количества и интенсивности осадков. Зная концентрацию примеси в приземном воздухе C и задавая скорости ее осаждения K из атмосферы на поверхность для зимы и лета (численные значения этого параметра для разных регионов России

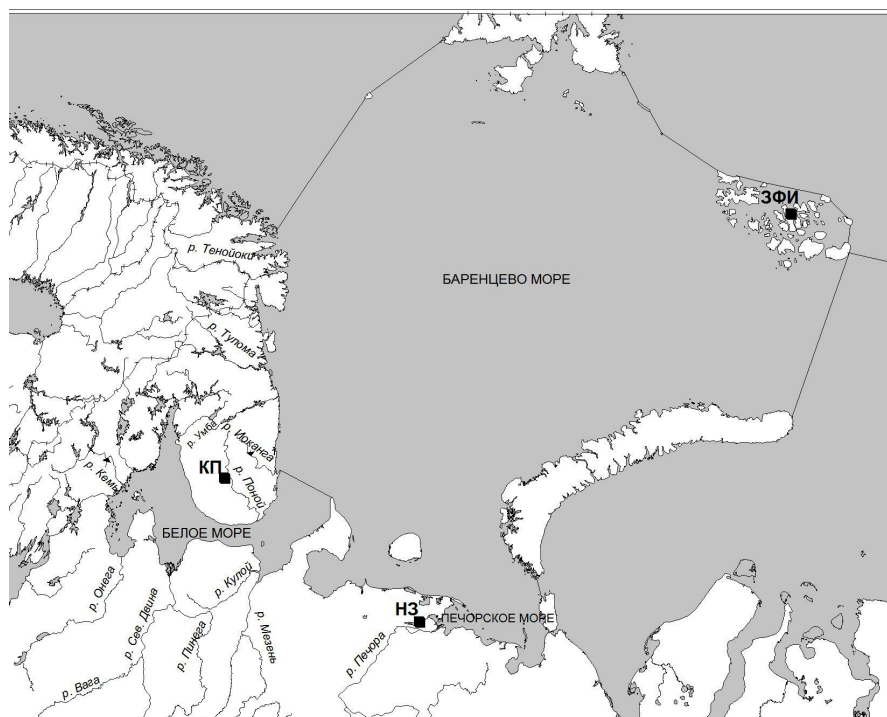


Рис. 1. Пункты с рассчитанными концентрациями ТМ в воздухе.

КП – на Кольском п-ове, НЗ – в Ненецком природном заповеднике, ЗФИ – на арх. Земля Франца-Иосифа.

Fig. 1. The points with previously calculated HM concentrations in air.

On Kola Peninsula, in the region of Nenets Nature Reserve, at Franz-Josef Land archipelago.

приведены в (Виноградова, 2014)), вычисляем для зимы и лета плотность потоков F рассматриваемых ТМ из атмосферы на подстилающую поверхность (на единицу площади) по формуле:

$$F = C \times K \times T, \quad (1)$$

где T – длительность периода (в данном случае один месяц). В наших вычислениях скорость осаждения не различалась по микроэлементам. Плотность потока примеси из атмосферы за год для пунктов КП и НЗ рассчитывалась в предположении равенства длительности летнего и зимнего сезонов, а для ЗФИ предполагалось 8 зимних месяцев и 2 летних.

Для одного и того же элемента зимняя и летняя концентрации в воздухе могут различаться на несколько порядков таблице 1. Это связано с различиями условий циркуляции атмосферы зимой и летом, с удаленностью в целом наиболее значимых источников загрязнений от побережья СЛО, а также с изменением количества и качества осадков в течение года. Кольский п-ов наиболее загрязнен свинцом, никелем и медью, т.е. элементами, которые в этом же регионе выбрасываются в атмосферу в огромных масштабах. Загрязнение этими ТМ убывает последовательно в пунктах НЗ и ЗФИ. Район НЗ больше, чем природа Кольского п-ова, загрязнен цинком и хромом (основные источники – промышленные районы Среднего Урала (Виноградова, Иванова, 2016; 2017)). В целом, наименее загрязнен удаленный пункт ЗФИ, расположенный на 10 градусов севернее двух других.

Таблица. 1. Исходные данные для оценок: концентрации ТМ в воздухе ($\text{нг}/\text{м}^3$) зимой и летом, потоки ТМ из атмосферы на поверхность за год ($\text{кг}/\text{км}^2/\text{год}$) вблизи трех пунктов (рис. 1), скорость осаждения (K , $\text{см}/\text{с}$).

Table 1. Basic data for calculations: HM concentrations in air (ng/m^3) for winter and summer, annual HM fluxes onto the surface ($\text{kg}/\text{km}^2/\text{yr}$) near three points (fig. 1), deposition velocity (K , cm/s).

Пункт	Параметр	Срок	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu	K
КП	Концентрация	январь	5.5	0.025	3.0	1.3	45	1.3	56	0.16
		июль	0.40	0.00075	0.20	0.0014	1.5	0.011	4.7	1.55
	Поток	год	0.34	0.0033	0.12	0.033	1.5	0.036	2.5	
НЗ	Концентрация	январь	0.92	0.0971	1.3	7.6	4.8	1.2	9.5	0.09
		июль	0.0011	0.0000	0.0017	0.0012	0.37	0.00091	0.19	0.87
	Поток	год	0.020	0.0034	0.019	0.11	0.12	0.016	0.16	
ЗФИ	Концентрация	январь	0.058	0.00017	0.0057	0.014	1.5	0.0053	1.8	0.09
		июль	0.00011	0.000000003	0.00000003	0.0000016	0.0026	0.0000012	0.0025	0.2
	Поток	год	0.0014	0.0000040	0.00013	0.00032	0.035	0.00012	0.042	

Подход к оценкам потоков ТМ из атмосферы на поверхность моря и результаты

При удалении от источника поток примеси на поверхность обычно можно описать экспоненциальной зависимостью от расстояния. Качественно понятно, что при удалении от материка (с источниками ТМ) на север загрязнение атмосферы и потоки ТМ на поверхность должны уменьшаться. В данной работе при расчетах потоков ТМ из атмосферы на поверхность моря (ПМ) применялась методика, предложенная в (Виноградова, Котова, 2019).

В случае большой площади ПМ, когда на побережье есть хотя бы две точки x_1 и x_2 , расположенные на границе моря на разных широтах, с известными величинами плотности потока ТМ F_1 и F_2 на поверхность, предполагается, что вдоль оси x , соединяющей эти точки, плотность потока ТМ из атмосферы на поверхность убывает экспоненциально $F = A \exp(-Bx)$, а в перпендикулярном направлении (в первом приближении) этот профиль не меняется.

Система уравнений

$$F_1 = A \exp(-Bx_1) \quad (2)$$

$$F_2 = A \exp(-Bx_2) \quad (3)$$

при введении $x_1 = 0$ и $x_2 = L$, где L – расстояние между точками x_1 и x_2 , позволяет найти выражение для расчета потока ТМ на ПМ:

$$D = (F_1 - F_2) / \ln(F_1/F_2) \times S_{\text{ПМ}} \quad (4)$$

Для расчетов по Баренцеву морю мысленно разбиваем его поверхность линиями, идущими с юга на север, на три равные по площади части (западную, центральную и восточную). На южных сторонах западной и восточной частей плотности годовых потоков ТМ принимаем равными величинам из табл. 1 для КП и НЗ, соответственно, на южной стороне центральной части – средним арифметическим значениям для этих пунктов. На северных границах везде плотности потоков ТМ соответствуют данным табл. 1 для ЗФИ. Результаты расчетов потоков ТМ из атмосферы на поверхность Баренцева моря по формулам (1)–(4) приведены в табл. 2. Видно, что больше всего ТМ из атмосферы поступает в воды западной части Баренцева моря, только цинком больше загрязнена восточная часть.

Таблица 2. Годовые потоки ТМ из атмосферы на поверхность Баренцева моря по частям (см. текст) и суммарно, т/год. Площадь моря 1424000 км².

Table 2. Annual HM fluxes from the atmosphere onto the surface of the Barents Sea partly (see text) and totally, t/yr. Sea square is 1424000 km².

Часть ПМ	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu
Запад	29	0.23	8.6	3.4	184	3.0	287
Восток	3.3	0.24	1.8	8.7	32	1.6	42
Середина	17	0.23	5.4	6.1	117	2.3	178
Сумма	50	0.70	16	18	333	6.9	507

Можно сравнить уровни загрязнения ТМ по атмосферному каналу (табл. 3) для Баренцева моря и ещё трех северных морей России – из (Виноградова, Котова, 2019). Больше всех загрязняется Белое море, расположенное в окружении мощных производственных комплексов северо-запада России. Баренцево море, за счет своей большой площади, по этому показателю на втором месте.

Таблица 3. Средняя плотность потоков ТМ на единицу поверхности для Баренцева моря и трех других арктических морей России, кг/км²/год.

Table 3. Average HM fluxes from the atmosphere onto the unit surface for the Barents Sea and the other three Seas of the Russian Arctic, kg/km²/yr.

Море	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu
Баренцево	0.035	0.00049	0.011	0.013	0.23	0.0048	0.36
Белое	0.22	0.0040	0.083	0.18	0.80	0.13	1.4
Карское	0.0085	0.00016	0.0013	0.0069	0.17	0.0012	0.17
Лаптевых	0.0028	0.00004	0.00003	0.0001	0.06	0.00006	0.06

Комментарии и выводы

ТМ в приземной атмосфере имеют не только антропогенное происхождение, но входят в состав терригенного вещества, и появляются в аэрозолях за счет ветрового поднятия и перевевания частиц почвы и пыли. На европейской территории России концентрации ТМ в воздухе ещё увеличиваются из-за трансграничного атмосферного переноса от источников стран зарубежной Европы. Значения годовых потоков Pb и Cd, приведенные в таблицах 1-3, учитывают поправки за счет этих процессов (Travnikov et al., 2012; Piyin et al., 2014; Виноградова, 2015; Виноградова, Котова, 2018), которые составили для Pb около 50 % по всей ПМ, для Cd в среднем около 40 %, увеличиваясь с запада на восток от 35 % до 45 %. Для остальных ТМ нет данных, чтобы выполнить аналогичные оценки. Для них приведенные в таблицах оценки занижены, т.к. учитывают лишь антропогенные источники европейской России.

Считается, что воды сравнительно неглубокого (в среднем 200 м) Баренцева моря за зиму полностью перемешиваются за счет конвекции и обновляются течениями за 1-2 года (Ожигин и др., 2016).

Предполагая, что выделенные три части моря равны не только по площади, но и по объему воды, было получено, что концентрации Cd, Ni и Cu, создаваемые в воде лишь атмосферными выпадениями, на несколько порядков ниже измеренных значений (Новиков, Драганов, 2017). Даже в местах наибольшего загрязнения из атмосферы (вблизи Кольского п-ова) роль атмосферного канала в загрязнении вод моря мала. Таким образом, микроэлементный состав основной массы вод Баренцева моря формируется водами Нордкапского течения, идущего с запада из Норвежского моря (Новиков, Драганов, 2017).

Сезонные вариации поступления и концентраций ТМ в водах Баренцева моря пока, видимо, не изучались. Весной, в период таяния льдов, в воды моря попадает все вещество, накопленное за зимний период во льду и в снеге на его поверхности. В это время вклад атмосферы в загрязнение поверхностной воды должен быть максимальным. Предположим, что время зимнего накопления примеси составляет полгода, поверхностный слой воды равен 20 м, а время таяния льда 1 мес. Используя январские оценки концентраций ТМ в воздухе рассматриваемых пунктов (табл. 1), получим, что в весенний месяц после таяния концентрации рассматриваемых ТМ в воде вблизи этих пунктов должны быть в 2-10 (среднее 8) раз выше, чем расчетные среднегодовые значения. В результате весной вблизи побережья Кольского п-ова возможно повышение вклада атмосферы в концентрации ТМ в морской воде до 4,5% и 3,5 % для Ni и Cu, соответственно, – по сравнению со средними (по всему морю) измеренными величинами. Однако вблизи Кольского побережья и измеренные концентрации этих элементов тоже заметно выше средних, что можно считать следствием влияния поверхностного стока (Новиков, Драганов, 2017) и абразии берегов Кольского п-ова. Таким образом, относительный вклад атмосферного канала все равно будет невелик.

Литература

1. Виноградова А.А. Микроэлементы в составе арктического аэрозоля (обзор) // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 4. С. 437–456.
2. Виноградова А.А. Дистанционная оценка влияния загрязнения атмосферы на удаленные территории // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 4. С. 5–20.
3. Виноградова А.А. Потоки свинца и кадмия из атмосферы на поверхность на европейской территории России – по данным международной программы ЕМЕП // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2015. № 12. С. 111–115.
4. Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Тяжелые металлы в атмосфере над северным побережьем Евразии: межгодовые вариации зимой и летом // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 4. С. 5–17.
5. Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Перенос воздушных масс и загрязнений к арктическим островам России (1986-2016): долговременные, межгодовые и сезонные вариации // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т. 16, № 4. С. 5–20.
6. Виноградова А. А., Котова Е. И. Вклады источников Европы в загрязнение свинцом и кадмием северных районов Европейской России // Живые и биокосные системы. 2018. № 23. URL: <http://www.jbks.ru/archive/issue-23/article-2>.
7. Виноградова А.А., Котова Е.И. Загрязнение северных морей России тяжёлыми металлами: поток из атмосферы и речной сток // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 1. В печати.
8. Ежегодник выбросов загрязняющих веществ в атмосферный воздух городов и регионов Российской Федерации за 2010 год. А.Ю. Недре. СПб: НИИ Атмосфера. 2011. 560 с.
9. Новиков М.А., Драганов Д.М. Комплексный методический подход к определению фоновых значений содержания микроэлементов в водных массах Баренцева моря на примере Cd, Co, Cu и Ni // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. Вып. 34. № 2. С. 37-48.
10. Ожигин В.К. и др. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО, 2016. 260 с.
11. AMAP Assessment report: Arctic pollution issues. Oslo, Norway: AMAP. 1998. 859 p.
12. Barrie L.A. Arctic air pollution: an overview of current knowledge // Atmos. Environ. 1986. V. 20. N 4. P. 643–663.
13. Ilyin I., et al. Heavy Metals: Transboundary Pollution of the Environment // EMEP Status Report 2/2014. MSC-E&CCC. 2014. 71 p.
14. Persistent Toxic Substances, Food Security and Indigenous Peoples of the Russian North. Final Report. Oslo, Norway: AMAP. 2004. 192 p.
15. Travnikov O., et al. Long-term Changes of Heavy Metal Transboundary Pollution of the Environment (1990-2010) // EMEP Status Report 2/2012. 63 p.

И снова о принципе П. Кюри

Войтеховский Ю.Л.^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский горный университет, voytexhovskiy_yul@pers.spmi.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Статья посвящена рассмотрению новых интерпретаций принципа диссимметрии Кюри в статье Б.С. Левина (2018) и книге В.П. Афанасьева (2018). Показано, что корректное понимание категорий симметрии, диссимметрии и принципа Кюри в целом не нуждается в расчленении восприятия природы на логический и онтологический уровни. Обращено внимание на то, что принцип Кюри относится к суперпозициям однородных явлений. Суперпозиции разнородных явлений следует разделять на однородные части с помощью методов относительной или абсолютной геохронологии. Предложены направления дальнейших исследований принципа Кюри.

Ключевые слова: симметрия, диссимметрия Пастера, диссимметрия Кюри, принцип Кюри, предельные группы симметрии.

Once again about the P. Curie principle

Voytekhovskiy Y.L.^{1,2}

¹ Saint-Petersburg Mining University, voytexhovskiy_yul@pers.spmi.ru

² Geological Institute of KSC RAS, Apatity, woyt@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article is devoted to the consideration of new interpretations of the Curie dissymmetry principle in the book by V.P. Afanasyev (2018) and the article by B.S. Levin (2018). It is shown that correct understanding of the symmetry and dissymmetry categories, and the Curie principle as a whole does not need the nature perception to be divided into the logical and ontological levels. It is noticed that Curie's principle relates to superpositions of homogeneous phenomena. Superpositions of heterogeneous phenomena should be preliminary divided into homogeneous parts using the methods of relative or absolute geochronology. Directions for further research on the Curie principle are suggested.

Key words: symmetry, Pasteur's dissymmetry, Curie's dissymmetry, Curie's principle, limit symmetry groups.

Введение

В Трудах XIII Ферсмановской научной сессии опубликованы статьи Б.С. Левина (2016 а-г), обозначившие редкий ныне интерес к методологическим вопросам геологии. В 2018 г. вышла его очередная статья (Левин, 2018), на этот раз о принципе диссимметрии П. Кюри (Curie, 1894, 1908; Кюри, 1966). Далее мы называем его именно так, поскольку в формулировках самого П. Кюри акцент сделан именно на роли диссимметрии. Следом вышла в свет книга (Афанасьев, 2018), тоже затрагивающая принцип диссимметрии П. Кюри. Тем более интересно появление сразу двух работ, одна из которых тяготеет к минералогии, другая – к геологии.¹

Теоретическое содержание этого принципа (Шубников, 1946, 1951 а, 1951 б, 1956, 1961, 1966, 1972) и его приложения к геологическим и биологическим системам разного уровня сложности (Шафрановский, 1954, 1956, 1957, 1959, 1964, 1966, 1968 а, 1968 б, 1971 а, 1971 б, 1972, 1974 а, 1974 б, 1975; Шафрановский и др., 1972; Шафрановский, Плотников, 1975) – некогда популярная тема в отечественной и зарубежной литературе (Sander, 1930, 1948, 1950; Paterson, Weiss, 1961; Turner, Weiss, 1963; Kirchmayer, 1965, 1966, 1968; Amstutz, 1966). Затем в её обсуждении имел место долгий перерыв. В относительно недавних статьях (Войтеховский, 2005; Войтеховский, Степенщиков, 2005; Voytekhovskiy, Stepenshchikov, 2004; Voytekhovskiy, 2005) принцип Кюри использован для объяснения искажённых кристаллов альмандинов Кольского п-ова.

Сам П. Кюри был не вполне доволен формулировкой принципа диссимметрии в основополагающей статье (Curie, 1894, 1908). Об этом свидетельствует М. Кюри (1924). А.В. Шубников

¹ Достаточно полный список работ, посвящённых принципу Кюри, дан в конце статьи. – Ю.В.

(1956) отмечает: «Для работ П. Кюри по симметрии, как, впрочем, и для всех его работ, характерна чрезвычайная краткость их изложения. <...> Если указанная сжатость изложения нисколько не затрудняет чтения большинства работ П. Кюри, этого нельзя сказать об его исследованиях по симметрии. Возможно, что именно это обстоятельство было причиной того, что они не были достаточно поняты и оценены физиками» (с. 591). И далее: «Идеи П. Кюри в области учения о симметрии нельзя считать до конца оформленными. Это сделают будущие поколения» (с. 602). И.И. Шафрановский (1964, 1966) обратился к изучению русского перевода статей П. Кюри с целью возможного «уточнения универсального принципа симметрии» и подтвердил, что трудности понимания связаны не с якобы недостаточной точностью перевода.

Всё это, очевидно, создаёт предпосылки дискуссии. Чтобы не добавлять к ней лишних поводов, подчеркнём, что далее «диссимметрия» понимается именно по П. Кюри, а не по Л. Пастеру (1937, 1960, Pasteur, 1853, 1861), определившему её (в современной терминологии) как отсутствие у конечных фигур элементов симметрии 2-го рода или, в другой формулировке, как наличие у конечных фигур лишь поворотных осей. Теоретическое обсуждение пастеровского понимания «диссимметрии» тоже не закончено. А его приложения к природным объектам и средам не исчерпываются констатацией преобладающей правизны или левизны у биологических объектов и их паритета в мире минералов, но простираются до анализа структуры вакуума (Шубников, 1961).

О терминологии добавим следующее. «В широких научных кругах диссимметрию – идёт ли речь о диссимметрии Л. Пастера или о диссимметрии П. Кюри – часто смешивают с асимметрией, т.е. полным отсутствием симметрии. Асимметрия, очевидно, является лишь частным случаем диссимметрии (за исключением тривиального случая, когда фигура изначально асимметрична и не может быть более диссимметризована. – Ю.В.). Диссимметрию смешивают иногда и с антисимметрией – противоположной симметрией, описываемой специальными группами четырёхмерной симметрии» (Шубников, 1956, с. 598).

Наконец, имеет хождение термин «диссимметрия», то есть «двойная симметрия». Насколько известно автору, он никем не определялся по существу, не имеет отношения к билатеральной симметрии (m) или любой другой точечной группе симметрии порядка 2 и должен быть устранён из употребления как недоразумение, вносящее путаницу.

Принцип Кюри в работах А.В. Шубникова

П. Кюри сформулировал несколько согласованных положений, выражающих принцип диссимметрии в совокупности. Все они рассмотрены А.В. Шубниковым (1956). «Характеристическая для того или иного явления симметрия есть максимальная симметрия среды, совместимая с существованием явления. Явление может существовать в среде, которая обладает либо характеристической симметрией, либо одной из её подгрупп. Иначе говоря, некоторые элементы симметрии среды могут сосуществовать с явлением, но они не являются обязательными. Обязательным является лишь отсутствие некоторых элементов симметрии. Это она – диссимметрия – творит явления» (с. 596).

А.В. Шубников поясняет это положение эффектным – в прямом и переносном смыслах – примером. Пироэффект возможен лишь в средах с характеристической симметрией ∞t или одной из её собственных подгрупп: $1, 2, 3, \dots; t, 2t, 3t, \dots$. Общее свойство таких сред – отсутствие элементов симметрии, неизбежно устранивших бы пироэффект. Это центр симметрии (инверсии), поперечная к имеющейся оси плоскость симметрии, бесконечное множество косых и поперечных к имеющейся оси простых и зеркальных (или инверсионных, что не то же самое, но в данном контексте адекватно) осей симметрии. Совокупность всех потенциально возможных, но отсутствующих в среде элементов симметрии и есть её диссимметрия, «творящая явление», в данном случае – пироэффект.

Казалось бы, пример исчерпывает формулировку. Но встречаются разные употребления слов «объект, поле, явление». А.В. Шубников их различает: «Свойством симметрии могут обладать не только кристаллы и другие вещественные объекты, но и физические поля, а также и физические явления» (с. 596). Терминологическая путаница возникает уже из-за того, что, следуя этимологии,

можно считать объектами (т.е. объективно существующими) физические поля и явления (свойства, эффекты), а явлениями (т.е. тем, что явлено наблюдателю) – (видимые) объекты и (измеримые) физические поля. Нестрогое разделение понятий, их понимание из контекста – причина разночтений, порождающих дискуссии.

«Когда несколько различных явлений природы накладываются друг на друга, образуя одну систему, диссимметрии их складываются. В результате остаются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно» (с. 598). Это положение известно как принцип суперпозиции симметрий. Оно *«является далеко не тривиальным распространением на физические явления тривиальной для геометрических фигур истины, заключающейся в том, что при соединении двух (или многих) не равных друг другу симметричных составляющих фигур в одну составную, в последней остаются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для всех составляющих фигур при заданном способе их размещения в пространстве»* (там же).

«В научных кругах большей известностью, нежели только что рассмотренный принцип суперпозиции симметрий, пользуются (без должного их понимания) три принципа симметрии П. Кюри, коими устанавливается связь между симметрией причины и следствия. Эту известность они получили, как нам кажется, благодаря тому, что в опубликованных М. Кюри воспоминаниях о муже они выделены курсивом и занумерованы как наиболее важные. Сам П. Кюри <...> курсивом их не выделяет и не нумерует. Вот эти принципы:

1. *Когда определённые причины порождают известные следствия, элементы симметрии причины должны содержаться в порождённых следствиях.*

2. *Когда известные следствия обнаруживают известную диссимметрию, эта последняя должна содержаться и в причинах, породивших эти следствия.*

3. *Положения, обратные двум предыдущим, неправильны, по крайней мере, на практике, т.е. следствия могут быть симметричнее вызывающих их причин.*

Трудность понимания этих принципов заключается в неясности, что в конкретных случаях следует понимать под “причиной” и “следствием” и что следует разуметь под их “симметрией” и “диссимметрией”» (с. 599-600).

На наш взгляд, трудность понимания п.п. 1-3 этим не исчерпывается. Так, заключительная часть п. 3 явно следует из п. 1. При этом следствия будут симметричнее причин тогда и только тогда, когда элементы симметрии причин образуют собственную подгруппу в группе, образованной элементами симметрии следствий. Остаётся неясной оговорка «по крайней мере, на практике». Как будто на практике возможна ситуация, не предусмотренная корректной теорией. Далее, п. 2 логически не зависит от п. 1. Но вот вопрос: образуют ли в совокупности элементы симметрии и элементы диссимметрии (сами группу не образующие) причин ту же предельную группу симметрии Кюри (и всегда ли группу ∞ /от покоящейся сферы?), что и элементы симметрии и элементы диссимметрии следствий? Вопрос требует специального рассмотрения путём перебора вариантов с учётом иерархии (схемы вложения) семи предельных групп симметрии Кюри.

Как бы то ни было, А.В. Шубников делает вывод, что *«при применении принципов П. Кюри можно и должно за симметрию свойств и явлений принимать симметрию тех величин <...> или тех фигур, коими они <...> описываются»* (с. 600-601), а *«все три принципа П. Кюри, связывающие симметрию причины и симметрию следствия, в конечном счете, могут быть действительно сведены к им же сформулированному принципу суперпозиции симметрий»* (с. 602).

Принцип Кюри в книге В.П. Афанасьева

В книге В.П. Афанасьева (2018) изложена натурфилософская позиция, в основе которой – логический и онтологический подходы к познанию природы, дополняющие друг друга. *«Вслед за Лейбницем я разделил понимание симметрии на онтологический и логический уровни, что позволило дать ясную формулировку симметрии»* (с. 7). Рассмотрение всей работы увело бы нас в сторону. Далее нас будет интересовать специальная глава «Принцип симметрии Кюри». Но прежде укажем на россыпь предваряющих её несообразностей.

«Выяснилось, что отсутствует единое внятное определение симметрии, а как без него обсуждать симметрию?» (с. 7). «На мой взгляд, неудачи в попытках дать общее определение симметрии обусловлены невозможностью этой общей формулировки» (с. 60). Но чем плохо следующее определение: «Две фигуры называются взаимно равными, если для каждой точки одной фигуры имеется соответственная точка другой фигуры, причём расстояние между любыми двумя точками одной фигуры равно расстоянию между двумя соответственными точками другой. Формулировка принадлежит немецкому геометру А.Ф. Мёбиусу (1790-1868)» (Попов, Шафрановский, 1964). Сегодня то же выражается короче: симметрия – отображение фигуры в себя или другую фигуру, сохраняющее метрику. Это определение лаконично и достаточно для построения геометрической кристаллографии. Что касается «единости», то многие математические понятия определяются разными, но эквивалентными способами.

«Интерпретаторы принципа симметрии свели вместе понятие диссимметрии в смысле Пастера и в смысле Кюри, что, на мой взгляд, недопустимо, поскольку под одним термином у них понимаются совершенно разные вещи» (с. 7). Что действительно недопустимо, так это не читать по рассматриваемой проблеме А.В. Шубникова, который обсудил понятие диссимметрии в обоих смыслах. Невероятно, но в завершающем книгу списке литературы нет ни одной его работы. И.И. Шафрановский тоже никогда не путал диссимметрию по Пастеру и по Кюри. Тогда против каких интерпретаторов направлена критика?

«Возникает <...> необходимость метрики. <...> Метрика – порождение человеческого сознания, имеет универсальный характер, ею человек измеряет и объекты, и среду (пространство), определяет иные характеристики объектов и среды. Через систему мер человек характеризует мир» (с. 10). «Пространство – от-до, ближе-дальше, мера расстояния, точка отсчёта» (с. 16). Очевидно, автор не различает строго определяемые в математике категории метрики (расстояния) и меры, основополагающие в суждениях о пространстве. Множество с метрикой есть метрическое пространство, множество с мерой – пространство измеримое. Метрики могут задаваться через меры, но могут и без них. На всяком множестве можно задать метрику – в этом можно видеть её универсальность как базовой структуры мышления о протяжённости пространства. Но на одном множестве можно задать различные метрики – в этом их относительность, функциональность.

«Геометрия выросла из практических потребностей человека, из необходимости измерения объектов, измерений на местности. Но, постепенно абстрагировавшись <...>, геометрия получила самостоятельную жизнь. В результате от созерцания тех или иных выделенных объектов можно легко перейти к абстрактным образам евклидовой геометрии, в том числе связанным с бесконечностью. То же математика в целом» (с. 12). Автор очень поверхностно представляет историю геометрии и математики в целом. Осмысление бесконечности (потенциальной, а тем более актуальной) происходило весьма трудно и долго. Создание Г. Кантором теории бесконечных множеств пошатнуло фундамент математики. А применительно к нашей теме, так ли легко было П. Кюри перечислить предельные группы симметрии, характеризующие все (но все ли?) известные состояния физического пространства?

«Зеркальная симметрия представляет собой закономерность, охватывающую обе энантиоморфные модификации, и вне этих модификаций и их взаимоотношений не существует» (с. 31). Никким образом! Зеркальная симметрия подразумевает энантиоморфные разновидности фигур, имеющих лишь элементы симметрии 1-го рода. Но она существует и для фигур, имеющих хотя бы одну плоскость в своей точечной группе симметрии.

«В онтологическом подходе симметрия рассматривается как сохранение реального объекта при трансляции во времени. <...> Причём это не обязательно чисто геометрическая симметрия» (с. 60). Заметим, что до сих пор речь шла именно о геометрической симметрии в её классическом варианте (без привлечения криволинейной симметрии, топологических инвариантов и т.д.). И если объект не имеет других признаков симметрии кроме сохранения во времени, то его следует считать скорее асимметричным. Что мы приобретём, если «в онтологическом подходе» призна-

ем симметричным примитивный триклинный минерал лишь потому, что он стабилен в известном поле Р-Т-Х-параметров?

«А.В. Гадолин в 1867 г. вывел 32 точечные группы симметрии, в которых винтовые оси фигурируют в качестве полноправного элемента симметрии» (с. 72). Но всякая винтовая ось содержит трансляцию, не оставляющую на месте ни одной точки пространства и потому невозможную в точечной группе симметрии конечной фигуры. На самом деле А.В. Гадолин использовал в своём выводе и фактически ввёл в кристаллографию инверсионные оси симметрии (позднее в изложении предмета на первый план вышли зеркально-поворотные оси, сегодня – снова инверсионные), хотя и не дал им этого названия. Путать винтовые и инверсионные оси симметрии недопустимо даже в научно-популярном (тем более в научно-популярном) издании.

В наиболее интересной нам главе «Принцип симметрии Кюри» мы остановимся лишь на самых важных моментах. «Симметрия порождающей среды как бы накладывается на симметрию тела, образующегося в этой среде. Получившаяся в результате форма тела сохраняет только те элементы собственной симметрии, которые совпадают с наложенными на него элементами симметрии среды» (Шафрановский, 1985). С этим положением нельзя не согласиться, но лишь отчасти, так как игнорируется активная роль объекта» (с. 68-69). С этим нельзя согласиться, так как И.И. Шафрановский вовсе не игнорирует «активную роль объекта». Фраза «элементы собственной симметрии» указывает именно на (физически обоснованную) претензию объекта обладать собственной симметрией. «В разных местах статьи (имеется в виду статья П. Кюри – Ю.В.) проводится мысль, что диссимметрия – это отсутствие элементов симметрии» (с. 70). Отнюдь! П. Кюри говорит об отсутствии в среде лишь тех элементов симметрии, которые помешали бы состояться явлению. При этом в среде сохраняются те элементы симметрии, в совокупности образующие подгруппу группы его характеристической симметрии, которые явлению не мешают. Лишь в предельном случае эта подгруппа тривиальна, то есть элементы симметрии отсутствуют.

«И не понятно, каким образом отсутствие элементов симметрии у объекта или процесса является причиной некоторого явления» (там же). Вновь обратимся к этимологии. Явление – не умозрительная идея, а то, что явлено «в онтологическом подходе», то есть реально. Здесь уместно вспомнить учение Д.П. Григорьева об онтогении (т.е. индивидуальном развитии) минералов. Оно целиком посвящено явлениям, то есть несовершенствам, по которым только и возможны реконструкции «биографий» минеральных индивидов. Именно в этом смысле реальные объекты и процессы, характеризующиеся в категориях симметрии, становятся для нас явлениями лишь тогда, когда в них отсутствуют некоторые (допустимые в идеале) элементы симметрии. «В онтологическом подходе» идеал явлен быть не может.

«Количественно описать геометрическую симметрию через элементы симметрии невозможно, она или есть, или её нет» (с. 74-75). Очень даже возможно! Для этого служат порядки групп автоморфизмов, позволяющие говорить о меньшей или большей геометрической симметрии в числовом выражении.

«Касаясь исчезнувших элементов симметрии, И.И. Шафрановский вслед за П. Кюри называет их “диссимметрией” <...>, “которая создаёт явление”, т.е. диссимметрия по определению динамична, тогда как симметрия статична, и необходимо понять суть диссимметрии и её взаимоотношение с симметрией» (с. 68-69). «Диссимметрия присуща не отдельно взятому объекту и среде, она помещена между ними <...>, и только в таком понимании диссимметрия может творить явление» (с. 75). Именно в этом – признании динамического характера диссимметрии и локализации её между объектом и средой – заключаются главные тезисы В.П. Афанасьева.

Хотя мы приблизились к концу обсуждения, приходится возвращаться к началам. Диссимметрия по Кюри – это всегда множество отсутствующих элементов симметрии. Вместе с присутствующими элементами симметрии (формально образующими группу) они образуют одну из семи (с учётом энантиоморфизма – десяти) предельных групп симметрии Кюри, характеризующих среды (физические пространства). В этой взаимной дополнительности и состоит взаимоотношение симметрии с диссимметрией. Ничего более! Симметрия и диссимметрия должны иметь один статус, что-

бы их можно было объединять или противопоставлять. Динамичность последней может быть понята как геометрическая (впрочем, в той же мере как алгебраическая, теоретико-групповая) характеристика, но не как причина физического действия (импульса, силы).

В.П. Афанасьев прав в том, что о диссимметрии мы говорим лишь тогда, когда есть оппозиция двух сущностей, которые П. Кюри и А.В. Шубников называют причиной и следствием. Это может быть явление (пьезоэффект) в среде (кристалле турмалина) или физический объект (растущий / растворяющийся кристалл) в среде (потоке раствора). Но заметим, что лишь во втором случае есть пространственный зазор (он же контакт) двух сущностей, куда мы могли бы поместить диссимметрию, понятую как их физическое взаимодействие. В первом случае этот зазор имеет метафорический смысл. В итоге предлагаемая интерпретация диссимметрии не вписывается в её классическое геометрическое понимание и ничего не добавляет к физическому взаимодействию в его онтологическом рассмотрении.

Принцип Кюри в статье Б.С. Левина

Б.С. Левин (2018) рассматривает не только принцип Кюри, но и принцип Шубникова-Шафрановского, понимая под таковым «*возможности сосуществования в системе разносимметричных признаков*» (с. 136). Но в такой формулировке принципа ещё нет, недостаёт хотя бы вербальной формулы, связывающей две части суждения каким-либо логическим квантором. Далее два принципа объединены им в принцип Кюри-Шубникова-Шафрановского: «*Симметрия процесса, влияющего на какие-то отдельные признаки (свойства, качества) системы, отражается в симметричной характеристике этих признаков, формируя их по своему образу и подобию. Для нескольких процессов: при разной симметрии процессов, влияющих на одну систему, каждый из них может формировать по своей симметрии какую-то часть (признаки) всей системы. В силу различия симметрий отдельных признаков общая симметрия всей системы при этом понижается (диссимметрии складываются)*» (с. 143).

В объединённом принципе выделяются прямой и обратный аспекты. «*Прямой аспект: признаки системы, различающиеся симметриями, сформированы разными процессами с аналогичными симметричными характеристиками. Он напрямую приложим к разным геологическим ситуациям. Обратный аспект не столь однозначен: признаки системы с одинаковыми симметриями, вероятнее всего, созданы единым процессом со сходной симметричной характеристикой*» (с. 136). Употребление слов «по своему образу и подобию», «аналогичными», «сходной» – шаг назад по сравнению с классической формулировкой принципа Кюри, в которой отношения (а именно – вложения друг в друга) элементов симметрии (и элементов диссимметрии) причины и следствия указаны строго.

Приведенные формулировки в значительной мере базируются на модельном примере. «*Соберём модель грани- и объёмцентрированной кубической решётки. В углах кубических ячеек закрепим железные шарики, в центрах граней – пластмассовые, в центрах ячеек – резиновые. Подвергнем модель действию трёх разнонаправленных потоков, совпадающих, для простоты, с осями декартовой системы координат. Пусть по оси абсцисс пройдет подкисленный водный поток. Железные шарики покроются ржавчиной, остальные не реагируют. Ржавчина в силу её контролируемости потоком с симметрией конуса превратит шарики в эллипсоиды. Симметрия «железной» части системы понизится от кубической до тетрагональной с одной осью. Затем по оси ординат пустим поток горячего воздуха. Железным и резиновым шарикам ничего не будет, а пластмассовые оплавятся и впишутся в симметрию потока, понизив свою собственную симметрию до тетрагональной с осью, перпендикулярной «железной» оси. Наконец, организуем вдоль оси аппликата поток воздуха, насыщенного песком и пылью. На него реагируют только резиновые узлы решётки, поглощающие твёрдые частицы торцевой стороной, тогда как пластмассовые и железные останутся неизменными. Получим ещё одну тетрагональную систему, перпендикулярную двум предыдущим. В итоге общая симметрия всей модели понизится от кубической до асимметричной (примитивной) – три разнонаправленные тетрагональные подсистемы модели аннулируют друг друга.*

Теперь обратим ситуацию: исследователь обнаруживает описанную систему в конечном состоянии. Её симметрия – примитивная. Как таковая она ничего не говорит ему о своей истории. Но если проанализировать отдельно три составные части системы, выявив для каждой симметрию, то можно прийти к выводу о трёх одновременных формообразующих потоках. Именно к такой догадке и может подтолкнуть исследователя принцип Кюри <...>, устанавливающий связь между симметриями причины и следствия, иначе говоря, между симметриями процессов (воздействующих потоков) и их материальных производных (изменений в узлах решётки)» (с. 136-137).

«Модель подсказывает более глубокий подход к принципу Кюри – вычленение разных свойств объекта. Таким образом, полезная суть принципа Кюри заключена не столько в его общей формулировке, сколько в указанных деталях, ранее не привлекавших к себе внимание» (с. 137). «Принцип Кюри следует дополнить положением о возможном наличии в системе признаков с различными симметриями» (с. 138).

Нам представляется, что автор модели запутал сам себя. Применительно к принципу Кюри важно знать, однородны ли последовательные воздействия на систему. В модели они разнородны – и с точки зрения разумного наблюдателя нет нужды искусственно создавать их суперпозицию ради последующего разложения на очевидные составные части. Да и сам автор замечает: *«В не очень сложных геологических ситуациях геологи всегда видели изменения, последовательно накладывающиеся друг на друга» (с. 138).* Иначе говоря, в модели явно различимы три самостоятельные ситуации, каждая из которых интерпретируема согласно принципу Кюри. Суть дела гораздо интереснее при наложении однородных, «прозрачных» друг для друга воздействий. Именно тогда система достигает компромисса, отвечающего пересечению групп симметрии, характеризующих каждое из воздействий.

Поясним сказанное, усложнив модель Б.С. Левина. Пусть каждый из потоков обладает дополнительным свойством – назовём его «цветом» – равно сообщаемым железным, пластмассовым и резиновым шарикам. Если потоки ортогональны трём базовым плоскостям кубической решётки, то к прежнему результату (трём тетрагональным подсистемам) добавится «цветная» с симметрией $3m$. Должен ли наблюдатель теперь решить, что на систему повлияли четыре процесса? Очевидно, такой вывод был бы ошибочным. Пример показывает, что восстановление причин по следствиям при суперпозиции коррелированных (частично однородных) воздействий – нетривиальная задача. Но и здесь стоит подчеркнуть, что геологические процессы всегда некоммутативны (неперестановочны). Именно на этом основано чтение геологической летописи. Начиная с Н. Стенона, геология во всех разделах разработала для этого немалый арсенал методов, вначале – относительной, затем – абсолютной геохронологии.

Заключение

Отдадим должное В.П. Афанасьеву и Б.С. Левину – они пытались переосмыслить, уточнить, расширить и сделать более понятным принцип Кюри. По нашему мнению, на этот раз он устоял. Как теоретическую концепцию с высокой степенью абстракции и широким охватом явлений, его можно рассматривать изолированно, но применять на практике следует в совокупности с другими подходами. И всё же, что кроется за словами А.В. Шубникова (1956, с. 602): *«Идеи П. Кюри в области учения о симметрии нельзя считать до конца оформленными. Это сделают будущие поколения»?*

Одно из направлений исследований сформулировано выше. Образуют ли в совокупности элементы симметрии и элементы диссимметрии причин ту же предельную группу симметрии Кюри (и всегда ли группу ∞ от покоящейся сферы?), что и элементы симметрии и элементы диссимметрии следствий? Перебор вариантов с учётом иерархии предельных групп симметрии Кюри и поиск их природных прототипов – возможный способ решения.

По ходу изложения был задан вопрос: все ли состояния физического пространства предусмотрел П. Кюри в перечне предельных групп симметрии? Простейшей из них, вкладываемой во все другие, является группа ∞ вращающегося конуса. Но она не обладает той степенью примитивности, какой обладает подгруппа I любой алгебраической группы. Вспомним о живом веществе, как

его представлял В.И. Вернадский (1987). Его суть – непрерывное изменение в каждой точке, согласованное в неоднородной системе живого организма более сложно, чем для однородных физических полей. Как среда оно не характеризуется ни одной из предельных групп симметрии Кюри. По-видимому, только живое вещество, не допускающее самосовмещения даже в мгновенном мысленном акте, может отвечать примитивной группе I . Это вполне подтверждается крайней искажённостью биоминеральных индивидов и агрегатов. При этом, не обладая осью ∞ , примитивная группа I не является в строгом смысле предельной группой Кюри.

Принцип Кюри сформулирован в рамках классической симметрии. Возможны ли его расширения за счёт групп гомологии (Михеев, 1961), антисимметрии (Шубников, 1951 а, 1951 б, 1966; Копчик, 1966), цветной (Белов, Тархова, 1956; Дубов и др., 1985), криволинейной симметрии (Наливкин, 1925, 1951; Падуров, 1926; Дубов, 1971) и ещё более общих преобразований, сохраняющих топологические инварианты? На этом пути, следуя логике П. Кюри, нужно всякий раз определять смысл перехода к предельным группам и находить их полный перечень, оставаясь в рамках реальности.

Литература

1. Афанасьев В.П. Человек и природа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. 93 с.
2. Белов Н.В., Тархова Т.Н. Группы цветной симметрии // Кристаллография. 1956. Т. 1. № 1. С. 4–17.
3. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука. 1987. 340 с.
4. Войтеховский Ю.Л. Принцип Кюри и гранаты г. Макзапах // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 3. С. 355–358.
5. Войтеховский Ю.Л., Степенчиков Д.Г. Реальные ромбододекаэдры: теория и приложения к гранатам г. Макзапах, Зап. Кейвы, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2005. № 1. С. 97–103.
6. Дубов П.Л. Криволинейная симметрия. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Л.: Изд-во ЛГИ. 1971. 11 с.
7. Дубов П.Л., Франк-Каменецкий В.А., Шафрановский И.И. Обобщённая симметрия: учебное пособие. Л.: Изд-во ЛГУ. 1985. 76 с.
8. Копчик В.А. Шубниковские группы. М.: Изд-во МГУ. 1966. 723 с.
9. Кюри М. Пьер Кюри. Л.: Научн. хим.-тех. изд-во. 1924. 78 с.
10. Кюри П. О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избр. труды. М.-Л.: Наука. 1966. С. 95–113.
11. Левин Б.С. Определение понятия «минерал» // Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского п-ова. Тр. XIII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 4-5 апр. 2016 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2016 а. С. 40–44.
12. Левин Б.С. Определение понятия «горная порода» // Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского п-ова. Тр. XIII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 4-5 апр. 2016 г. Апатиты: Изд-во К & М. 2016 б. С. 44–48.
13. Левин Б.С. Определение понятия «формация» // Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского п-ова. Тр. XIII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 4-5 апр. 2016 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2016 в. С. 49–53.
14. Левин Б.С. Систематика геологических наук // Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского п-ова. Тр. XIII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 4-5 апр. 2016 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2016 г. С. 54–56.
15. Левин Б.С. Приложения принципа Кюри в геологии // Зап. РМО. 2018. № 6. С. 136–144.
16. Михеев В.И. Гомология кристаллов. Л.: Гостоптехиздат. 1961. 208 с.
17. Наливкин Д.В. Элементы симметрии органического мира // Изв. Биол. НИИ при Пермском ун-те. 1925. Т. 3. Вып. 8. С. 291–297.
18. Наливкин Д.В. Криволинейная симметрия // Кристаллография. Тр. Фёдоровской научной сессии 1949 г. М.: Металлургиздат. 1951. С. 15–23.
19. Падуров Н.Н. О криволинейной симметрии // Зап. РМО. 1926. № 2. С. 314–334.
20. Пастер Л. Исследования о брожениях. М.-Л.: Сельхозгиз. 1937. 488 с.
21. Пастер Л. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1 – 1012 с. Т. 2 – 836 с.
22. Попов Г.М., Шафрановский И.И. Кристаллография. М.: Высшая школа, 1964. 370 с.
23. Шафрановский И.И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды // Зап. ВМО. 1954. № 3. С. 198–211.
24. Шафрановский И.И. Группы симметрии в структурной петрологии // Зап. ВМО. 1956. № 4. С. 491–497.
25. Шафрановский И.И. Пьер Кюри – кристаллограф // Тр. ИИЕТ АН СССР. 1957. Т. 19. С. 84–94.
26. Шафрановский И.И. Ложные формы кристаллов и их минерагенетическое значение // Зап. ВМО. 1959. № 1. С. 13–20.

27. Шафрановский И.И. К вопросу об уточнении универсального принципа симметрии Кюри // Зап. ВМО. 1964. № 4. С. 460–463.
28. Шафрановский И.И. Несколько слов по поводу русского перевода трудов П. Кюри // Зап. ВМО. 1966. № 6. С. 758–760.
29. Шафрановский И.И. Лекции по кристалломорфологии. М.: Высшая школа. 1968 а. 174 с.
30. Шафрановский И.И. Симметрия в природе. Л.: Недра. 1968 б. 184 с. (Изд. 2-е, 1985).
31. Шафрановский И.И. Моделирование внешней диссимметрии кристаллической формы // Кристаллография. 1971 а. № 6. С. 1097–1100.
32. Шафрановский И.И. Принцип Кюри и динамическая симметрия // Симметрия в природе Тез. докл. совещ. 25-29 мая 1971 г. Л.: Обл. правл. науч.-тех. горн. об-ва. 1971 б. С. 7–11.
33. Шафрановский И.И. Кристаллические формы как индикаторы особенностей минералообразующей среды // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра. 1972. С. 64–67.
34. Шафрановский И.И. Динамическая симметрия в кристаллографии, минералогии, петрографии в органическом мире // Зап. ЛГИ. 1974 а. Т. 67. № 2. С. 174–184.
35. Шафрановский И.И. Универсальный принцип симметрии-диссимметрии в минералогической кристаллографии // Минералогенезис. Изв. Геол. ин-та. Сер. геохим., минерал. и петрогр. Т. 23. София, 1974 б. С. 63–68.
36. Шафрановский И.И. Форма минералов – индикатор симметрии внешней среды // Тр. ИГ Кар ФАН СССР. Вып. 27. 1975. С. 4–9.
37. Шафрановский И.И., Корень Р.В., Глазов А.И. Определение ориентировки природного кристалла относительно элементов симметрии питающей среды // Зап. ВМО. 1972. № 3. С. 372–374.
38. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л.: Недра. 1975. 144 с.
39. Шубников А.В. Диссимметрия // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1946. С. 128–163.
40. Шубников А.В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М.: Изд-во АН СССР, 1951 а. 172 с.
41. Шубников А.В. Перспективы развития учения о симметрии // Тр. Фёдоровской научной сессии 1949 г. М.: Металлургиздат. 1951 б. С. 33–47.
42. Шубников А.В. О работах Пьера Кюри в области симметрии // Успехи физ. наук. 1956. Т. 59. Вып. 4. С. 591–602.
43. Шубников А.В. Проблема диссимметрии материальных объектов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 56 с.
44. Шубников А.В. Антисимметрия. Докл. на 7-ой Генеральной ассамблее, межд. конгрессе и симпозиуме. М.: Наука. 1966. 28 с.
45. Шубников А.В. У истоков кристаллографии. М.: Наука. 1972. 52 с.
46. Amstutz G.C. La symétrie comme critère génétique en géochimie et en gîtologie // Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt. 1966. Bd 46. N 2. S. 329–335.
47. Curie P. Sur la symetrie dans les phenomenes physiques, symetrie d'un champ electrique et d'un champ magnetique // J. de Physique. 1894. V. 3. N 3. P. 393–416.
48. Curie P. Sur la symetrie dans les phenomenes physiques, symetrie d'un champ electrique et d'un champ magnetique // Oeuvres de P. Curie. Paris. 1908. P. 118–141.
49. Kirchmayer M. Das Symmetrie-Konzept von Curie 1884 in der Makrogefügekunde // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1965. Bd 122. N 3. S. 343–350.
50. Kirchmayer M. Die Beschreibung tektonischer Stockwerke mit Hilfe des Symmetrie-Konzept // Geol. Förenings i Stockholm Förhandlingar. Stockholm, 1966. Bd. 88. S. 75–89.
51. Kirchmayer M. Beispiele zum Curie'schen Symmetrie-Konzept, entnommen aus der Kluft und Schlechtentektonik des Ruhrgebietes und aus der Sedimentologie. Sonderdruck aus den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Essen. H. 6. Essen: Schrepper & Co, 1968. 15 S.
52. Pasteur L. Nouvelles recherches sur les relations qui peuvent exister entre la forme cristalline, la composition chimique et le phénomène rotatoire moléculaire // Ann. chimie et de phys. 1853. 38(3). 437.
53. Pasteur L. Recherches sur la dissymétrie moléculaire des produits organiques naturels. Paris. 1861.
54. Paterson M.S., Weiss L.E. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V. 72. P. 841–882.
55. Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien: Springer, 1930. 352 S.
56. Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien: Springer. Bd. 1. 1948. 215 S. Bd. 2. 1950. 409 S.
57. Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: McGraw-Hill, 1963. 545 p.
58. Voytekhovskiy Y.L. The Curie principle and garnets from Mt. Makzapakhk // Dokl. Earth Sci. 2005. V. 400. N 1. P. 22–24.
59. Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the real crystal rhombododecahedra // Acta Cryst. 2004. A60. P. 582–584.

Метод поиска выпуклых полиэдров с заданной точечной группой симметрии

Войтеховский Ю.Л.^{1,2}, Степенщиков Д.Г.²

¹ Санкт-Петербургский горный университет, voytekhovskiy_yul@pers.spmi.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, stepen@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В предыдущих работах авторов перечислены и охарактеризованы точечными группами симметрии (т.г.с.) все выпуклые 4- ... 12-эдры и простые 13- ... 16-эдры (всего 27146775). Среди них найдены представители 24 кристаллографических ($I, -I, 2, m, 3, 222, mm2, 4, -4, 2/m, 32, -6, 3m, 4mm, mmm, -42m, -6m2, -3m, 6mm, 23, 4/mmm, 6/mmm, -43m, m-3m$) и 20 некристаллографических ($5m, 7m, -8m2, 8mm, 9m, -10m2, -5m, 10mm, 11m, -12m2, -7m, -14m2, 8/mmm, -18m2, 10/mmm, -22m2, 12/mmm, -26m2, 14/mmm, -3-5m$) т.г.с. Неизвестны представители 8 кристаллографических т.г.с.: $422, 4/m, -3, 6, 622, 6/m, m-3, 432$. В этой статье дан метод поиска выпуклых полиэдров с заданными числом вершин (или граней) и т.г.с. Он основан на ограниченном переборе симметрических (0,1)-матриц специального вида, моделирующих матрицы смежности полиэдрических (3-связных планарных) графов.

Ключевые слова: выпуклый полиэдр, точечная группа симметрии, полиэдрический граф, матрица смежности.

A method to find convex polyhedra with a given symmetry point group

Voytekhovsky Y.L.^{1,2}, Stepenshchikov D.G.²

¹ Saint-Petersburg Mining University, voytekhovskiy_yul@pers.spmi.ru

² Geological Institute of KSC RAS, Apatity, stepen@geoksc.apatity.ru

Abstract. All the convex 4- to 12-hedra and simple 13- to 16-hedra (27146775 in total) are enumerated and characterized by the symmetry point groups in the previous author's works. The representatives of 24 crystallographic ($I, -I, 2, m, 3, 222, mm2, 4, -4, 2/m, 32, -6, 3m, 4mm, mmm, -42m, -6m2, -3m, 6mm, 23, 4/mmm, 6/mmm, -43m, m-3m$) and 20 non-crystallographic ($5m, 7m, -8m2, 8mm, 9m, -10m2, -5m, 10mm, 11m, -12m2, -7m, -14m2, 8/mmm, -18m2, 10/mmm, -22m2, 12/mmm, -26m2, 14/mmm, -3-5m$) symmetry point groups are among them. The representatives of 8 crystallographic symmetry point groups are unknown: $422, 4/m, -3, 6, 622, 6/m, m-3, 432$. A method to find convex polyhedra with a given number of vertices (or facets) and symmetry point group is given in the paper. It is based on the limited enumeration of the special symmetric (0,1)-matrices, which model the adjacency matrices of polyhedral (3-connected planar) graphs.

Key words: convex polyhedron, symmetry point group, polyhedral graph, adjacency matrix.

Введение

В предыдущих работах авторов (Войтеховский, Степенщиков, 2008 а, б) с помощью оригинальных алгоритмов и компьютерных программ впервые перечислены и охарактеризованы точечными группами симметрии (что адаптирует весьма рутинный результат к задачам кристалломорфологии) все выпуклые 4- ... 12-эдры и простые 13- ... 16-эдры (всего 27146775). Среди них есть представители 24 кристаллографических ($I, -I, 2, m, 3, 222, mm2, 4, -4, 2/m, 32, -6, 3m, 4mm, mmm, -42m, -6m2, -3m, 6mm, 23, 4/mmm, 6/mmm, -43m, m-3m$) и 20 некристаллографических ($5m, 7m, -8m2, 8mm, 9m, -10m2, -5m, 10mm, 11m, -12m2, -7m, -14m2, 8/mmm, -18m2, 10/mmm, -22m2, 12/mmm, -26m2, 14/mmm, -3-5m$) точечных групп симметрии (т.г.с.). Среди столь огромного многообразия выпуклых полиэдров не оказалось представителей 8 кристаллографических т.г.с.: $422, 4/m, -3, 6, 622, 6/m, m-3, 432$. Очевиден вопрос: как систематически найти выпуклые полиэдры с указанными т.г.с.? Интерес состоит именно в систематическом поиске, начиная с простейших (с минимальным числом граней или вершин, что эквивалентно в силу дуального перехода) полиэдров, поскольку примеры выпуклых полиэдров с любыми т.г.с. даны, например, в (Попов, Шафрановский, 1964, с. 336-357).

Метод

В статье (VoYTEKHovskY, 2016) предложен способ «именования» выпуклого полиэдра, позволяющий зафиксировать его комбинаторный тип (набор и способ соединения граней) в численном коде (имени). Последовательность операций следующая. (1) Нумеруем все вершины полиэдра числами от 1 до n. (2) Строим матрицу смежности $n \times n$: на пересечении строки и столбца ставим 1, если соответствующие вершины соединены ребром (смежны) и 0 – в противном случае. (3) В силу симметричности матрицы она фиксируется верхним треугольником, который выписываем построчно. Полученная последовательность единиц и нулей представляет собой бинарный код (легко преобразуемый в десятичный). По имени-коду рёберный граф полиэдра восстанавливается однозначно. На рисунке 1 показана последовательность операций для тетраэдра, его бинарный код 111111, десятичный 63.

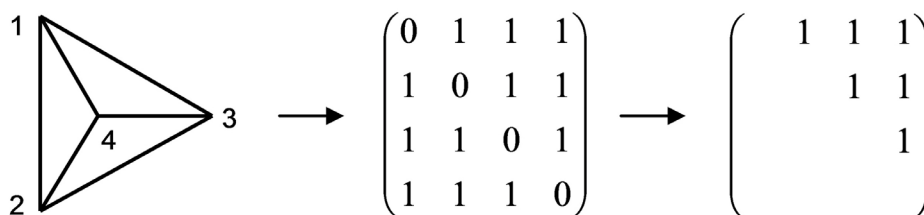


Рис. 1. Алгоритм нахождения имени (численного кода) выпуклого полиэдра через его рёберный граф и матрицу смежности вершин.

Fig. 1. Algorithm of finding the name (numerical code) of a convex polyhedron through its adjoint graph and adjacency matrix of vertices.

Легко показать, что для выпуклых полиэдров с числом вершин $n > 4$ при разной нумерации вершин будут получаться различные имена. Имеет место теорема: число имён выпуклого полиэдра равно $n! / \text{п.г.а.}$, где п.г.а. – порядок группы автоморфизмов – численная характеристика т.г.с. Так, на рисунке 2 показаны все имена тетрагональной пирамиды (т.г.с. $4mm$, п.г.а. 8): $5! / 8 = 15$.

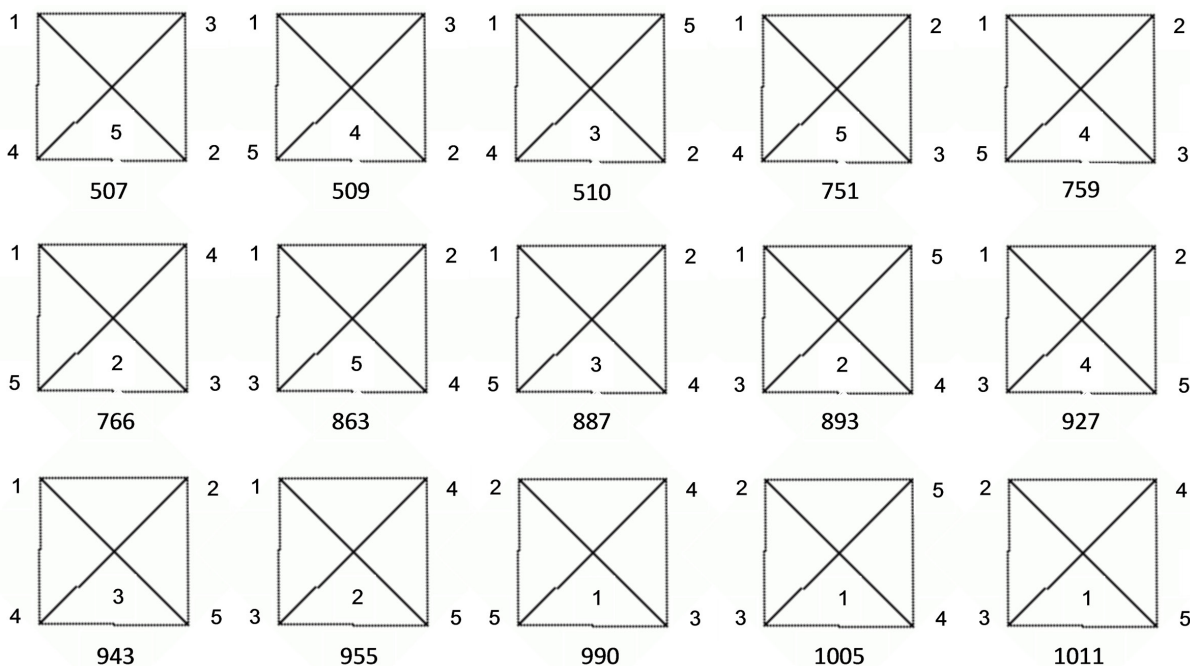


Рис. 2. Имена тетрагональной пирамиды, получаемые при различных нумерациях вершин.

Fig. 2. Names of a tetragonal pyramid obtained by different indexing of vertices.

Из теоремы следует алгоритм поиска выпуклого полиэдра с заданной т.г.с. (1) Фиксируем класс n -вершинников, в котором будем искать выпуклый полиэдр с заданной т.г.с. и, следовательно, известным п.г.а. (2) Перечисляем бинарные имена-коды, соответствующие верхнему треугольнику матрицы смежности, с учётом теоремы, определяющей их точные нижнюю и верхнюю границы (Voytekhovsky, 2017). (3) Проверяем соответствующие рёберные графы на полиэдричность (3-связность и планарность). (4) Множество имён полиэдрических графов разбиваем на классы эквивалентности по признаку сводимости друг к другу симметричными перестановками строк и столбцов матриц смежности. Искомый полиэдр может находиться только в классе, содержащем $n!$ / п.г.а. имён. (5) При наличии такового (таковых) убеждаемся в его (их) принадлежности к заданной т.г.с. Распознавание возможно по структуре группы перестановок строк и столбцов, сохраняющих матрицу смежности (Калужнин, Сущанский, 1979).

Заключение

Описанный алгоритм позволяет с ростом n рано или поздно найти выпуклый полиэдр с любой т.г.с. Единственный 4-вершинник – он же 4-гранник (тетраэдр) – имеет п.г.а. 24, т.г.с. $-43m$. Два 5-вершинника попадают в разные классы: п.г.а. 8, т.г.с. $4mm$ и п.г.а. 12, т.г.с. $-6m2$. Из семи 6-вершинников три различимы уже по п.г.а.: п.г.а. 48, т.г.с. $m-3m$; п.г.а. 12, т.г.с. $-6m2$; п.г.а. 10, т.г.с. $5m$. Два 6-вершинника различимы лишь по т.г.с.: п.г.а. 2, т.г.с. 2 и m . Наконец, ещё два 6-вершинника неразличимы и по т.г.с.: п.г.а. 4, т.г.с. $mm2$. Таким образом, все стадии алгоритма нужны уже на ранней стадии поиска. Очередная задача – отыскание простейших выпуклых полиэдров с т.г.с. 422 , $4/m$, -3 , 6 , 622 , $6/m$, $m-3$, 432 , начиная с непростых 13-вершинников.

Литература

1. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. I. 4- ... 12-эдры. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008 а. 833 с.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. II. Простые 13- ... 16-эдры. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008 б. 828 с.
3. Калужнин Л.А., Сущанский В.И. Преобразования и перестановки. М.: Наука. 1979. 112 с.
4. Попов Г.М., Шафрановский И.И. Кристаллография. М.: Высшая школа. 1964. 370 с.
5. Voytekhovsky Y.L. How to name and order convex polyhedra // Acta Cryst. 2016. A72. P. 582–585.
6. Voytekhovsky Y.L. Convex polyhedra with minimum and maximum names // Acta Cryst. 2017. A73. P. 271–273.

Месторождения стратегических металлов арктического региона

Волков А.В., Бортников Н.С., Лобанов К.В., Галямов А.Л., Чичеров М.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук (ИГЕМ РАН), Москва

Аннотация. В экономике арктических стран минерально-сырьевой сектор занимает одно из центральных мест, что обуславливает высокую значимость состояния минерально-сырьевой базы (МСБ) и динамики ее развития. В глобальной перспективе наметилась устойчивая тенденция развития ресурсов стратегических металлов в Циркум-Арктической зоне. Российская Арктика – крупнейший поставщик этих металлов на внутренний и внешний рынок. Для разработки направлений геологоразведочных и научно-исследовательских работ большой интерес представляет сравнительный анализ тенденций развития МСБ стратегических металлов арктической зоны России и других стран. В статье проанализирован и обобщен представительный материал, позволяющий оценить развитие арктических ресурсов стратегических металлов в глобальной перспективе. Показано, что минерально-сырьевой потенциал Арктического циркумполярного металлогенического пояса в основном определяется наличием крупных и уникальных месторождений, цветных, благородных и редких металлов. Сделаны выводы о перспективных для промышленности типах месторождений стратегических видов минерального сырья в Арктической зоне Российской Федерации.

Ключевые слова: Арктика, Циркум-Арктическая зона, месторождения, стратегические металлы, металлогения

Deposits of strategic metals in the Arctic region

Volkov A. V., Bortnikov N.S., Lobanov K. V., Galyamov A. L., Chicherov M.V.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS (Moscow, Russian Federation)

Abstract. In the economy of the Arctic countries, the mineral raw material sector plays one of key roles, which determines the high importance of the state of the mineral resource base (MRB) and the dynamics of its development. In the global perspective, there has been a steady trend in the development of resources of strategic metals in the Circum-Arctic zone. The Russian Arctic is the largest supplier of these metals to the domestic and foreign markets. To develop areas of exploration and research, a comparative analysis of trends in the development of MRB of strategic metals of the Arctic zone of Russia and other countries is important. The article analyzes and summarizes the representative material to assess the development of Arctic resources of strategic metals in the global perspective. It is shown that the mineral potential of the Arctic circumpolar metallogenic belt is mainly determined by the presence of large and unique deposits, non-ferrous, precious and rare metals. Conclusions are drawn about the types of deposits of strategic mineral raw materials in the Arctic zone of the Russian Federation that are promising for the industry.

Keywords: Arctic, Circum-Arctic Belt, deposits, strategic metals, metallogeny

Введение

Арктическая зона – регион исключительного значения для экономики, национальной безопасности и внешнеэкономических связей Российской Федерации. Здесь находится развитая инфраструктура морских коммуникаций. Эффективное включение минеральных ресурсов этой зоны в процессы развития России требуют поворота к идеологии и практике устойчивого развития в сочетании с современными политическими, федеративными, социально-экономическими и организационными подходами.

Россия занимает одно из ведущих мест в мире среди арктических стран – производителей минерального сырья. Кроме громадных запасов нефтегазового сырья, в арктических регионах России находится около 10 % активных мировых запасов никеля, около 19 % МПГ, 10 % титана, более 3 %, цинка, кобальта, золота и серебра. При этом детальные геологические исследования выполнены лишь для небольшой части Российской Арктики, большая часть территории которой (около 4 млн. км²) остается очень слабо изученной в силу трудной доступности.

В Циркум-Арктической зоне выделяют три крупных сектора: Североамериканский, Скандинавский и Российский. Территория Циркум-Арктической зоны и основные месторождения, рассматриваемые в статье, показаны на карте (рис. 1).

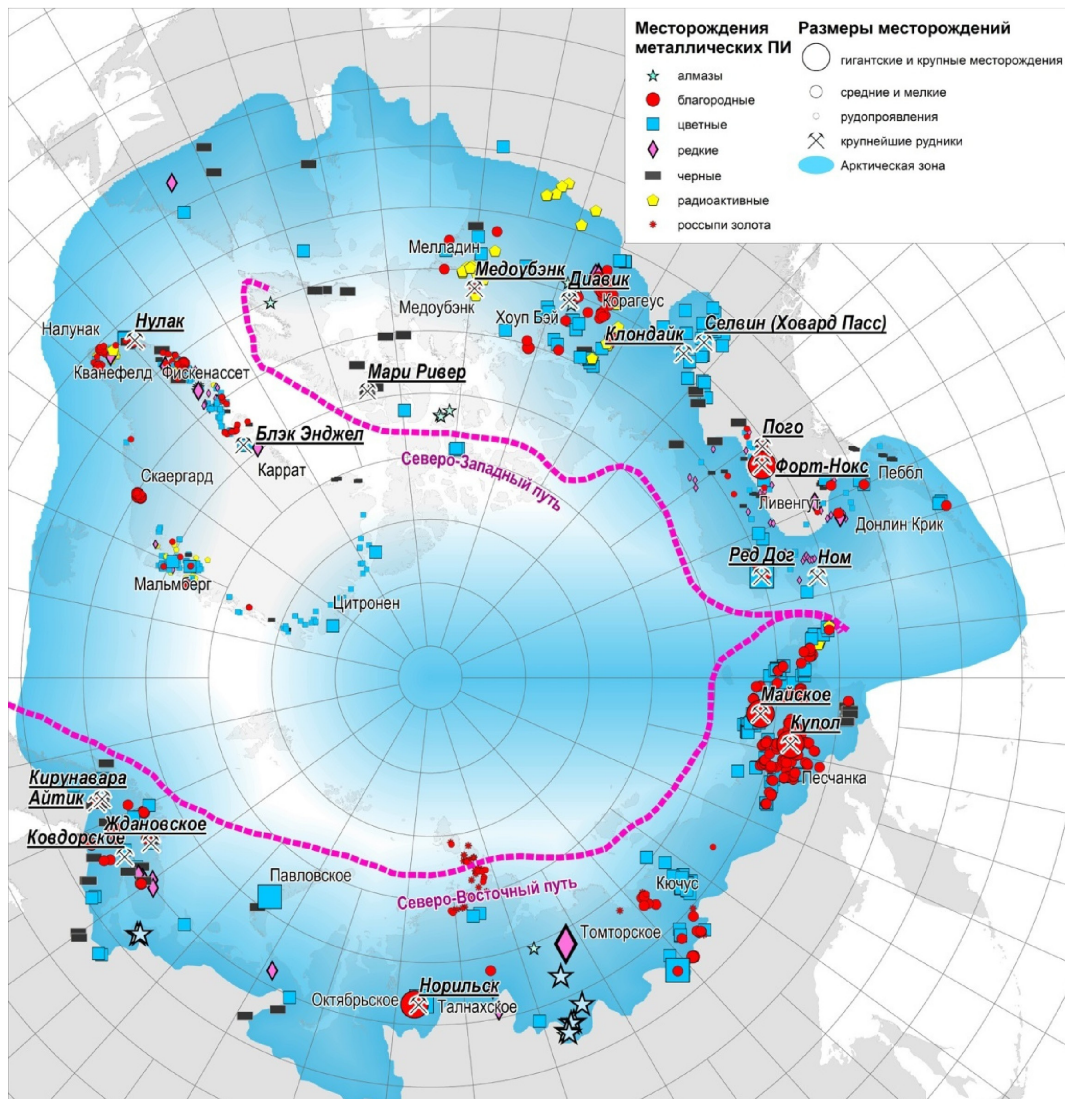


Рис. 1. Положение крупных и суперкрупных месторождений твердых полезных ископаемых в циркум-арктической зоне.

Fig. 1. The position of large and super-large deposits of solid minerals in the Circum-Arctic zone.

Металлогения Арктики

Литосфера Арктической зоны включает древние щиты (Балтийский, Анабарский и Канадский), перекрывающие их позднедокембрийский и палеозойский платформенные чехлы, складчатые орогенные пояса (Каледонский, Уральский, Таймырский, Тиманский, Иннуитский, Верхояно-Чукотский и Северной Аляски), разделяющие древние платформы (Восточно-Европейскую, Сибирскую и Северо-Американскую), внутриплитные магматические провинции различных эпох от раннего докембрия до кайнозоя и мезозойские вулканогенные пояса (Олойский, Уяндино-Ясаченский и Охотско-Чукотский).

В пределах докембрийских щитов расположены крупнейшие месторождения железа, золота, хрома, алмазов, платиноидов, никеля, меди, полиметаллов, ванадия и урана. Щиты могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных арктических регионов на открытие новых крупных

месторождений. Периферийные части щитов, как правило, были подвержены последующей террейновой аккреции, приведшей к росту кратонов и в ряде случаев к унаследованному развитию минерализации и, таким образом, также весьма перспективны на обнаружение крупных месторождений, имеющих близкую металлогеническую специализацию.

В связи со сложным сочетанием в Арктической мегапровинции докембрийско-палеозойско-раннемезозойскими геоструктур континента, металлогения российской Арктической зоны носит секторальный характер (Сафонов, 2010).

В Восточно-Европейской секторе в границах Балтийского щита и его обрамления выявлены крупные месторождения стратегического сырья: титана, меди, никеля, платиноидов и РЗЭ, связанные с проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма в эпоху 390–350 млн. лет (Кольская металлогеническая провинция).

Тимано-полярноуральский сектор содержит средние по масштабам Саурейское (свинцово-цинковое) и Новогоднее Манто (золото-скарновое) месторождения. На острове Новая Земля известны палеозойские свинцово-цинковые и медные рудопоявления различных типов. Наибольший интерес представляет значительное по запасам и ресурсам Павловское свинцово-цинковое месторождение.

Металлогения Восточно-Сибирского сектора связана с пермско-триасовым этапом (Хаин и др., 2009), в который формировались комплексные месторождения Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Au, Ag, и Te Норильского района (табл. 1). Существенным золоторудным и россыпным потенциалом обладает п-ов Таймыр и острова архипелага Северная Земля (Проскурнин, 2014). На Анабарском щите выявлено месторождение РЗЭ мирового класса Томтор. В различных районах щита прогнозируются месторождения урана «типа несогласия» (Молчанов и др., 2006). На территории щита и прилегающих площадях известны проявления россыпного золота, платиноидов, алмазов.

В мезозойский этап образованы основные месторождения Верхояно-Чукотского арктического сектора. Золоторудные, оловорудные и полиметаллические месторождения связаны с вулканами и интрузиями альб-позднемелового возраста, относящихся к Охотско-Чукотскому окраинно-континентальному вулканическому поясу (ОЧВП) (Волков и др., 2006). В пределах сектора выявлены многочисленные золотые, оловянные и олово-вольфрамовые россыпи как континентального, так и прибрежно-морского генезиса (в том числе и шельфовые, находящиеся под уровнем современного моря).

Стратегические месторождения Арктики

Арктическая МСБ стратегических металлов, рассматриваемая в данном разделе, представлена рудными месторождениями 14 видов полезных ископаемых (табл. 1), запасы и ресурсы которых учтены государственным балансом РФ или оценены в соответствии с международными стандартами (российские ресурсы представлены только категорией P₁). В Арктической зоне известно 111 месторождений стратегических металлов, находящихся на различных стадиях освоения, в том числе российских – 44, США (Аляска) – 19, канадских – 23, гренландских – 8, норвежских – 6, шведских – 9, финских – 3 (табл. 2). На 25 Арктических месторождениях действуют рудники, 43 месторождение относится к потенциально промышленным объектам, часть из этой группы подготавливается к освоению, а на других завершается детальная разведка, еще 44 объекта имеют только ресурсный потенциал, для перевода которого в запасы необходима постановка детальных ГРП. В Арктике насчитывается (по наиболее значимому металлу): 43 Au, 16 Zn, 11 Sn, 8 Cu, 6 Ni, 5 W, 4 PGE, 2 Mo, 4 Ti, 3 РЗЭ, 2 U, 1 Zr, и 1 Pb месторождений (табл. 2). Многие из арктических месторождений – комплексные, содержат значительное количество сопутствующих, потенциально извлекаемых металлов. Месторождения в российском секторе составляют значительную (а по Ni, Cu, Co, W, Zr, Ag, Pt+Pd – преобладающую) часть запасов минеральных ресурсов арктической зоны (табл. 3).

В Арктике также имеются крупные месторождения редкоземельных металлов. В Мурманской области расположено комплексное (Ta, Nb, РЗМ) Ловозерское месторождение – единственное в России, из руд которого РЗМ извлекают в концентраты (около 7 тыс. т в год) (Государственный..., 2014).

Таблица 1. Доля Арктики в мировых запасах и добыче по основным видам твердых полезных ископаемых.

Table 1. Share of the Arctic in world reserves and production by major solid minerals.

Полезные ископаемые	Доля в мировых запасах (%)	Доля в глобальной добыче (%)
Никель	10.15	14.25
Кобальт	3,3	11
Медь	0.48	0.6
Цинк	3.8	4.64
Свинец	2.69	2.37
Вольфрам	0.44	4.03
Титан	10.52	4.84
Циркон	1.05	1.76
Золото	3.25	2.87
Серебро	3.72	4.19
Платина	18.93 ¹	15.33
Палладий		41.24

Источник: Mineral commodity summary, 2013

Таблица. 2 Распределение месторождений по металлам и по странам.

Table 2. Distribution of deposits by metals and by countries.

Металлы	Арктические страны						
	Россия	США	Канада	Гренландия	Норвегия	Швеция	Финляндия
Никель	3						1
Медь	3	5	2			3	
Цинк	1	4	6	3	2	2	
Свинец	1						
Олово	11						
Вольфрам	4		2				
Молибден				1	1		
Титан	2				2		
Циркон	1						
Золото	14	10	12	1	1	4	1
МПП	2			1			1
Всего	42	19	22	6	6	9	3

Таблица 3. Доля российских запасов и добычи в Арктике и в РФ в целом.

Table 3. Share of Russian reserves and production in the Arctic and Russia as a whole.

Полезные ископаемые	Доля (%) в Арктике		Доля в РФ (%)	
	запасах	добыче	запасах	добыче
Никель	97	97	70.5	83.33
Медь	48.4	81.86	4.05	54.37
Кобальт	99	99	75	85
Цинк	13.15		3.25	
Свинец	17.97		4.28	
Олово	100		50.23	
Вольфрам	43.1		5.11	
Молибден	2.36		4.7	
Титан	30.9		8.75	
Циркон	99	100	5.17	98
Золото	23.3	34.2	11.72	9.75
Серебро	52.77	29.16	11.16	13
Платина+Палладий	99.55	98.84	94.60	95.37

Разведанные запасы РЗМ Ловозерского месторождения, составляют более 25 % российских; среднее содержание суммы оксидов редких земель в рудах – 1.12 %. В рудах месторождений Хибинской группы, разрабатываемых на фосфор, содержится более 40% российских запасов РЗМ, которые из получаемого апатитового концентрата не извлекаются (Государственный..., 2014). В мире эта группа уникальных месторождений не имеет аналогов.

В арктической зоне Якутии находится уникальное Томторское месторождение. Основные компоненты руд – ниобий, РЗМ и скандий. Руды отличаются очень высоким содержанием редких земель – 7.98 % $\sum TR_2O_3$ (Государственный..., 2014).

Заключение

Несмотря на то, что обширная территория Циркум-Арктической зоны обладает крупными месторождениями стратегических металлов значительная часть Арктической зоны остается слабо изученной и требует постановки прогнозно-поисковых работ в первую очередь вдоль 200 км зоны арктического побережья и крупных рек, впадающих в океан. В последние годы интерес горнодобывающей промышленности к арктическим ресурсам заметно растет, что выражается в оживлении ГРП в новых районах (Чукотка, Таймыр, Аляска, Нунавут, Гренландия), и сопровождается ростом объемов добычи, прежде всего, золота и меди, а также возобновлением добычи свинцово-цинковых и вольфрамовых руд на ранее законсервированных месторождениях. Перспективы освоения арктических месторождений стратегических металлов, кроме масштаба и богатства руд, во многом определяются близостью к северному морскому пути и к судоходным рекам, что значительно повышает рентабельность работы рудников за счет использования водного транспорта.

В новых, неосвоенных районах Циркум-Арктической зоне наиболее интересны в промышленном плане: месторождения цветных металлов Cu-Ni-Co-(PGE) (Норильского типа); крупные месторождения Pb-Zn-Ag типа «SEDEX» (примеры, Ред Дог, Павловское) и колчеданно-полиметаллические месторождения (VMS), обогащенные золотом и серебром (Грин Крик); месторождения благородных металлов: бонанцевые эпитеpmальные Au-Ag Ls-типа месторождения (Купол, Двойной и др.), золото-сульфидные вкрапленные месторождения (Майское, Донлин), месторождения золота, связанные с интрузивами гранитоидов (Форт Нокс, Пого, Кенсингтон), золото-кварцевые месторождения в турбедитах (Джуно, Каральвеем), месторождения золота в зелено-каменных поясах (Медувбанк и др.), а также крупные россыпи золота и МПГ (аллювиальные и прибрежно-морские); богатые Cu-Mo, Cu-Au, Mo-W, Sn-In месторождения.

В старопромышленных или близким к таковым арктических регионах (Скандинавские страны, Мурманская область, Норильский район) в инвестиционном плане интересны те же месторождения, что и в неполярных районах. Примерами служат бедное Cu-Au-порфировое месторождение Айттик (Швеция), титановое месторождение Телнес (Норвегия), бедное месторождение золота Форт Нокс (Аляска) и др.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001) «Изучение геологических и геодинамических обстановок формирования крупных месторождений стратегических металлов Арктической зоны России: выводы для прогнозирования и поисков новых месторождений».

Литература

1. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2006.
2. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2012 год» / Гл. ред. Д.Г. Хромов. М.: ИАЦ «Минерал». 2014.
3. Молчанов А.В., Коваль С.Г., Ходжаев Д.К. и др. Перспективы выявления высокорентабельных урановых и комплексных месторождений «типа несогласия» на Анабарском щите // Руды и металлы. 2006. № 6. С. 5–15.
4. Проскурнин В.Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотосодержащего потенциала // Автореф. докт. дисс. 2013. 40 р.
5. Сафонов Ю.Г. Состояние и рациональные направления освоения рудных ресурсов российской Арктики // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 142–152.
6. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 № 4. С. 443–460.
7. Mineral commodity summary 2013. U.S. Geological Survey. 2014. 198 p.

О перспективах использования апатита из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых интрузий Кольского полуострова для термохронологических расчетов

Ганнибал М.А., Каменский И.Л., Каулина Т.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, m.a.gannibal@gmail.com

Аннотация. В статье представлены результаты предварительного исследования U-Th-He системы в образце апатита из Ковдорского массива. Обсуждается потенциальная пригодность подобных исследований для изучения термической истории пород массива.

Ключевые слова: уран, торий, гелий, U-Th-He система, термохронология, возраст, апатит.

Prospects of using apatite from alkaline-ultrabasic and carbonatite intrusions of the Kola Peninsula for thermochronological studies

Hannibal M.A., Kamensky I.L., Kaulina T.V.

Geological Institute KSC RAS, Apatity, m.a.gannibal@gmail.com

Abstract. The article presents the preliminary results of a study of the U-Th-He system in a sample of apatite from the Kovdor massif. The potential usefulness of such studies for learning early thermal history of rocks of the massif is discussed.

Keywords: uranium, thorium, helium, U-Th-He system, thermochronology, age, apatite.

В связи с аномально высокой подвижностью гелия в силикатах U-Th-He система используется, главным образом, для оценки сохранности гелия путем сопоставления его измеренных концентраций с рассчитанными в рамках изотопно-геохимических реконструкций (см. например, (Tolstikhin et al., 2016)). Для датирования эта система применяется довольно ограниченно и, в основном, в термохронологии. Минералы, в которых U-Th-He система используется в качестве геотермометра, должны удовлетворять некоторым требованиям, в частности: содержать достаточное количество родительских элементов (U и Th) для генерации измеримых концентраций гелия в течение датированного возрастного интервала, а также количественно удерживать гелий. Вклад захваченного гелия должен быть либо минимальным, либо легко идентифицироваться по изотопному составу. Соответствие этим условиям носит скорее индивидуальный характер, однако есть некоторые закономерности, характерные для минеральных видов в целом. Так, известно, что кварц не сохраняет гелий даже при крайне низких температурах; многие породообразующие минералы не имеют в составе катионов, способных изоморфно замещаться U и Th.

Апатит в этом отношении считается перспективным. Его применение для решения задач термохронологии обусловлено следующими факторами: (i) относительно высокое содержание урана в этом минерале, связанное с изоморфным замещением ионов кальция; (ii) хорошая сохранность гелия при температурах, не превышающих температуры закрытия U-Th-He изотопной системы; (iii) широкое распространение в разных типах пород. Температура закрытия U-Th-He системы в апатите по разным оценкам (и для разных минеральных индивидов) составляет от 68 до 100 °С. Подробные исследования U-Th-He системы в апатитах изложены, в частности, в работах (Lippolt et al., 1994; Farley, 2000).

Цель настоящей работы – выявить потенциальную пригодность апатита девонских интрузий Кольского полуострова для термохронологических исследований. Для этого была изучена U-Th-He система в образце апатита из мелилит-оливин-кальцитового пегматита из Ковдорского массива. Ковдорский массив (рис. 1) размером 5.5 × 8 км расположен в юго-западной части Кольского полуострова среди гнейсов Беломорского террейна (Кухаренко и др., 1965) и представляет собой крупную интрузию центрального типа, имеющую концентрически зональное строение. Его центральное ядро сложено оливинитами, которые окружены оливин-клинопироксеновыми, флогопит-

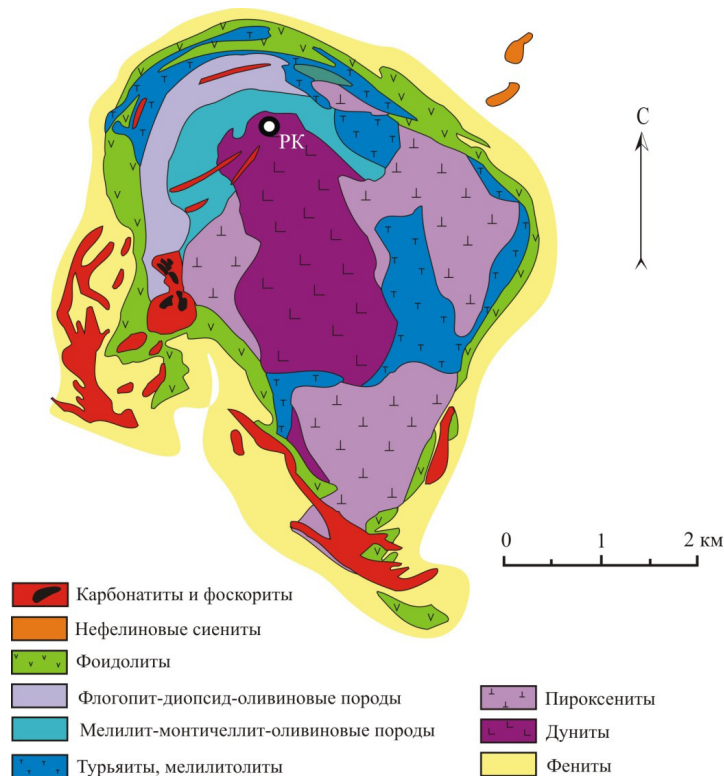


Рис. 1. Место отбора пробы (PK) на схеме геологического строения Ковдорского массива (Арзамасцев и др., 2009).

Fig.1. Sampling site on a geological map of the Kovdor massif (Arzamastsev et al., 2009).

клинопироксеновыми и клинопироксеновыми породами, включая гигантские пегматитовые тела с кристаллами оливина, клинопироксена и флогопита метровых размеров. Периферийная часть комплекса состоит из ранних мелилитсодержащих и ийолит-мельтейгитовых и поздних ийолит-уртитовых пород.

Rb-Sr возраст ультраосновных пород массива составляет от 373 ± 5 до 376 ± 1 млн. лет (Zaitsev and Bell, 1995). Возраст карбонатитов и фоскоритов определен U-Pb методом по бадделейту в 378.5 ± 0.3 млн. лет (Amelin and Zaitsev, 1997) и 382 ± 3 млн. лет (Баянова и др., 1997).

Расположение мелилит-оливин-кальцитовых пегматитов, из которых была отобрана проба, отмечено на рисунке 1.

В рамках настоящего исследования был определен U-Pb возраст апатита по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, концентрации урана и тория, а также концентрации и изотопному составу гелия.

Для извлечения гелия из образцов использовались две методики: дробление в вакуумированных стеклянных ампулах, при котором высвобождается гелий флюидных микровключений, и плавление, при котором выделяется весь гелий образца. Навески минералов были представлены частями, размером 0.25-0.63 мм. Строго говоря, температура прогрева образца не обеспечивала его плавления. Однако низкая температура закрытия апатита для гелия позволяет обоснованно предположить, что при прогреве гелий был выделен полностью.

Результаты измерения концентраций изотопов гелия представлены в таблице 1. Анализируя распределение изотопов гелия в апатите, можно заметить, что при дроблении выделяется лишь небольшая часть (~ 5 %) гелия, причем гелий, освобожденный из микровключений (дробление) имеет заметно более высокое значение $^3\text{He}/^4\text{He}$, чем валовый гелий образца.

Учитывая однозначно мантийное происхождение Ковдорского массива, избыток легкого изотопа во фракции гелия, выделенной дроблением, следует приписать присутствию во включениях ювенильной компоненты гелия с высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, существенно «разбавленной» радиогенным гелием. Высокое содержание гелия в апатите связано с высокими содержаниями урана, из-

меренными в двух навесках апатита (17.3 и 18.9 г/т) и, в особенности, тория (1235 и 1228 г/т), при распаде которых образуется ^4He .

Таблица 1. Результаты изотопных анализов гелия в образце апатита (РК).

Table 1. Helium concentrations and isotopic composition in the apatite sample (PK).

Навеска, г	$^4\text{He} \cdot 10^{-6}$, см ³ /г	$(^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^{-8}$	$^3\text{He} \cdot 10^{-10}$, см ³ /г	Метод экстракции
1.0	450	63	2.835	дробление
0.065	12243	10	12.243	прогрев
0.091	11751	2.5	2.938	прогрев
0.50	518	52	2.694	дробление
0.50	597	49	2.925	дробление

Возраст апатита из мелилит-оливин-кальцитового пегматита, определенный U-Pb методом по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 374 и 410 млн. лет для двух навесок, соответственно. Такой разброс, а также большая ошибка датировок связаны с тем, что возраст породы в сочетании с концентрацией урана в образцах апатита не обеспечивают достаточных концентраций радиогенного свинца.

U-Th-He возраст апатита, рассчитанный на основании представленных выше данных о валовых содержаниях гелия, урана и тория составляет в среднем (для двух анализов He и двух U и Th) 317 ± 9 млн. лет, что говорит о сравнительно небольших, учитывая высокую подвижность гелия, потерях ^4He (15-18 %) из структуры апатита.

Если в самом грубом приближении принять, что переход U-Th-He системы из «закрытого» состояния в «открытое» был скачкообразным, получается, что породы интрузии миновали температуру закрытия около 50-70 млн. после образования. Для построения более или менее надёжной модели нужны дополнительные данные, в частности, параметры диффузии гелия, характерные именно для этой разновидности апатита. Полезно также было бы исследовать коллекцию образцов, отобранных из разных фаз интрузии и сопоставить полученные результаты. Тем не менее, учитывая хорошую сохранность радиогенного гелия и относительно равномерное его распределение, уже на данном этапе можно сказать, что исследованные образцы апатита пригодны для термохронологических исследований и могут пролить свет на раннюю термическую историю интрузии.

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН, тема НИР 0226-2019-0052

Литература

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383 с.
2. Баянова Т.Б., Кириарский Ю.М., Левкович Н.В. U-Pb датирование бадцелита из пород Ковдорского массива // ДАН. 1997. Т. 356. N 4. С. 509–511.
3. Кухаренко А.А., Орлова М.П., 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 (Геология, петрология, минералогия и геохимия). 1965. Москва: Недра. 772 с.
4. Amelin Y.V. and Zaitsev A.A. precise U-Th-Pb chronology of carbonatites and phoscorites: problems related to extreme elemental fractionation, and possible solution using multi-mineral approach // GAC/MAC Annual Meeting. 1997. P. A-2.
5. Farley K. A. Helium diffusion from apatite' General behavior as illustrated by Durango fluorapatite // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. N. B2. P. 2903-2914.
6. Lippolt H.J., Leitz M., Wernicke R.S., and Hagedorn B. (Uranium + thorium)/helium dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1994. V. 112. P. 179–191.
7. Tolstikhin I.N., Verchovsky A.B., Kamensky I.L., Skiba V.I. Gannibal M.A., Vetrin V.R., Tarakanov S.V. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks // Chemical Geology. 2016. V. 444. P. 187–198.
8. Zaitsev A. N. and Bell K. Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola Peninsular, Russia // Contrib. Miner. Petrol. 1995. V. 121. P. 324–335.

Литий-алюминиевые слюды копей Мокруша и Министерская, Мурзинские самоцветные копи, Средний Урал

Гвозденко Т.А.^{1,2}, Бакшеев И.А.¹, Герасимова Е.И.²

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

² *Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, t.gvozenko@sgm.ru*

Аннотация: Мурзинские самоцветные копи, насчитывающие более 250 пегматитовых тел с редко-метальной минерализацией и ювелирными камнями (турмалин, топаз, берилл и др.) входят во всемирно известную Самоцветную полосу Урала. Минералы группы слюд являются важнейшими индикаторами физико-химических условий образования пегматитов и, как правило, содержат значительное количество редких элементов. В работе приведены результаты исследования литий-алюминиевых слюд из копей Мокруша и Министерская. По данным микрозондового анализа, в слюдах из копи Мокруша впервые установлен цезиевый аналог трилитионита в виде прожилков и многочисленных вростков в лепидолите. Результаты ИК-спектроскопии позволяют отличить литиевые слюды от других минералов группы слюд. В целом полученные аналитические данные свидетельствуют о схожести литий-алюминиевых слюд изученных копей.

Ключевые слова: литий-алюминиевые слюды, редкометальные пегматиты, самоцветные пегматиты, Мурзинский гранитный массив, копь Мокруша, копь Министерская.

Lithium-aluminium micas from the Mokrusha and Ministerskaya mines, Murzinka gemstone district, Central Urals

Gvozenko T.A.^{1,2}, Baksheev I.A.¹, Gerasimova E.I.²

¹ *Moscow State University, Moscow*

² *Vernadsky State Geological Museum of RAS, Moscow, t.gvozenko@sgm.ru*

Abstract. The Murzinka gemstone district with more than 250 pegmatite bodies with rare-element mineralization and gemstones (tourmaline, topaz, beryl, etc.) is a part of the world famous Urals Gemstone Belt. Minerals of the mica group are one of the most important indicators of the physical-chemical conditions of pegmatite formation and usually contain a significant amount of rare elements. Here are the results of the study of lithium-aluminum micas from the Mokrusha and Ministerskaya mines. The cesium analogue of trilitionite in mica from the Mokrusha mine was established for the first time (according to the electron microprobe analysis). The results of IR spectroscopy make it possible to distinguish Li-mica from the others. In general, the analytical data confirm the similarity of the lithium-aluminum micas from both mines.

Key word: lithium-aluminium mica, rare-element pegmatite, gem-bearing pegmatite, Murzinka granite pluton, Mokrusha mine, Ministerskaya mine.

Мурзинские самоцветные копи входят в знаменитую на весь мир Самоцветную полосу Урала. Копи расположены в одноименном гранитном массиве примерно в 100 км к северу от Екатеринбурга. Пегматиты с редкометальной минерализацией и самоцветами приурочены к гранитным жилам, прорывающим протерозойские метаморфиты (Ферштатер и др., 2018).

В пределах Мурзинского гранитного массива насчитывается более 250 редкометальных и самоцветных пегматитов. Общее количество описанных минеральных видов – более 160 (Канонеров и др., 2000).

Копь Мокруша – одна из самых известных и хорошо изученных копей Самоцветной полосы Урала, расположена в 8 км севернее села Мурзинка на Среднем Урале. Первые упоминания о добыче минералов в этом районе относятся к концу XVIII века. В гранитных пегматитах установлено 79 минералов, в том числе минералы группы слюд: флогопит, аннит, сидерофиллит, мусковит, ма-сутомилит и Li-Al слюды (Попов и др., 1999).

Копь Министерская также была открыта в конце XVIII века (1787 г.), но менее изучена. Пегматитовая жила располагается в нескольких километрах южнее деревни Сарапулка. Копь получила известность благодаря находкам малинового турмалина (Канонеров и др., 2000).

Таблица 1. Химический состав слюды из копей Мокруша и Министерская (мас. %).

Table 1. Composition of mica from the Mokrusha and Ministerskaya mines (wt. %).

№ образца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тип	Л	Л	ЛМ	Л	ЦЛ	ЛМ	Л	ЛМ	Л	Л
SiO ₂	53.19	49.93	44.63	50.57	46.50	43.58	58.72	51.43	55.55	50.70
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.15	нпо	нпо	0.33	нпо
Al ₂ O ₃	22.81	22.38	32.14	22.67	12.87	35.99	16.62	28.41	19.26	27.02
FeO	0.40	5.12	0.02	2.00	0.79	0.82	нпо	0.25	0.06	0.01
MnO	0.15	1.48	0.02	2.89	0.29	0.61	0.16	0.39	1.13	0.11
MgO	0.25	нпо	нпо	нпо	0.04	0.01	нпо	0.04	нпо	нпо
CaO	0.11	нпо	0.04	0.05	0.06	0.04	нпо	0.05	0.04	0.04
Na ₂ O	0.18	0.27	0.09	0.33	нпо	0.41	0.08	0.06	0.12	0.26
K ₂ O	9.91	9.97	11.23	10.16	0.67	10.47	10.72	7.61	10.11	10.72
Rb ₂ O	2.27	нпо	0.35	1.39	0.76	нпо	1.12	0.49	2.41	1.12
Cs ₂ O	0.37	0.68	0.16	0.31	24.58	нпо	0.56	0.43	0.57	0.96
Li ₂ O _{рас.}	5.71	4.77	0.12	4.96	3.78	0.72	6.46	0.63	6.40	4.99
F	6.77	8.50	0.42	9.11	6.29	1.57	8.96	1.43	8.45	7.83
H ₂ O _{рас.}	1.33	0.37	3.99	0.11	0.57	3.64	0.29	3.68	0.55	0.84
O=F	-2.85	-3.58	-0.18	-3.84	-2.65	-0.66	-3.77	-0.60	-3.56	-3.30
Сумма	100.60	98.99	93.03	100.71	94.55	97.34	101.12	94.30	101.09	101.30
<i>Формульные коэффициенты, рассчитанные на 22 отрицательные единицы заряда</i>										
Si	3.515	3.404	3.192	3.420	3.926	2.981	3.818	3.532	3.659	3.339
Al ^{IV}	0.485	0.596	0.808	0.580	0.074	1.019	0.182	0.468	0.341	0.661
Σ _{терр.}	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	1.292	1.202	1.901	1.226	1.206	1.883	1.092	1.832	1.154	1.437
Ti	–	–	–	–	–	0.008	–	–	0.016	–
Fe ²⁺	0.022	0.292	0.001	0.113	0.056	0.047	–	0.014	0.003	0.001
Mn ²⁺	0.008	0.085	0.001	0.166	–	0.035	0.009	0.023	0.063	0.006
Mg	0.025	–	–	–	0.005	0.001	–	0.004	–	–
Li _{рас.}	1.519	1.308	0.036	1.348	1.284	0.197	1.912	0.175	1.694	1.323
Σ _{окт.}	2.865	2.887	1.939	2.853	2.551	2.171	3.013	2.047	2.930	2.766
K	0.835	0.867	1.025	0.876	0.072	0.914	0.852	0.667	0.849	0.901
Ca	0.008	–	0.003	0.004	0.005	0.003	–	0.004	0.003	0.003
Na	0.023	0.036	0.012	0.043	–	0.054	0.014	0.008	0.015	0.033
Rb	0.096	–	0.016	0.060	0.041	–	0.089	0.022	0.102	0.047
Cs	0.010	0.020	0.005	0.009	0.885	–	0.021	0.013	0.016	0.027
Σ _{м/сл}	0.973	0.922	1.061	0.993	1.004	0.971	0.975	0.713	0.986	1.011
F	1.415	1.832	0.095	1.948	1.679	0.340	1.750	0.311	1.760	1.631
OH _{рас.}	0.585	0.168	1.905	0.052	0.321	1.660	0.250	1.689	0.240	0.369

Примечание: Копь Мокруша: 1 – №60 (1); 2 – №57; 3 – №55 (5); 4 – №51.1; 5 – №60 (2); копь Министерская: 6 – №37.1 (1); 7 – №36(1); 8 – №32 (2); 9 – №27 (1); 10 – №33 (1); Л – лепидолит; ЛМ – Li-мусковит; ЦЛ – Cs-лепидолит; нпо – содержание элемента ниже предела обнаружения; Li рассчитан по Tischendorf, 1997; H₂O рассчитана по стехиометрии.

В данной работе приводятся результаты исследования литий-алюминиевых слюд из копей Мокруша и Министерская, а также их сравнительная характеристика. Литий-алюминиевые слюды

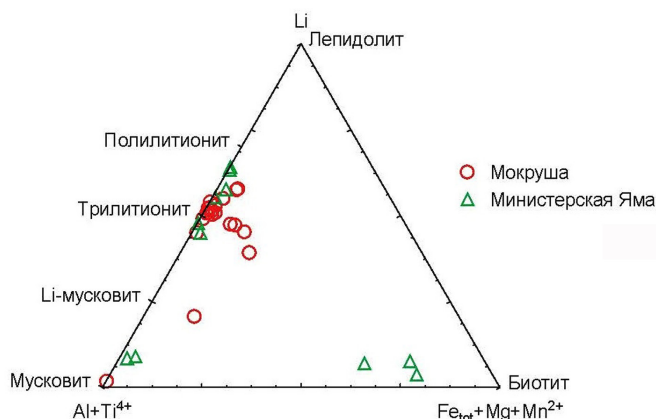


Рис.1 Треугольная диаграмма состава октаэдрических катионов в Li-Al слюдах копей Мокруша и Министерская.

Fig.1. Triangular diagram of the octahedral cations composition for Li-Al micas from the Mokrusha and Ministerskaya mines.

гранитных пегматитов обеих копей представлены 2 генерациями: ранней и поздней. Ранние слюды образуют пластины, мелкочешуйчатые агрегаты и крупные зональные кристаллы светло-серого, светло-розового и светло-фиолетового цвета до 5.5 см в поперечнике. Поздние слюды представлены мелкозернистой светлой слюдой в виде присыпок на калиевом полевом шпате.

По данным микронзондового анализа, в образцах гранитных пегматитов из обеих копей установлены: литиевый мусковит, трилитионит и полилитионит. Представительные химические анализы слюд из копей Мокруша и Министерская приведены в таблице 1. Большая часть химических составов соответствует трилитиониту (рис. 1). В трех образцах из копи Мокруша установлен Cs-трилитионит (11.38-24.58 мас. % Cs_2O) в виде прожилков и вростков неправильной формы в трилитионите (рис. 2).

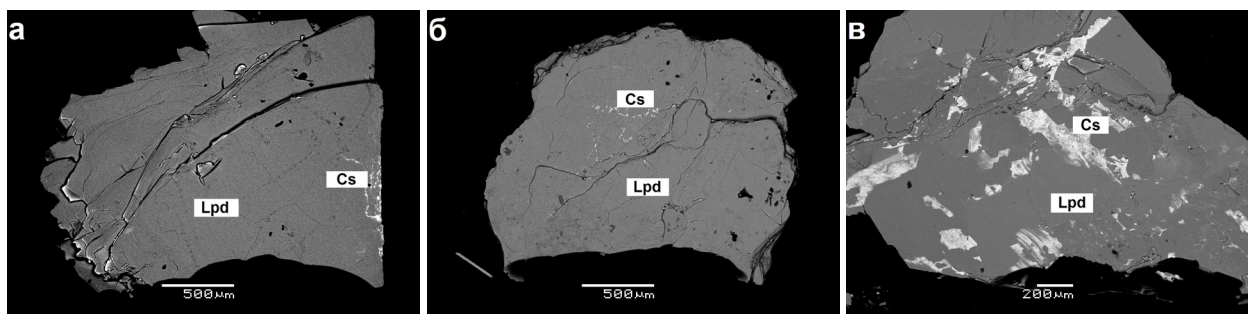


Рис. 2. Вростки Cs-трилитионита в слюдах из копи Мокруша (№ 56.1 – а, № 58 – б, № 60 – в). Фото в отраженных электронах.

Fig. 2. BSE images of Cs-trilithionite embeddings in micas from the Mokrusha mine (№ 56.1 – а, № 58 – б, № 60 – в).

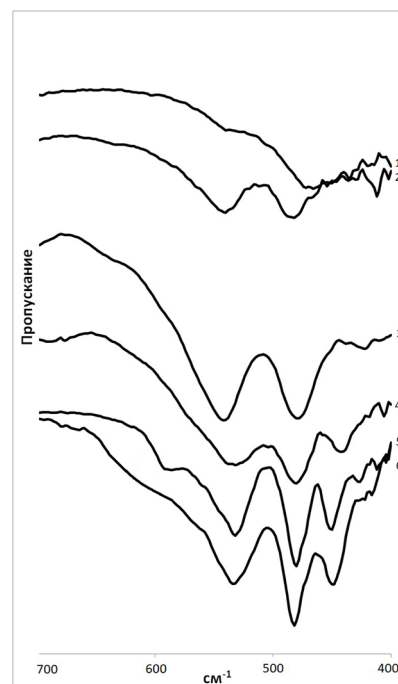
Большая часть изученных слюд относится к триоктаэдрическим. Трилитионит и полилитионит копи Министерская отличается повышенным содержанием SiO_2 (до 59.29 мас. %), Al_2O_3 (до 27.02 мас. %) и $\text{Li}_2\text{O}_{\text{рас}}$ (до 7.48 мас. %). Содержание Rb_2O и Cs_2O в обеих копиях примерно совпадает.

Диоктаэдрические слюды встречаются реже, представлены Li-мусковитом и их химический состав из обеих копей схож, мас. %: 43.58-53.02 SiO_2 , 28.41-35.99 Al_2O_3 , 7.61-11.23 K_2O , 0.35-0.72 Rb_2O , 0.26-2.99 Cs_2O , 0.42-2.73 F и 0.12-1.49 $\text{Li}_2\text{O}_{\text{рас}}$.

Методом ИК-спектроскопии в большинстве изученных слюд установлены следующие полосы поглощения: 527-534 cm^{-1} (колебания Si-O-Al^{IV}), 477-480 cm^{-1} (деформационные колебания Si-O в тетраэдрах), 443-448 cm^{-1} (колебания Si-O-Li). В ИК-спектрах Li-мусковита в аналогичной области выявлены только две полосы поглощения: 475-480 cm^{-1} и 535 cm^{-1} (рис. 3). В ближней ИК области спектров диоктаэдрических слюд присутствуют колебания группы OH^- (3625-3644 cm^{-1}). В триоктаэдрических слюдах полосы поглощения, характерные для OH^- , слабо проявлены, либо отсутствуют, что отвечает замещению OH^- на F (Павлишин, 1975; Beran, 2002).

Рис. 3. ИК-спектры слюд: 1 – биотит, №47(1), копь Министерская; 2 – Li-мусковит, №37(1), копь Министерская; 3 – Li-мусковит, №31.1, копь Министерская; 4 – трилитионит, №56, копь Мокруша; 5 – полилитионит, №54, копь Мокруша; 6 – полилитионит, №48, копь Министерская.

Fig. 3. FTIR spectra of mica: 1 – biotite, №47(1), Minesterskaya mine; 2 – Li-muscovite, №37(1), Minesterskaya mine; 3 – Li-muscovite, №31.1, Minesterskaya mine; 4 – trilithionite, №56, Mokrusha mine; 5 – polyolithionite, №54, Mokrusha mine; 6 – polyolithionite, №48, Minesterskaya mine.



Таким образом, в копиях Мокруша и Министерская нами установлены: Li-мусковит, трилитионит и полилитионит. В слюдах редкометальных пегматитов из копи Мокруша впервые описан Cs-трилитионит, пока не установленный в копи Министерская. Химический состав литий-алюминиевых слюд из копи Министерская приводится впервые. Полученные данные микрзондового анализа и ИК-спектроскопии хорошо сопоставляются.

Литература

1. Канонеров А.А., Чудинова Н.Д. Мурзинские самоцветные копи (путеводитель и кадастр минералов) // Изд. 2-е: Уральская летняя минералогическая школа. Екатеринбург: Изд. УГГГА. 2000. С. 41
2. Павлишин В.И. Инфракрасные спектры слюд литиево-железистого изоморфного ряда // ЗВМО. 1975. Ч. 104. Вып. 1. С. 70–74.
3. Попов В.А., Попова В.И. Копь Мокруша: Очерк истории освоения и минералогия // Миасс: ИМинУрО РАН.1999. С. 71.
4. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования // Литосфера. 2018 (5). С. 672–691.
5. Beran A. Infrared spectroscopy of micas // Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Miner. Soc. Amer. 2002. 46. P. 351–369.
6. Tischendorf G. et al. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // Mineralogical Magazine. 1997. V. 61(6). P. 809–834.

Палеогеография голоцена долины нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры)

Голубева Ю.В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, yvgolubeva@geo.komisc.ru

Аннотация: Представлены результаты палеогеографических исследований долины р. Куи на крайнем северо-западе Большеземельской тундры. По крупномасштабным топографическим картам и космоснимкам составлена геоморфологическая схема изученного участка речной долины. Выделены две возрастные генерации поймы. На основании палинологической характеристики осадков двух разрезов выявлены фазы изменений растительности и климата в позднем голоцене. Полученные данные подкрепляются шестью радиоуглеродными датировками.

Ключевые слова: голоцен, палеогеография, Большеземельская тундра, палеоруло, палинология, фация.

Holocene palaeogeography of the lower Kuya River valley (in the north-west of the Bolshezemelskaya tundra)

Golubeva Yu.V., Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I.

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, yvgolubeva@geo.komisc.ru

Abstract. The results of palaeogeographical study of the Kuya River valley in the North-West of the Bolshezemelskaya tundra are presented. A geomorphological scheme of the investigated sites in the river valley has been drawn according to topographical plans and space images. Two age generations of the floodplain have been estimated. Phases of vegetation and climate changes during the Late Holocene have been defined based on palynological characteristics of the sediments from two sites. The obtained data are supported by six radiocarbon dates.

Keywords: Holocene, palaeogeography, Bolshezemelskaya tundra, old stream channel, palynology, facies.

Введение

Объектом исследований являются пойменные образования в нижнем течении долины р. Куи, правого притока р. Печоры, недалеко от г. Нарьян-Мар. Полярные и приполярные регионы привлекают внимание палеогеографов, палинологов, стратиграфов и специалистов других областей, так как климатические и другие экологические изменения на всей территории Северной Евразии наиболее сильно проявлялись в высоких широтах (Волкова и др., 1989; Климанов, Сирин, 1997; Velichko et al., 1997; Елина и др., 2005 и др.). В то же время, Ненецкий АО является малоизученным регионом и палеоэкологических и палеоклиматических сведений крайне недостаточно для пространственно-временных реконструкций палеогеографических обстановок.

В основу работы положены результаты, полученные в рамках комплексных изысканий четвертичных отложений в нижнем течении р. Куи, начатых сотрудниками лаборатории геологии кайнозоя Института геологии Коми НЦ УрО РАН в 2016 г. Ранее по итогам литологического изучения 20 береговых обнажений в полевых условиях и последующих лабораторных исследований (гранулометрического, минералогического и петрографического анализов) установлена фациально-генетическая принадлежность вскрытых осадков. В строении четвертичной толщи выделены отложения морского, ледникового, озерного, аллювиального и эолового генезиса. Сделано предположение о формировании морены в полярное время (Исаков и др., 2017).

Нами имеющиеся материалы дополнены литологическими и палинологическими данными и реконструкциями изменений морфологии поймы, растительности и климата в голоцене.

Морфология поймы

Формирование долины р. Куи в голоцене происходило за счет денудации послеледниковой террасы, представленной в нижней её части ледниковыми осадками (мореной), перекрытыми водно-ледниковыми, аллювиальными и озерными отложениями (Лавров, Потапенко, 2012; Исаков

и др., 2017). На исследуемом участке длиной около 25 км долина р. Куя имеет ширину 1.0-3.5 км и протекает в западном направлении. Река хорошо меандрирует и образует серию сегментных излучин (рис. 1). В строении поймы выделяется три группы фаций: русловая, пойменная и старичная. Русловая фация представлена мелко-, среднезернистым светло-серым песком с редкими включениями гравия. Пойменная фация сложена песком мелко-, среднезернистым светло-коричневым и суглинком темно-коричневым. Осадки с горизонтальной и пологой слоистостью. Верхние слои отложений переработаны почвенными процессами, пронизаны корнями растений произрастающих на пойме. В строении старичных осадков выделяется озерно-речная и озерно-болотная субфации. Озерно-речная субфация представлена мелкозернистым светло-серым песком и соответствует накоплению отложений в проточную стадию образования старичного озера, когда палеорусло связано с активным руслом. Перекрывается субфация сизыми глинами, темно-серыми суглинками и торфом озерно-болотной субфации, аккумуляция которой проходила в озерную и болотную стадии за-растания озера.

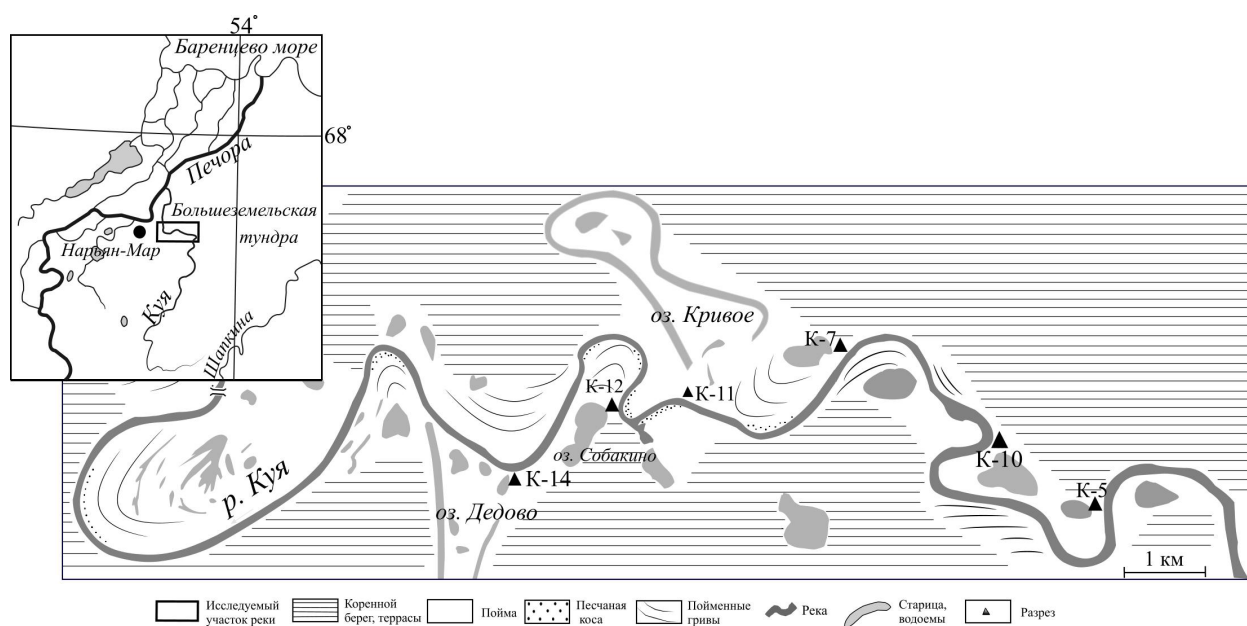


Рис. 1. Геоморфологическая схема участка долины р. Куя и расположение изученных береговых разрезов.

Fig. 1. Geomorphological scheme of the Kuia River valley block and location of the bank sections.

Развитие меандров привело к образованию на данном участке реки сегментно-гвивистой поймы, представленной двумя разновозрастными генерациями. Поверхность поймы гвивистая, заболоченная. В межгвивных понижениях постоянно сохраняется вода, образуя вторичные водоемы внутри поймы.

Вторая пойменной генерации прослеживается в виде сегментно-гвивистой поймы, образованной при движении по дну долины излучин вытянутой петлеобразной формы. Отделившиеся меандры зафиксированы рядом лево- и правосторонних староречий, в которых располагаются крупные старичные озера – Кривое, Дедово, Собакино. Процесс спрямления излучин завершился во второй половине голоцена. Оценку возраста дают радиоуглеродные даты, полученные из образцов торфа шести обнажений: обн. К-5 – 3360 ± 70 л. н., К-7 – 2040 ± 60 л. н., К-10 – 1120 ± 60 л. н., К-11 – 1000 ± 70 л. н., К-12 – 750 ± 80 л. н., К-14 – 1180 ± 80 (IGAN-5645, IGAN-5638, IGAN-5642, IGAN-5640, IGAN-5639 и IGAN-5641 соответственно).

Формирование первой пойменной генерации связано с развитием современного русла р. Куя, которое образывает серию излучин с небольшим шагом меандрирования в начале исследуемого участка и две крупные пологие излучины в конце участка. В настоящее время образуется сегментно-гвивистая пойма с хорошо выраженным гвивистым рельефом и межгвивными понижениями.

Ландшафтно климатические обстановки

Из отложений обн. К-12 на палинологический анализ было отобрано 27 образцов. На полу-ченной диаграмме выделены четыре палинозоны (рис. 2).

К12-Ia (инт. 4-2.9 м, 9 обр.). В общем составе спектров подпалинозоны распределение между тремя группами растений следующее: древесно-кустарниковая группа – 16-25 %, группа трав – 2-20 %, споры – 58-79 %. В первой группе доминирует пыльца кустарников (*Betula sect. Nanae*, *Salix* sp., *Alnaster fruticosus*), меньшую долю пыльцы древесных составляют *Betula sect. Albae*, *Picea* sp., *Pinus sylvestris* и *Alnus* sp. В составе пыльцы травянистых растений преобладают Poaceae и разнотравье, встречены Cyperaceae, Ericaceae, Chenopodiaceae и *Artemisia* sp. Среди споровых доминируют зеленые мхи. Также присутствуют споры сфагновых мхов, папоротников и др.

В подпалинозоне К12-Ib (инт. 2.9-2.65 м, 3 обр.) наметилась четкая тенденция к увеличению содержания пыльцы деревьев и кустарников до 32-37 % и снижению – спор (44-54 %). В составе древесных пород несколько увеличивается роль пыльцы хвойных: *Picea* sp. (3-7 %), *Pinus sylvestris* (2-6 %) и *Pinus sibirica* (появляются единичные зерна). Состав пыльцы трав и спор в целом остается прежним. Отличия касаются появления в группе трав пыльцы *Polygonum* sp., Brassicaceae, Scrophulariaceae и уменьшение количества среди спор *Bryales* sp.

В палинозоне К12-II (инт. 2.65-2.05 м, 6 обр.) наблюдается четкая тенденция к увеличению содержания пыльцы деревьев и кустарников до 42-73 % и снижению – спор (17-35 %). Среди пыльцы древесных увеличивается доля *Betula sect. Albae* и *Salix* sp., снижается участие *Betula sect. Nanae*, *Picea* sp. и *Pinus sylvestris*. В группе пыльцы травянистых растений впервые встречены *Potamogeton* sp. и *Menyanthes trifoliata*. Споры содержат в своем составе *Bryales* sp., Polypodiaceae, *Sphagnum* sp., *Lycopodium complanatum* и *L. appressum*.

Для палинозоны К12-III (инт. 2.05-1.7 м, 6 обр.) характерно преобладание пыльцы трав при уменьшении количества пыльцы деревьев и кустарников, спор. Для глубины 1.95 м была получена дата 750 ± 80 л.н. (IGAN-5639). В группе пыльцы деревьев и кустарников доминантами становятся последние (*Betula sect. Nanae* (5-14 %), *Salix* sp. (1-2 %), и *Alnaster fruticosus* (4-22 %)). В группе пыльцы трав резко возрастает роль Cyperaceae (7-36 %) и несколько сокращается содержание Poaceae (2-3 %). Заметным остается участие пыльцы водных трав и кустарничков.

В спектрах палинозоны К12-IV (инт. 1.7-0.9 м, 3 обр.) вновь существенно преобладает пыльца древесной и кустарниковой растительности (62-68 %). Наряду с высоким количеством пыльцы кустарников (*Betula sect. Nanae* (19-27 %), *Salix* sp. (1-3 %), и *Alnaster fruticosus* (6-18 %)) присутствует повышенное по сравнению с предыдущей зоной содержание *Picea* sp. (7-17 %), *Pinus sylvestris* (6-9 %) и *Betula sect. Albae* (6-15 %). Доля пыльцы трав в пределах зоны сокращается до 9-16 %. Наблюдается снижение роли пыльцы водных растений. Среди спор появляется *Selaginella selaginoides*, увеличиваются участие Polypodiaceae и разнообразие плаунов.

Палинологические данные позволяют проследить следующие изменения растительности и климата в позднем голоцене. Состав спектров пыльцевой зоны К12-I отражает развитие моховой кустарниковой тундры в наиболее холодных климатических условиях в течение изученного временного интервала – раннего субатлантика (SA-1). Спектры верхней части палинозоны, вероятно, отражают растительность переходного этапа от раннего субатлантика к среднему субатлантику, когда в тундровые сообщества начали проникать елово-березовые редколесья. Резкое увеличение содержания пыльцы деревьев в спектрах пыльцевой зоны К12-II указывает на распространение лесотундровой растительности и потепление в середине субатлантического периода (SA-2). В это время формируются редкостойные березово-еловые с кустарниковыми березками, ивами и ольховником в подлеске. Вдоль берегов старичного озера образуют заросли *Potamogeton* sp., *Menyanthes trifoliata*, Cyperaceae и *Nymphaea* sp. Присутствие пыльцы *Nymphaea* sp. свидетельствует о температурах выше современных. Спектрами палинозоны К12-III, вероятно, фиксируются ландшафтно-климатические изменения, связанные с малым ледниковым периодом в конце субатлантика (SA-3). Похолодание способствовало деградации лесной растительности и произрастанию травяно-кустарниковой (карликовых березок, ольховника, осок, злаков, вересковых, полыней, разнотравья). Последовавшее за-

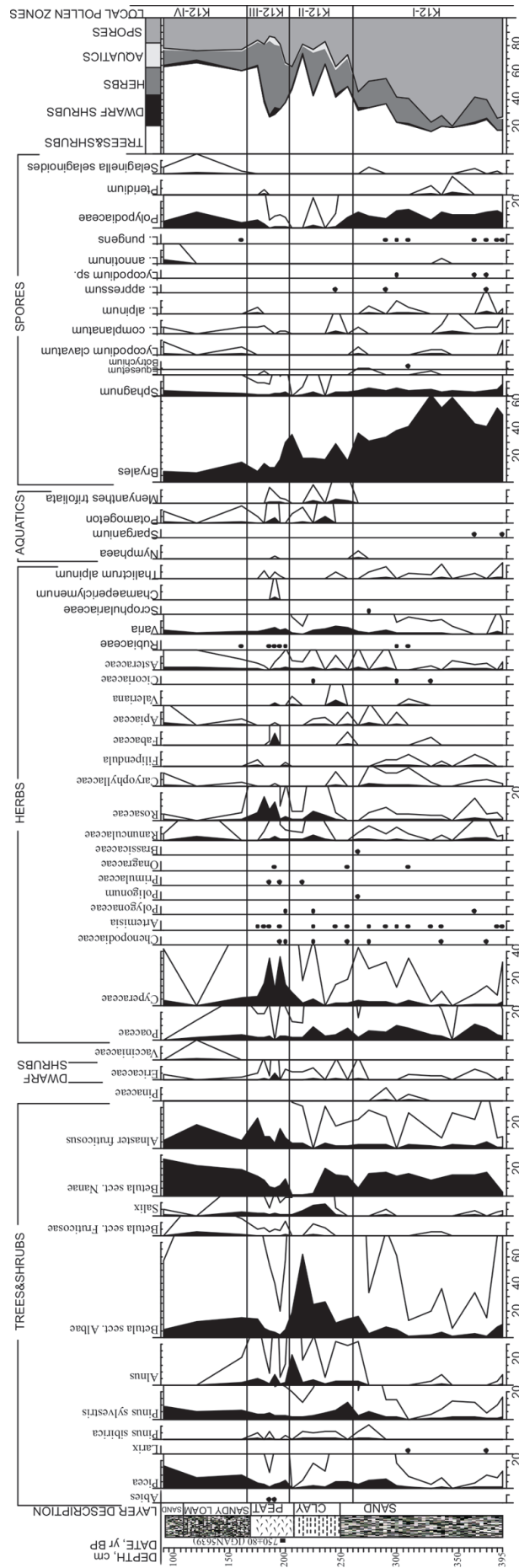


Рис. 2. Спорно-пыльцевая диаграмма старичных отложений разреза К-12.

Fig. 2. The spore-pollen diagram of oxbow-lake sediments from the K-12 outcrop.

тем потепление вызвало развитие современных лесотундровых и южнотундровых сообществ. Наряду с преобладающими в растительном покрове кустарниками (карликовой березки, багульника, кустарниковой ольхи, ивы и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот.

Восстановленные растительные сукцессии хорошо согласуются с таковыми по данным палинологического изучения разреза К-11 в 860 м северо-восточнее разреза К-12 (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018).

Заключение

Основная ширина поймы в нижнем течении р. Куи была выработана во второй половине голоцена. В начале исследуемого участка русло сохраняло минимальный размах русловых деформаций, именно поэтому ширина поймы здесь не превышает 1 км. Ниже по течению происходили активные горизонтальные деформации с развитием крутых излучин и их спрямление. Это отразилось на расширении поймы до 3.5 км. Современное меандрирование русла р. Куи свидетельствует о продолжении активных русловых горизонтальных движений с боковой эрозией малоустойчивых песчаных берегов с формированием новых пойменных сегментов.

По результатам палинологических исследований старичных отложений двух разрезов реконструированы особенности растительности и климата четырех этапов позднего голоцена (SA-1, SA-2, SA-3 и SA-R). Состав спектров отражает развитие в раннем субатлантике моховой кустарниковой тундры и наиболее холодные климатических условия. Резкое увеличение содержания пыльцы деревьев в спектрах указывает на распространение лесотундровой растительности и потепление в середине субатлантика (SA-2). На диаграммах фиксируются ландшафтно-климатические изменения, происходившие в течение малого ледникового периода в конце субатлантика (SA-3): в результате похолодания площади, занимаемые лесами сокращались за счет распространения травяно-кустарниковых сообществ. Последовавшее затем потепление вызвало развитие современных ценозов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7 и частично поддержана из средств Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 18-5-5-50.

Литература

1. Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Палеогеографические и седиментационные особенности формирования старичных отложений в палеорусле реки Куи на северо-западе Большеземельской тундры // Вестник. 2018. № 12. С. 16–22.
2. Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П. Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена (отв. ред. Н. А. Хотинский). М.: Наука. 1989. С. 90–95.
3. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Восточной Фенноскандинавии. СПб.: Наука. 2005. 112 с.
4. Исаков В.А., Воробьев Н.Н., Андреичева Л.Н., Буравская М.Н. Состав четвертичных отложений в долине р. Куи (низовье р. Печоры) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Сб. статей V Всерос. молодежной геологической конф. с международным участием. Уфа: ООО Альфа-реклама. 2017. С. 15–19.
5. Климанов В.А., Сиринов А.А. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 5. С. 683–686.
6. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Приитимья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М. 2012. 191 с.
7. Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 71–96.

Сопоставление результатов реконструкций напряженно-деформированного состояния программным обеспечением SGM-SIM с ранее опубликованными работами на территорию Беломорско-Кулойского плато

Гордеев Н.А., Сим Л.А.

Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, gord@ifz.ru, sim@ifz.ru

Аннотация. Работа посвящена сопоставлению результатов сейсмических, неотектонических исследований с применением нового программного обеспечения SGM-SIM. Собраны данные по механизму очага землетрясения и направления главных осей сжатия новейшего возраста, восстановленных структурно-геоморфологическим (СГ) методом Л.А.Сим (1991), по которым был подтвержден результат, полученный ранее при более мелкомасштабных исследованиях – на севере Русской плиты господствует субмеридиональное сжатие.

Гордеевым Н.А. и Молчановым А.Б. (2018) создано программное обеспечение SGM-SIM по восстановлению сдвиговых тектонических напряжений, которое основано на СГ методе Л.А. Сим. С его помощью на масштабе 1:500 000 и 1:200 000 было проведено подробное исследование современного напряженного состояния Беломорско-Кулойского региона. По известным разломам получено устойчивое субмеридиональное направление осей главных сжимающих напряжений, что согласуется с предшествующими исследованиями.

Ключевые слова: неотектоника; Беломорско-Кулойское плато; SGM-SIM; структурно-геоморфологический метод; напряженно-деформированное состояние.

Comparison of the results of stress-strain state reconstructions using SGM-SIM software with previously published works on the territory of the Belomorsko-Kuloi plateau

Gordeev N.A., Sim L.A.

The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, gord@ifz.ru, sim@ifz.ru

Abstract. The work is devoted to the comparison of the results of seismic, neotectonic studies using the new software SGM-SIM. The data on the mechanisms of earthquake foci and the directions of the main compression axes of the newest age, reconstructed by the structural-geomorphological method of L.A.Sim (1991) were collected, and the result was obtained: submeridional compression dominates in the north of the East European platform.

Gordeev N.A. and Molchanov A.B. (2018) created the SGM-SIM software for shear stress recovery, which is based on the LA method of L.A. Sim. With its help, on a scale of 1: 500,000 and 1: 200,000, a detailed study of the current stress state of the White Sea-Kuloi region was carried out. A stable submeridional direction of the axes of the main compressive stresses was obtained for the known faults. That is consistent with previous studies.

Key words: neotectonics; White Sea (Belomorsko)-Kuloi plateau; SGM-SIM; structural-geomorphological method; stress-strain state.

Введение

Одним из приоритетных направлений государственных исследований является изучение и развитие арктических и приарктических территорий. Знание неотектоники и современного напряженно-деформированного состояния необходимо для грамотного освоения территории и месторождений. На Беломорско-Кулойском плато в 2013 г. появилось первое определение механизма очага Архангельского землетрясения 2013 г., дающего возможность сравнения современных тектонических напряжений с неотектоническими, восстановленными в масштабе 1:1 000 000 структурно-геоморфологическим (СГ) методом. Разработка автоматизации СГ метода (SGM-SIM) и появление механизма очага землетрясения обусловили цель исследования: произвести на более детальном уровне реконструкцию тектонических напряжений с помощью программы SGM-SIM и сопоставить

полученные данные как с результатами мелкомасштабных исследований, проведенных аналоговым вариантом СГ метода, так и с механизмом очага Архангельского землетрясения.

Методика

Структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим основан на доминировании сдвиговых тектонических напряжений в новейший и современный этапы на платформах. Он основан на том, что разломы в осадочном чехле платформ субвертикальны; они требуют субгоризонтальных ориентировок осей сжатия и растяжения. Ориентировки оперяющих разрывов в зоне сдвига были обобщены М.В. Гзовским (1975) и применяются в СГ методе как индикаторы сдвиговых перемещений. Благодаря этим закономерным ориентировкам с помощью СГ метода определяются: ориентировка осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, кинематический тип сдвига (правый или левый сдвиг), геодинамическая обстановка формирования сдвига в осадочном чехле платформ (дополнительное растяжение или сжатие поперек сдвига).

В работе применен оригинальный способ автоматизации структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим (Сим, 1991). Данный способ основан на применении определённого набора алгоритмов компьютерного зрения к исходным картам высот или спутниковым снимкам местности. Способ состоит из трёх этапов: на пер-

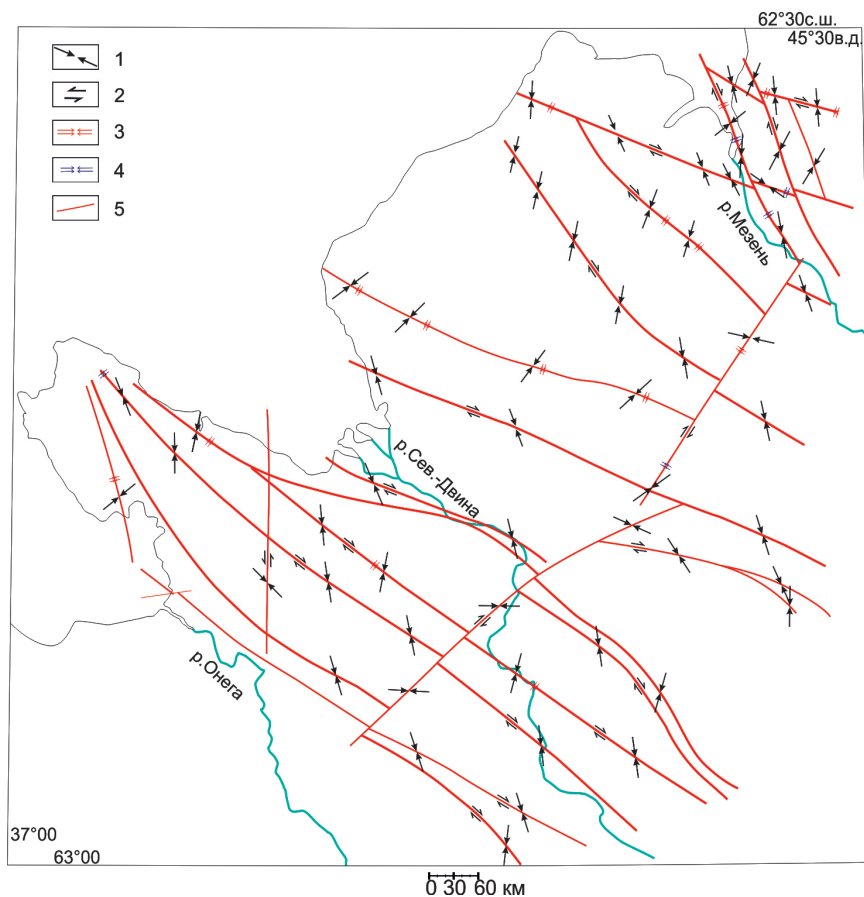


Рис. 1. Схема геодинамики Балтийско-Кулойского плато, полученная с помощью программного обеспечения SGM-SIM.

1 – субгоризонтальные оси сжатия, восстановленные методом вторичных нарушений; 2 – прогнозируемые сдвиговые смещения; 3-4 – геодинамические обстановки формирования разломов: дополнительного сжатия; 4 – дополнительного растяжения; 5 – неотектонические разломы.

Fig. 1. Geodynamic scheme of the Baltic-Kuloi plateau, obtained using the software SGM-SIM.

1 – subhorizontal compression axes, recovered by the method of secondary disturbances; 2 – predicted shear displacements; 3-4 – geodynamic settings of faults formation: additional compression; 4 – additional stretching; 5 – neotectonic faults.

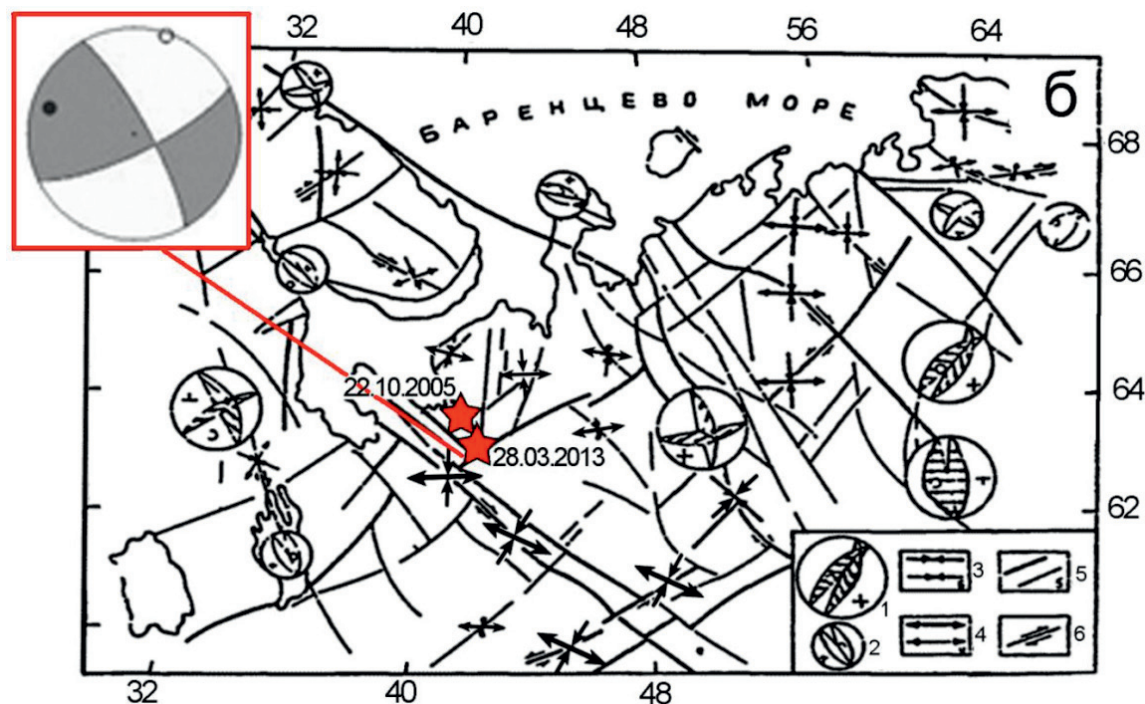


Рис. 2. Карта неотектонических напряжений европейского севера России (Сим, 2000) с эпицентрами землетрясений (звездочки) 22.10.2005 и 28.03.2013 гг., на врезке – механизм очага землетрясения 28.03.2013 г. (Конечная, 2013).

Тектонические напряжения первого (1) и второго (2) порядка, восстановленные кинематическим методом по зеркалам скольжения (стереографические проекции, верхняя полусфера, оси: сжатия – крестики, растяжения – кружки; стрелки на плоскостях максимальных касательных напряжений указывают перемещение висящего крыла); субгоризонтальные оси сжатия (3) и растяжения (4) первого и второго рангов, восстановленные СГ методом; 5 – неотектонические разломы первого и второго рангов; 6 – прогнозируемые сдвиговые смещения.

Fig. 2. The neotectonic stress map of the European north of Russia (Sim, 2000) with earthquake epicenters (asterisks) of 10/22/2005 and 03/28/2013, the inset shows the focal source mechanism of March 28, 2013 (Konechnaya, 2013). Tectonic stresses of the first (1) and second (2) order, reconstructed by the kinematic method by slip mirrors (stereographic projections, upper hemisphere, axes: compression - crosses, stretching - circles; arrows on the planes of maximum tangent stresses indicate movement of the hanging wing); subhorizontal axes of compression (3) and stretching (4) of the first and second ranks, restored by the method of secondary disturbances; 5 – neotectonic faults of the first and second ranks; 6 – predicted shear displacements.

вом этапе производится дешифрование необходимых линеаментов, на втором – поиск и измерение углов между соприкасающимися линеаментами, на третьем – сопоставление полученных ориентировок линеаментов с оперяющимися разрывами в зоне сдвига по классификации М.В. Гзовского (Гзовский, 1954, 1975).

Выделение линеаментов может быть выполнено как вручную (путём нанесения векторных фигур на участок спутникового снимка или наложения готовой схемы), так и автоматически при помощи алгоритма скелетизации бинаризованной карты высот. На следующем этапе применяется процедура поиска т.н. особых точек на скелетизованном изображении или нанесённой вручную векторной маске. Далее в точках пересечения прилегающих линеаментов и линии разлома производится измерение углов. Для этого сравнивается яркость пикселей на окружностях с центром в особой точке и радиусом, подбираемым так, чтобы шаг измерения не превышал заданной погрешности. Точки-вершины развёрнутых углов отбрасываются, а значения острых углов записываются в массив для последующей классификации по Гзовскому.

Для тестирования был выбран регион *Беломорско-Кулойского плато*. Территория тестирования приурочена к северу Русской плиты. Исходные карты высот были взяты из данных AsterGDEMv2.

Результаты

Анализ разломов производился в том случае, если они были проявлены в рельефе, для этого разломы с «Карты разломов СССР...» были привязаны к космоснимкам масштаба 1:200000 и топографическим картам масштаба 1:500000. Далее по геоморфологическим признакам, таким как прямолинейные глубоко врезаемые долины, крутые склоны (уступы), овражная сеть, резкие перегибы и изменения направления русел рек, определялась активность и проявленность разломов в настоящее время.

Далее к отобранным разломам применялось программное обеспечение SGM-SIM.

Проведенный анализ показывает, что в пределах исследуемой территории преобладают субмеридиональные ориентировки осей главных сжимающих напряжений. Однако при детальном рассмотрении выделяются нестабильные блоки на северо-востоке изучаемой территории в устье р. Мезень (рис. 1); здесь ориентировки осей главных сжимающих напряжений сменяются с северо-западных на северо-восточные, попадаются субширотные, что говорит нам о наличии в данной области осложняющих геодинамических обстановок. По-видимому это зависит от резкой смены новейших структур, нестабильный блок находится на границе локального новейшего поднятия и в нем фиксируются обстановки дополнительного сжатия, а в центре новейшего прогиба фиксируется обстановка дополнительного растяжения. В целом субмеридиональные ориентировки подчеркивают влияние развития арктического рифта.

Использованные материалы: «Карта разломов СССР...», данные дешифрирования цифровой модели рельефа, космических снимков 1:200000 и топографических карт масштаба 1: 500000.

На Русской плите есть единственное определение механизма очага землетрясения, который был сравнен с результатами реконструкции СГ методом, сделанным Сим Л.А. (1991) (рис. 2).

Для землетрясения 28.03.2013 г. в Архангельской области вычислен механизм очага по знакам первых вступлений продольных волн (Конечная, 2013). Параметры первых вступлений были определены по 15 станциям, из них на 11 зарегистрированы волны сжатия, на 4 – волны разрежения. Тип движения по обеим плоскостям – сдвиг. Параметры плоскостей (Strike, Dip, Slip) следующие: для 1-ой плоскости 331.18, 79.42, 165,11; для 2-ой плоскости 63.97, 75.37, 10.94. Вычисленный фокальный механизм очага землетрясения полностью согласуется с выводами о характерном для севера Русской плиты региональном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении в горизонтальной плоскости (Sim et al., 2011).

Выводы

В целом подтверждено сдвиговое поле напряжения, совпадающее с современным полем напряжения, имеющим субмеридиональную ориентацию сжатия для всей Русской плиты, которое было восстановлено Сим Л.А. (2000).

Программу можно использовать для платформенных территорий. Возраст восстановленных локальных стресс состояний и полей напряжения – новейший (неотектонический), так как по всей территории исследования развит сплошной чехол четвертичных отложений, разбитых анализируемыми линеаментами.

Литература

1. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Серия геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 375 с.
3. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Решение задачи по автоматизации структурно-геоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим // Современные исследования в геологии. Сборник тезисов докладов Молодежной научно-практической конференции и XVI конференции студенческого научного общества, место издания СПб: Изд-во ВВМ. 2018.
4. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб: 1:2500000, составлена: Министерство геологии СССР. 1980.
5. Конечная Я.В. Анализ сейсмичности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Вестник САФУ. Сер. Естественные науки. Архангельск: САФУ. 2013. № 1. С. 10–13.
6. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
7. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326–348.

Методика геоэкологического мониторинга хранилища отходов обогащения редкометальных руд Карнасуртского месторождения (ООО «Ловозерский ГОК», Кольский полуостров)

Горячев А.А.¹, Лашук В.В.², Мартынов Е.В.³

¹ ПТТБА КНЦ РАН, *Anatumy, andrej.goria4ev@yandex.ru*

² ИХТРЭМС им. А.В. Тананаева ФИЦ КНЦ РАН, *lashchuk@chemy.kolasc.net.ru*

³ Геологический институт КНЦ РАН, *Anatumy, mart@geoksc.apatity.ru*

Аннотация. Разработана методика геоэкологического мониторинга хранилищ отходов обогащения редкометальных руд на примере хвостохранилища Ловозерского ГОКа. Проведены комплексные лабораторные исследования серии технологических проб, отобранных по профилю поверхности этого техногенного образования. При помощи факторного анализа методом главных компонент установлены основные показатели минерального состава и структуры, которые влияют на инженерно-геологическое, геохимическое и радиационное состояние мелкозернистого пылеватого грунта.

Ключевые слова: хвостохранилища, отходы обогащения, редкометальные руды, факторный анализ методом главных компонент, оценка: инженерно-геологическая, геохимическая, радиационная.

The method of geoeological monitoring of tailing dumps of enriched rare metal of the Karnasurt deposit (Lovozerky GOK, Kola Peninsula)

Goryachev A.A.¹, Lashchuk V.V.², Martynov E.V.³

¹ NTTSA KSC RAS, *Apatity, andrej.goria4ev@yandex.ru*

² ICTREMR I.V. Tananaev KSC RAS, *lashchuk@chemy.kolasc.net.ru*

³ Geological Institute of KSC RAS, *Apatity, mart@geoksc.apatity.ru*

Abstract. The method of geoeological monitoring of enriched rare metal ore tailing dumps has been developed. The complex laboratory studies of a series of technological samples selected on the surface profile of this technogenic formation have been carried out. Using the principal component analysis, the main indicators of the mineral composition and structure, which affect the engineering-geological, geochemical and radiation state of fine-grained soil, have been established.

Key words: tailing dumps, enrichment wastes, rare metals ores, principal component analysis, engineering-geological and radiation assessment.

Введение

Мурманская область является регионом с крупнейшими предприятиями минерально-сырьевого комплекса. На территории региона ежегодно складировается более 150 млн. т. отходов горного, обогатительного и металлургического производств (Доклад о состоянии..., 2018). Разработка и внедрение эффективных методов предотвращения их негативного воздействия на окружающую среду и переработки отходов актуально как для Российской Федерации, так и для других стран (Lottermoser B.G., 2011).

ООО «Ловозерский ГОК» – ведущее отечественное предприятие по производству концентратов редкоземельных металлов. Здесь на руднике «Карнасурт» производится добыча и обогащение руды с получением лопаритового и эвдиалитового концентратов (Пожиленко и др. 2002).

Особенность сырья заключается в том, что оно имеет повышенный радиационный фон. Комбинат расположен у подножья горного массива Ловозерские тундры, а в нескольких километрах на север от него располагается Ревда. Таким образом, в пределах изучаемой территории на природную среду оказывают влияние разные по масштабу, степени и характеру воздействия производства, селитебной территории и автотранспорта.

Методика исследований

Для геоэкологической оценки хранилищ отходов обогащения руд, как правило, используется комплекс исследований (Лашук и др., 2008).

В методическом плане хранилище отходов обогащения руд мы рассматриваем как инженерно-геологическое тело несвязных грунтов, как потенциальный и дополнительный источник полезных минеральных компонентов. Использование их, например, для производства заполнителей бетона, строительной керамики, позволит снизить отрицательные воздействия на окружающую среду (Лашук и др., 2011).

Инженерно-геологические характеристики хвостов обогащения лопаритовых руд определялись по ГОСТ 5180. Содержания удельных радиационных активностей изотопов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K и общая эффективная активность технологических проб ООО «Ловозерский ГОК» определялись и рассчитывались в Лаборатории регионального радиационного контроля ИХТРЭМС в соответствии с ГОСТ 30108.

На основании анализа ранее проведенных исследований разработана следующая последовательность изучения отходов обогащения руд Кольского региона:

- опробование поверхности пляжа хранилища;
- комплексные исследования состава, структуры и физико-химических свойств техногенного несвязанного грунта;
- изучение распределения показателей по территории объекта;
- оценка изученных показателей по средним значениям;
- выявление основных показателей минерального состава и структуры, влияющих на свойства техногенного образования;
- разработка рекомендаций по переработке отходов для производства строительных и технических материалов с целью снижения этих образований на окружающую среду.

Результаты

В настоящей работе представлены результаты комплексных исследований отходов обогащения, которые отобраны в мае 2018 года по профилю поверхности хранилища редко металлических руд Карнасуртского рудника (табл. 1).

По гранулометрическому составу – это однородный, пылеватый песок (Ломтадзе, 1984). Он включает преимущественно фракции 0.5-0.25 и 0.25-0.10 мм (32.8 и 47.8 мас. %), коэффициенты вариации этих значений 0.34 и 0.16. Менее представительная фракция 0.1-0.05 мм, составляющая 10.6 мас. % – не выдержанная, коэффициент вариации составляет 0.71. По величине коэффициента пористости (ϵ) пробы варьируют от плотных грунтов до грунтов средней плотности (ГОСТ 25100).

Средние значения средней и истинной плотности составляют соответственно 1.93 и 2.78 г/см³. Средняя влажность песчаной толщи 22 мас. %, коэффициент вариации 0.59. Это свидетельствует о высокой неоднородности водных потоков. Поровые растворы слабощелочные – среднее значение рН составляет 9.4. Общая эффективная активность естественных радионуклидов в среднем составляет 842 Бк/кг, что соответствует 3-му классу радиоактивности строительных материалов, которые можно использовать в дорожном строительстве вне населенных пунктов (ГОСТ 30108).

По минеральному составу изучаемые отходы обогащения редкометаллических руд близки к вмещающим лувяритам и имеют мезократовый облик. Главными породообразующими минералами являются кали-натровые полевые шпаты, нефелин, амфибол (арфведсонит), меньше – пироксен (эгирин). Средние содержания этих минералов соответственно составляют 40.7, 21.7, 21.5, 13.5 мас. %. Пироксен и редкие рудные минералы – лопарит, эвдиалит характеризуются высокой невыдержанностью среднего содержания, о чем свидетельствуют коэффициенты вариации значений в диапазоне 0.50-1.25.

Результаты обработки данных полевых и лабораторных исследований обрабатывались математическими методами корреляционного и многопараметрического факторного анализа методом главных компонент (фа МГК) (табл. 2).

Таблица 1. Гранулометрический и минеральный составы, физико-химические свойства отходов обогащения редкометальных руд Карнасуртского рудника.

Table 1. Partical size distribution, mineral composition, physicochemical properties of the enriched Karnasurt deposit rare metal ores.

Статистические показатели	Физико-химические свойства				Гранулометрический состав, фракция, мм			
	Плотность, $\rho_{\text{ист}}$ и $\rho_{\text{ср}}$, г/см ³		Влажность, W, мас.%	рН порового раствора	1.0-0.5	0.50-0.25	0.25-0.10	0.10-0.05
	истинная	средняя						
Среднее	2.78	1.93	22	9.38	5.1	32.8	47.8	10.6
Доверительный интервал	2.76-2.80	1.87-1.99	17-27	9.18-9.58	4.1-6.1	29.0-36.6	45.2-50.4	8.3-13.3
Коэф. вариации	0.02	0.09	0.59	0.06	0.59	0.34	0.16	0.71²

Продолжение таблицы 1.										
Статистические показатели	Минеральный состав, мас.%						Содержание радионуклидов, Бк/кг			ААэф ⁴ , Бк/кг
	Fsp	Ne	Am	Px	Lop	Evd	Ra-226	Th-232	K-40	
Среднее	40.7	21.7	21,5	13.5	1.7	0.6	137	459	1200	842
Доверительный интервал	38.0-44.4	19.7-24.3	18.6-24.3	11.1-15.8	1.4-2.0	0.4-0.8	130-145	420-499	1171-1229	785-898
Коэф. вариации	0.21	0.32	0.39	0.50	0.59	1.25	0.15	0.25	0.07	0.20

Примечания. 1 – доверительный интервал среднего значения выборки, включающей 33 пробы, с надежностью $P=0.95$; 2 – жирным шрифтом выделены коэффициенты вариации K_{var} с абсолютными значениями > 0.50 ; 3 – минералы: Fsp – K-Na полевые шпаты; Ne – нефелин; Am – амфибол; Px – пироксен; Lop – лопарит; Evd – эвдиалит; 4 – $A_{\text{эф}}$ – общая эффективная удельная радиоактивность.

Корреляционный анализом установлено, что общими параметрами для данной многопараметрической системы являются рудные минералы – лопарит и эвдиалит. Породообразующие минералы взаимосвязаны со средней плотностью отходов обогащения.

В изучаемой геоэкологической системе по степени взаимосвязи выделяются следующие группы параметров: связанные и не связанные. Первая группа включает подгруппы А и Б.

Подгруппа А представлена показателями плотности – средней и истинной, содержанием средней фракции 0.25-0.50 мм ($\Sigma R_x = 352 = 382$). Подгруппа Б включает показатели содержания радионуклидов ²³²Th и ²²⁶Ra, содержания мелкой фракции 0.10-0.05 мм ($\Sigma R_x = 309-345$). То есть, показатели подгруппы А более взаимосвязаны, чем показатели подгруппы Б.

Группу слабо взаимосвязанных (независимых) параметров системы ($\Sigma R_x = 78 = 227$) включают показатели, которые распределяются по силе взаимосвязи в следующей последовательности от менее к более связанным: Evd < фр. 0.25-0.1 мм < Am < Fsp < Ne. То есть это группа наиболее распространенных и выдержанных по величине показателей минерального и зернового состава.

В изучаемой системе, при помощи фа МГК установлены четыре фактора.

Первый фактор включает практически все значимые нагрузки, за исключением нагрузки показателя содержания фракции 0.25-0.1 мм. Вклад его в общую дисперсию этой многопараметрической системы составляет 30.4 %, то есть почти её третьей части. Это – генеральный фактор. Он включает 6 нагрузок при факторах $\omega > 0.50$. По максимальным значениям ω первый фактор условно можно назвать средне-плотностной – «торий-радиационный». Признаковая структура важнейших его показателей имеет следующий вид:

$$1f(30.4) \ 71 \text{ Th}_{232}, \ 70 \text{ Аэф} / -81\rho_{\text{ср}}, -70 \text{ W} \quad (1)$$

Второй фактор – характерный. Вклад его в общую дисперсию составляет 19.9 %. Он включает 10 параметров с нагрузками при факторах $\omega > 0.50$.

Таблица 2. Результаты корреляционного и факторного анализа методом главных компонент геоэкологической системы Карнасуртского хранилища отходов обогащения редко металльных руд.
 Table 2. The results of the correlation and principal component analysis of the main components of the geocological system of the Karnasurt deposit enrichment wastes.

$\rho_{\text{ист}}$	$\rho_{\text{сп}}$	W	Коэффициенты корреляции, $R \times 100, \geq 25$										ΣR_x	Нагрузки при факторах, ω												
			фр. 0.50	фр. 0.25	фр. 0.10	Ra ₂₂₆	Th ₂₃₂	K ₄₀	A _{эф}	Fsp	Ne	Am		Px	Lop	Evd	1f	2f	3f	4f						
100	100	-43	58		-54	35	44	-47	43										58					56	25	0.33
	100	100	-46	39	33	-25	-36		-35	-44	39								-81	29				23		
			100	-30	-91	-27	-36	28	-35										-70	-47						
				100															35							
					100														119							
						100													509							
							100	-64	89										330							
								-45	99										345							
								100	-45										288							
									100										287							
										100									210							
											100								227							
												100							197							
													100						281							
														100					273							
															100				78							
												Вклад факторов, %				30.4	19.9	13.0	11.1							
												Максимальные значения нагрузок при факторах:				-81 $\rho_{\text{сп}}$,	-72 Ne,	74 фр.	49							
																71 Th ₂₃₂ ,	62 Px	0.5	Fsp.							
																70 Aэф,	59 Ra ₂₂₆ ,	-58 фр.	48 фр.							
																-70 W	56 фр.0.1	0.1	0.25							

Примечание: 1 – показатели: $\rho_{\text{ист}}$ и $\rho_{\text{сп}}$ – истинная и средняя плотность, W – водопоглощение, фракции (мм): 0.50-0.25, 0.25-0.10, 0.10-0.05; содержания радионуклидов (Бк/кг): Ra₂₂₆, Th₂₃₂, K₄₀; Aэф – общая удельная радиоактивность, минералы: Fsp – кали-натровые полевые шпаты, Ne – нефелин, Am – амфибол, Px – пироксен, Lop – лопарит, Evd – эвдиалит. 2 – жирным шрифтом выделены парные коэффициенты корреляции (R) и нагрузки при факторах (ω) с абсолютными значениями > 0.50 .

По максимальным значениям ω второй фактор условно можно назвать фактором «мезократовых нефелиновых сиенитов». Признаковая структура его важнейших показателей имеет следующий вид:

$$2f(19.9) 62 P_x, Ra_{226}, 56 \text{ фр. } 0.10-0.05 / -72 Ne, -53 K_{40}; \quad (2)$$

Третий фактор – локальный. Вклад его в общую дисперсию составляет 13.0 %. Он включает 3 параметра с нагрузками при факторах $\omega > 0.50$.

По максимальным значениям ω третий фактор условно можно назвать фактором «истинной плотности среднезернистой фракции 0.5-0.25 мм». Признаковая структура важнейших его показателей имеет следующий вид:

$$3f(13.0) 74 \text{ фр. } 0.5-0.25, 56 \rho_{\text{ист}}, / - 58 \text{ фр. } 0.10-0.05; \quad (3)$$

Четвертый фактор – второстепенный. Вклад его в общую дисперсию составляет 11.1 %. Он включает 2 параметра с нагрузками при факторах $\omega \approx 0.50$. Наличие нагрузок при факторах менее 0.50 свидетельствует о том, что этот фактор слабо выражен. По максимальным значениям ω второй фактор условно можно назвать фактором «мезократовых нефелиновых сиенитов». Признаковая структура важнейших его показателей имеет следующий вид:

$$4f(11.1) 49 F_{sp}, 48 \text{ фр. } 0.25-0.10; \quad (4)$$

Взаимные связи между параметрами изучаемой системы хорошо описываются в координатах генерального, «средне-плотностно-торий-радиационного» и характерного, «мезократового нефелинового сиенита». Об этом свидетельствует сумма вкладов этих факторов, составляющая более 50% от общей дисперсии системы. Удовлетворительно описывается система в координатах генерального и локального фактора «среднезернистой фракции 0.5-0.25 мм», так как сумма вкладов этих факторов составляет третью часть общей дисперсии.

Заключение

Представлена методика мониторинга экологически опасных горно-промышленных объектов на примере хранилища отходов обогащения редкоземельных руд Карнасуртского месторождения.

Комплексные исследования инженерно-геологических свойств и вещественного состава текущих хвостов обогащения ООО «Ловозерский ГОК» показали, что уже на стадии складирования отходов наблюдается дифференциация вещества по крупности, плотности, а, следовательно, формируется неоднородность вещественного состава и содержания ценных компонентов. Эти процессы будут усиливаться при хранении хвостов вследствие суффозии и гипергенных изменений минералов. С учетом того, что хвосты могут представлять интерес как техногенное месторождение РЗЭ, данные факты необходимо учитывать при разработке технологий его эксплуатации.

При помощи корреляционного и факторного анализа МГК определены основные показатели вещественного состава и структуры, влияющие на инженерно-геологические, физико-химические свойства отходов обогащения редкометалльного сырья. Установлен ториевый характер радиоактивности отходов. Это подтверждает результаты детальных геохимических исследований, проведенных на Ловозерском массиве (Ермолаева и др. 2007).

В Региональной лаборатории радиационного контроля ИХТРЭМС КНЦ РАН определены содержания радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K . Большинство проб отнесено к строительным материалам III класса, которые могут использоваться в дорожном строительстве вне населенных пунктов, в соответствии с нормативами ГОСТ 30108.

При переработке хвостов, как техногенного месторождения, флотацией с выделением лопаритового концентрата следует ожидать снижение удельной активности до нормируемых показателей для полевошпатового и нефелинового концентратов. Они могут найти применение как сырье в алюминиевой, керамической и стекольной отраслях промышленности, производстве строительных материалов и т.д.

Таким образом, проведенные исследования показали, что отходы обогащения редкометалльных руд, складированные в ревдинском хранилище – это мелкозернистый пылеватый песок, со средней плотностью 1.93 г/см³. Это ниже нормируемых значений 2-3 см³ для заполнителей тяжелых

бетонов (ГОСТ 8267). Потому необходимо добавление более крупной фракции. Состав материала – нефелин-эгириин-амфибол-полевошпатовый, включающий 1.7 и 0.6 мас. % рудных минералов – лопарита и эвдиалита. Характер радиоактивности – радий-ториевый, 3-й класс радиоактивности (общая эффективная активность 842 Бк/кг). Это согласуется с детальными минералогическими исследованиями на Ловозерском массиве нефелиновых сиенитов (Ермолаева и др., 2007).

Авторы выражают благодарность студентке 4 курса по специальности «экология и природопользование» АФ МГТУ Ахмедовой А.А. за определения инженерно-геологических характеристик техногенных грунтов и инженеру первой категории Лаборатории регионального радиационного контроля ИХТРЭМС ФИЦ КНЦ РАН Икконену П.В. за проведение радиационного анализа проб.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2018-0001.

Литература

1. ГОСТ 5180-2015. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. М.: Стандартинформ. 2016. 19 с.
2. ГОСТ 8267-93 Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ. Технические условия. М.: Стандартинформ. 2016. 10 с.
3. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ. 2019. 73 с.
4. ГОСТ 30108-94. Материалы и изделия строительные. Определение удельной эффективной активности естественных радионуклидов. М.: Стандартинформ. 2007. 14 с.
5. Доклад о состоянии и охране окружающей среды Мурманской области в 2017 году / МПР и экологии Мурманской области. Мурманск: ООО «Рекламное агенство XXI век». 2018. 165 с.
6. Ермолаева В.Н., Пеков И.В., Чуканов И.В., Задов А.Е. Ториевая минералогия в высокощелочных пегматитах и гидротермалитах Ловозерского массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. Ч. 136. № 1. 2007. С. 3–25.
7. Лашук В.В., Мельник Н.А., Суворова О.В., Лёвкин А.В., Мотина А.В. Особенности гранулометрического и минерального составов, инженерно-геологических и радиационно-гигиенических свойств лежалых хвостов вермикулитовой обогатительной фабрики ОАО «Ковдорслюда» // Научные основы химии и технологии переработки комплексного сырья и синтеза на его основе функциональных материалов. Сб. докл. Всерос. конф. с междунар. участием. Ч. 2. Апатиты: изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 163–167.
8. Лашук В.В., Суворова О.В., Макаров Д.В., Бокарева В.А. Исследование отходов обогащения руд горно-промышленного комплекса Мурманской области в качестве термохимического сырья для производства стекла и керамики // Труды VIII Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во К & М. 2011. С. 259–269.
9. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология: инженерная петрология. 2-е изд. доп. и перераб. Л.: Недра. 1984. 511 с.
10. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН, 2002. 359 с.
11. Lottermoser B.G. Recycling, reuse and rehabilitation of mine wastes // Elements. 2011. V. 7. N 6. P. 405–410.

Термальная история базального контакта в расслоенном интрузиве Фёдоровой тундры, Кольский регион, Россия

Грошев Н.Ю., Степенщиков Д.Г.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaygroshhev@gmail.com

Аннотация. В статье приведены результаты термального моделирования первой интрузивной фазы палеопротерозойского массива Фёдоровой тундры, базальная толща которого вмещает крупное месторождение элементов платиновой группы (ЭПГ). Базальная толща, сложенная такситовыми габброноритами, как считается, образовалась в результате дополнительного внедрения насыщенной сульфидами магмы и представляет собой вторую фазу интрузива. Отсутствие миграции обогащенной ЭПГ сульфидной жидкости из габброноритов в архейские породы фундамента свидетельствует о внедрении второй фазы в значительно остывший контакт первой фазы. Таким образом, минимальное время между этими интрузивными событиями может быть оценено по остыванию нижнего контакта первой фазы до температуры, способствующей возникновению миграции сульфидов (~400 °C). Моделирование с учётом среднего геотермического градиента (30 °C/км) показывает, что это время составляет 600-700 тыс. лет. Полученные результаты подтверждают формирование месторождения Фёдоровой тундры вне стратиграфической последовательности интрузива.

Ключевые слова: Фёдорово-Панский комплекс; месторождение Фёдорова тундра; сульфидное оруденение; элементы платиновой группы; контактовый тип; термальное моделирование.

Thermal history of the basal contact in the Fedorova Tundra layered intrusion, Kola Region, Russia

Groshev N.Yu., Stepenshchikov D.G.

Geological institute KSC RAS, Apatity, nikolaygroshhev@gmail.com

Abstract. The article presents the results of thermal modeling of the first intrusive phase of the Paleoproterozoic Fedorova Tundra massif, whose basal unit hosts a large deposit of platinum group elements (PGE). The basal unit composed of varied-textured gabbronorite is believed to be an additional injection of sulfide-saturated magma or to represent the second phase of the intrusion. The absence of migration of PGE-enriched sulfide liquid from gabbronorites into Archean rocks of the basement is evidence of an injection of the second phase into the significantly cooled basal contact of the first phase. This fact allows us to estimate the minimum time elapsed between these two igneous events. Assuming an average geothermal gradient (30 °C/km) and a basement temperature of ~400°C due to preheating, the modeling shows that this time is 600-700 thousand years. The results confirm that the Fedorova Tundra deposit was formed out-of-sequence in the intrusion.

Key words: Fedorova-Pana Complex; Fedorova Tundra deposit; sulfide mineralization; platinum group elements; contact-style; thermal modeling.

Введение

Критическим фактором формирования контактовых малосульфидных руд элементов платиновой группы (ЭПГ) в расслоенном мафит-ультрамафитовом массиве является предварительный нагрев вмещающих пород за счёт предшествующей формированию интрузива магматической активности (Karykowski et al., 2018). Прогрев рамы до 400 °C за счёт внедрения, например, серии даек или силлов, предвещающих главную интрузию, создаёт условия для эффективного накопления сульфидных капель вблизи дна магматической камеры, а также для просачивания этих капель в частично расплавленные породы фундамента. На Фенноскандинавском щите примерами интрузий, где этот фактор играл решающую роль, являются расслоенные комплексы Портимо и Мончегорский (Pijina, 1994; Karykowski et al., 2018).

По существующим представлениям первая интрузивная фаза массива Фёдоровой тундры (центральная часть Кольского полуострова) выступает в качестве возможного источника предварительного нагрева для на порядок меньшей по объёму базальной толщи (рис. 1, а) или второй интрузивной фазы, содержащей контактовое ЭПГ-оруденение (Schissel et al., 2002; Groshev et al., 2009).

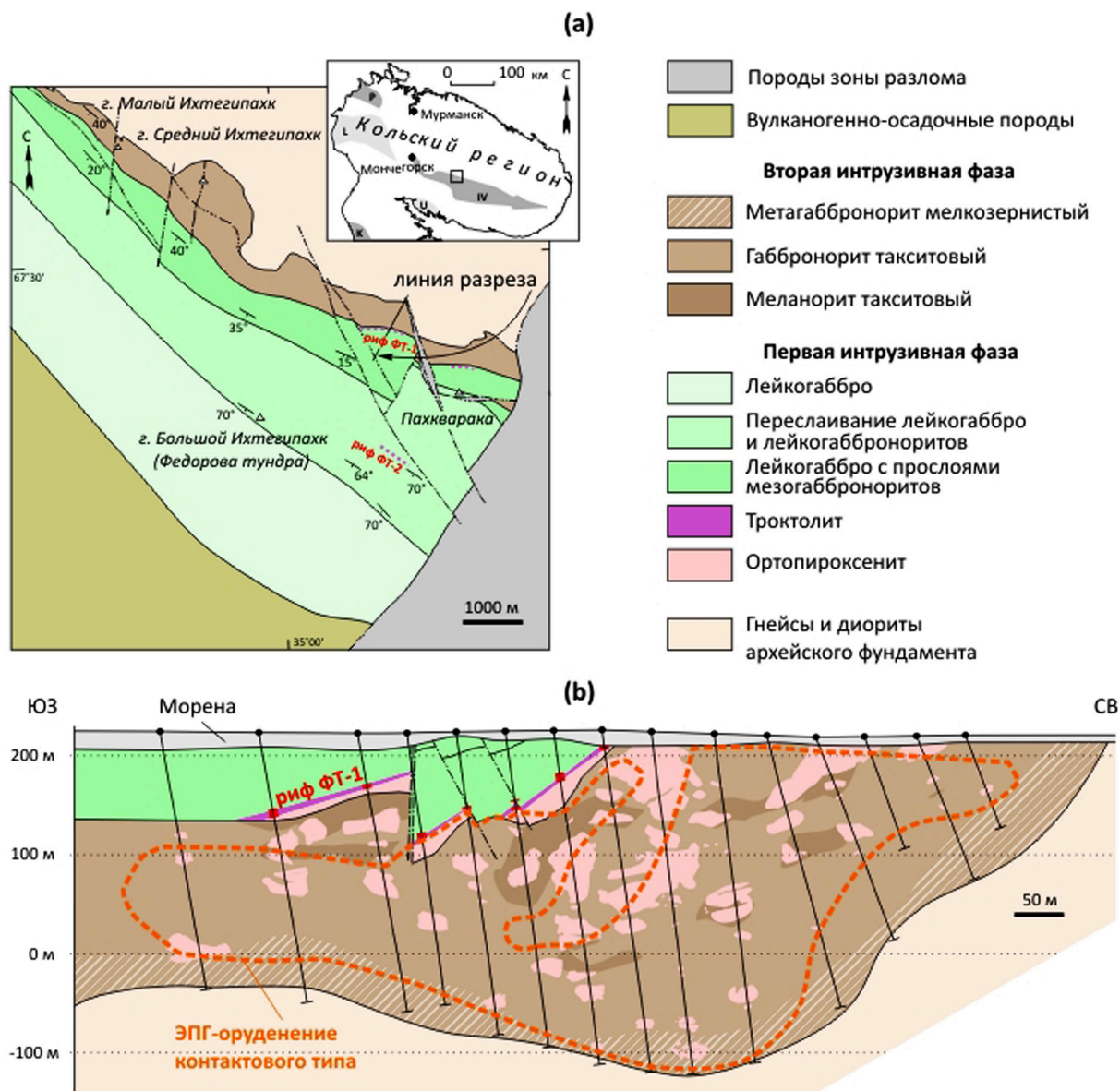


Рис. 1. Упрощённая геологическая карта интрузива Фёдоровой тундры (а) и схематичный геологический разрез месторождения (б). Фиолетовые пунктирные линии обозначают положение платинометалльных рифов ФТ-1 и ФТ-2 на карте; красные прямоугольники указывают на минерализованные интервалы рифа ФТ-1 в скважинах. Протерозойские структуры преимущественно архейского Кольского региона (врезка): палеорифты Имандра-Варзуга (IV), Куоляярви (К) и Печенга (P); гранулитовые пояса Лапландский (L) и Умбинский (U). С изменениями по (Грошев, Савченко, 2011).

Fig. 1. Simplified geologic map of the Fedorova Tundra intrusion (a) and schematic geologic cross section through the deposit (b). Purple dotted lines show a position of PGE reefs (FT-1 and FT-2) on the map; red rectangles on the cross section indicate mineralized intervals of the FT-1 Reef. Proterozoic structures of the predominantly Archean Kola Region (inset): Imandra-Varzuga (IV), Kuolajarvi (K), and Pechenga (P) paleorift structures; Lapland (L) and Umba (U) granulite belts. Modified after (Groshev, Savchenko, 2011).

В случае значительного теплового влияния первой фазы в строении рудной зоны должны быть проявлены процессы миграции сульфидной жидкости, однако признаков этих процессов в рудоносной толще не наблюдается. Такситовые габбронориты базальной толщи на всей её мощности до 300 м содержат неравномерную вкрапленность сульфидов (2-5 об. %). Равномерно-вкрапленные сульфиды (20-30 об. %) встречаются незакономерно и крайне редко, массивные сульфидные руды практически отсутствуют; оруденение полностью локализовано в пределах интрузии – просачивания суль-

фидной жидкости в породы фундамента не отмечается (рис. 1, b). Следовательно, внедрение второй интрузивной фазы произошло, по-видимому, после значительного остывания пород первой фазы массива. Целью настоящего исследования является оценка временного разрыва между интрузивными фазами массива Фёдоровой тундры с помощью математического моделирования и обсуждение результатов в контексте длительности кристаллизации расслоенных интрузий и формирования ЭПГ-оруденения контактового типа.

Результаты термального моделирования

Остывание первой интрузивной фазы массива Фёдоровой тундры может быть промоделировано теплообменом пластовой магматической толщи с температурой 1200 °С, внедрившейся в архейский фундамент на глубине 5 км (Дубровский, Рундквист, 2008). Мощность пластового тела составляет 4 км (Грошев, 2011). Дискретизация одномерного уравнения теплопроводности даёт рекуррентную формулу:

$$T_i^{n+1} = T_i^n + k\Delta t \left(\frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{(\Delta x)^2} \right),$$

где k обозначает теплопроводность ($k = 2 \times 10^{-6} \text{ м}^2\text{с}^{-1}$), а T_i^n – температуру на глубине $i \times \Delta x$ м через $n \times \Delta t$ лет. Подробный вывод уравнения приведён в (Karykowski et al., 2018). Для устранения граничных эффектов глубина моделирования была увеличена до 20 км.

Таблица 1. Результаты термального моделирования первой интрузивной фазы массива Фёдоровой тундры.

Table 1. Thermal modeling results for the first intrusive phase of the Fedorova Tundra massif.

Время после внедрения, t (лет)	Температура, T (°C)	
	на глубине 5 км	на глубине 9 км
1	839	880
10	732	787
100	692	753
1000	677	744
10000	663	750
100000	517	635
200000	415	551
300000	350	500
400000	306	462
500000	276	431
600000	254	407
700000	236	386
800000	223	369
900000	211	355
1000000	202	342

Моделирование показывает (рис. 2, а; табл. 1), что внедрение первой интрузивной фазы приведёт к значительному прогреву подстилающих пород, которые через 25 тыс. лет будут на 250 м вниз от базального контакта прогреты выше температуры частичного плавления фундамента (700 °С). В случае, если первая интрузивная фаза содержала бы кумулусные сульфиды, они должны были бы осадиться вблизи дна камеры, формируя в различной степени обогащенные прослои, и просачиваться в архейские диориты и гнейсы. Поскольку миграции сульфидной жидкости не наблюдается (рис. 1, b), магма первой фазы при внедрении, по-видимому, не была в целом насыщена сульфида-

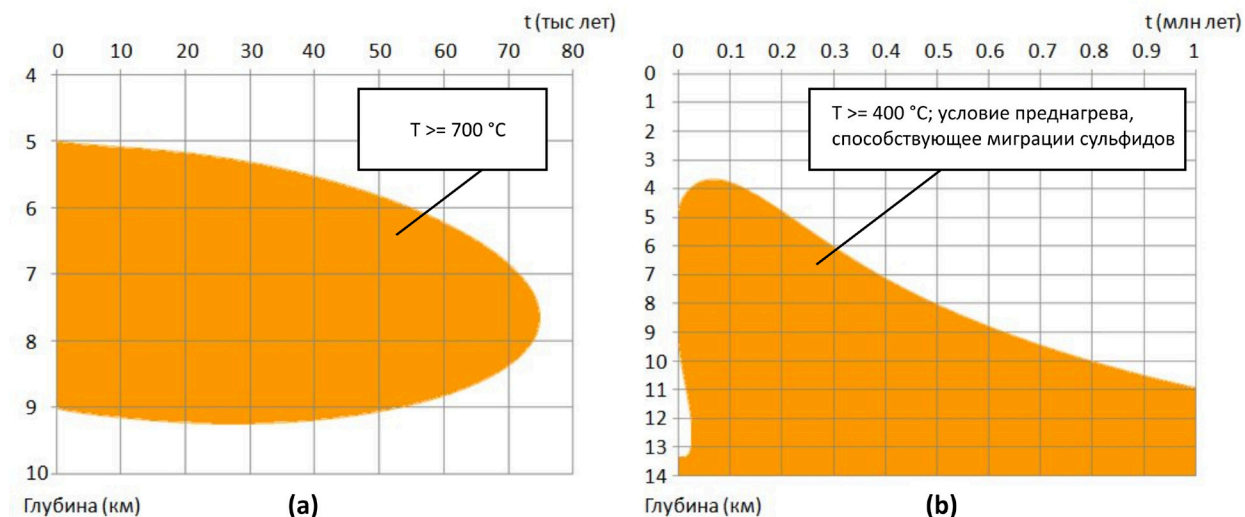


Рис. 2. Графики время-глубина, показывающие температурные области свыше 700°C (a) и свыше 400°C (b) после внедрения первой интрузивной фазы массива Фёдоровой тундры.

Fig. 2. Time-depth graphs showing temperature intervals over 700°C (a) and over 400°C (b) after the intrusion of the first phase of the Fedorova Tundra massif.

ми. В свою очередь, базальная толща такситовых габброноритов, очевидно, принадлежит к последующему магматическому эпизоду, произошедшему после снижения температуры в нижнем контакте первой фазы до 400°C . Как видно из рисунка 2, b и таблицы 1, минимальное время, разделяющее интрузивные фазы, при данных граничных условиях составляет 600-700 тыс. лет.

Обсуждение результатов

Термальное моделирование на примере массива Федоровой тундры показывает, что длительность кристаллизации мафит-ультрамафитового интрузива в условиях открытой системы составляет как минимум сотни тысяч лет (рис. 2, b). Вместе с тем, последние данные систематического изотопного датирования расслоенных интрузий, образованных в открытых системах, показывают, что длительность их кристаллизации составляет 1-3 млн. лет при ошибке отдельных определений возраста до 0.26 млн. лет по модулю (Zeh et al., 2015; Scoates, Wall, 2015; Wall et al., 2018). Стоит отметить, что существующая изотопно-геохронологическая оценка длительности кристаллизации массива Федоровой тундры в 40 млн. лет (Groshev et al., 2009), очевидно, является сильно завышенной из-за вероятного включения вторичного циркона в расчет U-Pb возраста (Groshev, Karykowski, 2018). Таким образом, уточнение возраста интрузивных фаз этого массива является одной из наиболее интересных нерешенных задач в петрологии расслоенных массивов Фенноскандинавского щита.

Наличие или отсутствие миграции сульфидной жидкости из базальных рудных зон в породы фундамента является важным генетическим признаком для контактовых месторождений ЭПГ, раскрывающим их термальную историю. Кроме массива Федоровой тундры, это может быть продемонстрировано с помощью термального моделирования массива Нюд-Поаз (Мончегорский комплекс), имеющего две рудоносные интрузивные фазы, каждая из которых содержит вкрапленные сульфиды, мигрирующие за пределы интрузии в фундамент (Karykowski et al., 2018; Грошев, Припачкин, 2018). Вторая интрузивная фаза (массив Габбро-10), расположенная вдоль базального контакта массива Нюд-Поаз, содержит ЭПГ-оруденение, которое просачивается в архейский фундамент на расстояние до 30 м. Следовательно, дополнительная инъекция насыщенной сульфидами магмы произошла во время, когда базальный контакт массива Нюд-Поаз (первой фазы) все еще имел высокую температуру. Временной разрыв между этими фазами, согласно термальному моделированию, составляет не более 150 тысяч лет. Точность изотопного датирования в настоящий момент не позволяет установить такое небольшое временное различие (Scoates, Wall, 2015). Это так-

же видно по результатам изотопного датирования массива Габбро-10, возраст которого совпадает с возрастом массива Нюд-Поаз в пределах погрешности (Groshev et al., 2018).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Литература

1. Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э. Риф Невидимый – новый уровень малосульфидной платинометальной минерализации в массиве Фёдоровой тундры (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 15–26.
2. Грошев Н.Ю. Федоровотундровский массив Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (Кольский полуостров) – новые петрохимические и геохимические данные // Вестник КНЦ. 2011. № 1. С. 17–29.
3. Грошев Н.Ю., Припачкин П.В. К вопросу о геологической позиции и платиноносности массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 4–13.
4. Дубровский М.И., Рундквист Т.В. Петрология раннепротерозойского платиноносного массива Фёдоровых тундр (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2008. Т. 137. № 4. С. 20–33.
5. Groshev N.Y., Nitkina E.A., Mitrofanov F.P. Two-phase mechanism of the formation of platinum-metal basites of the Fedorova Tundra intrusion on the Kola Peninsula: New data on geology and isotope geochronology // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 427. № 2. P. 1012–1016.
6. Groshev N.Yu., Pripachkin P.V., Karykowski B.T., Malygina A.V., Rodionov N.V. and Belyatsky B.V. Genesis of a Magnetite Layer in the Gabbro-10 Intrusion, Monchegorsk Complex, Kola Region: U–Pb SHRIMP-II Dating of Metadiorites // *Geology of Ore Deposits*. 2018. V. 60. N. 6. P. 486–496.
7. Groshev N. Y., Karykowski B. T. The Main Anorthosite Layer of the West-Pana Intrusion, Kola Region: Geology and U–Pb Age Dating // *Minerals*. 2019. V. 9. №. 2. P. 71.
8. Iljina M. The Portimo layered igneous complex: with emphasis on diverse sulphide and platinum-group element deposits. Ouluensis Universitas, 1994.
9. Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE–Ni–Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Economic Geology*. 2018. 113(4). P. 911–935. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4576
10. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal platinum-group element mineralization in the Federov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Economic geology*. 2002. 97(8). P. 1657–1677.
11. Scoates J.S., Wall C.J. Geochronology of layered intrusions / *Layered intrusions*. Springer, Dordrecht, 2015. P. 3–74.
12. Wall C. J., Scoates J. S., Weis D., Friedman R. M., Amini M., Meurer W. P. The Stillwater Complex: integrating zircon geochronological and geochemical constraints on the age, emplacement history and crystallization of a large, open-system layered intrusion // *Journal of Petrology*. 2018. 59(1). P. 153–190.
13. Zeh A., Ovtcharova M., Wilson A. H., Schaltegger U. The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years—results of zirconology, and geotectonic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. 418. P. 103–114.

Оборудованные экологические тропы Мурманской области как ресурс для развития экотуризма

Грушенко Э.Б.

Институт экономических проблем им. Г.П. Лузина ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, grushenko.eduard@mail.ru

Аннотация. В статье дается обзор наиболее обустроенных и известных экологических троп на территории Мурманской области как ресурса для устойчивого развития экотуризма с целью охраны природы и экологического просвещения населения. На Кольском Севере основной акцент сделан на создании и обустройстве экологических троп и пешеходных маршрутов на особо охраняемых природных территориях (природных заповедников, ботанических садов и заказников) и туристско-рекреационных территориях населенных пунктов с пригородной зоной отдыха.

Ключевые слова: экологическая тропа, Мурманская область, экологический туризм, информационные стенды, заповедник, пешеходный маршрут, туристы, природа.

Equipped ecological trails of the Murmansk region as a resource for the development of ecotourism

Grushenko E.B.

Institute of Economic Problems. G.P. Luzin FIZ KSC RAS, Apatity, grushenko.eduard@mail.ru

Abstract. The article provides an overview of the most well-established and well-known ecological trails on the territory of the Murmansk region as a resource for the sustainable development of ecotourism in order to protect nature and environmental education of the population. In the Kola North, the main emphasis is placed on the creation and arrangement of ecological paths and pedestrian routes in specially protected natural areas (natural reserves, botanical gardens and reserves) and tourist and recreational areas of settlements with a suburban recreation area.

Key words: ecological path, Murmansk region, ecological tourism, information stands, nature reserve, walking route, tourists, nature.

Приоритетным видом туризма в Мурманской области признан экологический туризм. Экотуризм целесообразно развивать на особо охраняемых природных территориях (ООПТ) с целью регулирования и учета потока туристов.

В последнее время все чаще употребляется термин «экологическая тропа», «экотропа». Основная идея экотропы, прежде всего, состоит в экологическом обучении и воспитании тех, кто посещает охраняемые природные территории, в охране природы, а также в регуляции потока посетителей в относительно безопасные для природы направления (Чижова, 2011).

Традиционно экотропы прокладываются в рекреационных зонах национальных и природных парков, заповедников, заказников, а также и на неохраняемых территориях: в городских лесопарках, в пригородной зоне отдыха и т. д. Для создания системы экотроп необходимо соблюдать три главных критерия: привлекательность, доступность, информативность (Чижова, 1997).

Создание экологических троп выступает одним из главных компонентов экотуризма на ООПТ. Экотропы играют важную роль для регулирования допустимых нагрузок на охраняемые природные территории.

Чиновникам Минприроды необходимо разработать стандарт обустройства экологической тропы (маршрута) в ООПТ – что на нём должно быть (указатели, мостики, ограждение опасных мест, места привалов и ночлегов с туалетами, кострищем, навесами, мусоросборниками и др.). На полностью обустроенном маршруте, соответствующем стандарту, можно было бы устанавливать плату за посещение.

В Мурманской области в настоящее время обустроено в разных уголках региона 16 экологических троп. Девять из них проложены на ООПТ, больше всего (5 троп) – в Лапландском заповеднике. Три экотропы созданы на территории населенных пунктов.

В Мурманске в 2018 г. был открыт первый экологический образовательный пешеходный маршрут вокруг Семеновского озера протяженностью 5 км. Для экологического просвещения активисты установили по пути экотропы знаки и стенды с информацией о местных природно-ландшафтных достопримечательностях и о необходимости бережного отношения к природе. В районе Семеновского озера можно увидеть сразу несколько природных зон: тундру, лесотундру, болота.

В одном из самых труднодоступных для туристов заповедников России, расположенном целиком в приграничной зоне, – природном заповеднике «Пасвик», обустроен пешеходный экскурсионный маршрут. Экологическая тропа ведет на остров Валаама к дому – музею норвежского орнитолога Ханса Сконнинга. С помощью волонтеров Кольской ГМК реконструирован дом-музей, была обустроена экотропа с возведением смотровой орнитологической вышки. «Пасвик» – это настоящий природный музей под открытым небом, здесь сохранились самые северные коренные сосновые леса в Европе. В перспективе возможно реализовать идею появления международной экологической тропы, проходящей по территории трех стран трансграничной территории Европарка «Пасвик-Инари» (Сайт заповедника «Пасвик», 2018).

Экологическая тропа в окрестностях арктического поморского села Териберка была организована во время фестиваля «Териберка. Новая жизнь» и ведет на птичий базар на берегу Баренцева моря. Тропа знакомит с уникальной экосистемой арктической тундры. Необходимо дальнейшее обустройство экотропы с упорядочением расстановки информационных стендов, установленных на маршруте довольно бессистемно и наложением деревянных настилов через болотистую местность. К началу пешеходного маршрута должны быть установлены указатели в жилой части Териберки, так как найти тропу самостоятельно, которая начинается в нескольких километрах к северо-востоку от поселка, в настоящее время довольно проблематично.

Самые известные обустроенные экологические тропы Кольского Севера проложены в Лапландском заповеднике. В заповеднике за последние два года стало больше пешеходных маршрутов, на которых ведутся эколого-просветительские экскурсии. Появились новые объекты показа: визит-центр, туристско-информационный центр (ТИЦ) и терем Деда Мороза.

Среди наиболее востребованных маршрутов – экотропа к старой усадьбе вдоль озера, тропа на гору Ельнюн, познавательная тропа «Лесная почемучка», пешеходный маршрут на смотровую площадку над ручьем Ельвяруай. Новая тропа, оборудованная в 2017 г., протяженностью 3.5 км, проложена по берегу Чунозера и ведет к месту, где в 1930-м располагался первый кордон Лапландского заповедника, где начиналась его история. На тропе проложены деревянные настилы, оборудованы подъемы и спуски, места для отдыха и обзорные площадки, установлены информационные стенды и биотуалеты. Важно, что экотропа стала доступней и для малоподвижных людей с ограниченными возможностями здоровья. По дороге путешественники получают информацию об особенностях северной природы, смене растительных поясов, повадках животных.

Компания «Норникель» активно участвовала в создании экотроп по двум направлениям: корпоративное волонтерство и программе «Мир новых возможностей». Кольская ГМК выделила около 5 млн. рублей выигранного гранта на создание пешеходных маршрутов. Ключевым мероприятием экомарафона стал экологический слёт, когда волонтеры помогли оборудовать смотровую площадку и установили 20 информационных щитов вдоль экотроп. Основной целью проекта является экологическое воспитание, повышение культуры отношения к природе (Калинина, 2017).

Инновационный проект «Познавательная тропа «Лесная почемучка» – часть этой программы: на интерактивном маршруте появились скульптуры животных, птиц, малые архитектурные формы и информационные щиты. В дальнейшем будут установлены еще несколько скульптур, запланировано освещение тропы, в процессе завершения – создание Лаборатории Бабы-яги и Колодца знаний.

Экологическая тропа «Нижняя Чуна – Чунозерская усадьба» длиной 5 км начинается от кордона ТИЦ Нижняя Чуна (официальный въезд в заповедник) на Федеральной трассе «Кола» (1221 км) и ведет к Чунозерской усадьбе заповедника, где можно посетить два исторических музея, визит-центр. По маршруту маркированной тропы можно посетить саамский погост «Сийт», дендрарий,

стоянки для отдыха, смотровые площадки, место для наблюдения за птицами «Глухариную горку» (Сайт Лапландского природного заповедника, 2018).

Восхождение на гору Ельнюн-II высотой 590 м. Данный маршрут протяженностью около 3 км был заложен еще в 30-е годы прошлого века и летом пользуется большой популярностью. Для удобства посетителей в зимнее время заповедник закупил специальное снаряжение – снегоступы. Данный маршрут интересен тем, что при подъеме на гору можно наглядно наблюдать высотную смену растительных поясов – тайгу, лесотундру и тундру. С вершины горы открывается панорамный вид на Чунозеро.

Сейчас территорию Лапландского заповедника посещает зимой и летом около 5 тыс. туристов в год, и заповедник продолжит работу по расширению и улучшению инфраструктуры. В 2019 г. планируется увеличить протяженность оборудованных троп и открыть новую выставочную экспозицию, посвященную саамам (Журналисты протестировали новый экомаршрут в Лапландском заповеднике, 2018).

В перспективе – создание кольцевого маршрута от Старой усадьбы заповедника с подъемом на гору Ельнюн I, переходом на гору Ельнюн II и спуском к Чунозерской усадьбе (отправной точке). Протяженность маршрута составит 14 км. Кроме того, планируется строительство нового Терема Деда Мороза, а на южной границе заповедника со временем будут построены лесные домики для проживания туристов (Сайт Лапландского природного заповедника, 2018).

В одном из самых северных в мире ботанических садов, Полярно-Альпийском ботаническом саду, созданы две экологические тропы для знакомства не только с местной флорой, но и с растительностью. Старейшая экологическая тропа Кольского полуострова проложена в середине 1930-х годов и была названа «Тропой географов». Этот познавательный пешеходный маршрут расположен на северо-восточном склоне горы Вудъяврчорр, давая возможность познакомить экскурсантов с представителями трех высотных поясов растительности Хибинских гор.

Экологическая тропа, которая поднимается практически на вершину горы Вудъяврчорр, проходит от смешанного таежного леса через березовое криволесье до гольцовых арктических пустынь на плоской вершине, откуда можно видеть прекрасные панорамы Хибин. А по пути экскурсанты знакомятся с уникальными растениями Кольского Севера.

Вторая экологическая тропа заложена на предгорной равнине в окрестностях г. Апатиты, на территории опытного участка ПАБСИ. Гордость апатитской площадки, что на подъезде к городу, на берегу Имандры, – дендрологическая коллекция северных и высокогорных видов, выполненная по географическому принципу и дополненная травянистыми растениями из тех же географических регионов. Пройдя по этому маршруту, экскурсанты знакомятся с растительностью Сибири, Северной Европы, Камчатки, гор Азии, Северной Америки, с редкими и охраняемыми видами из Красной книги России. Экологическая тропа начинает свой маршрут в сосновом лесу, проходит через дендрарий, потом по другим коллекциям древесных растений, а заканчивается на Щучьем озере, чьи окрестности богаты птицами, в том числе редкими для Кольского края (Кабыш, 2018). Сотрудникам ботанического сада требуется помощь добровольцев и волонтеров для традиционной подготовки экологических троп (обустройство, расчистка) к летнему туристическому сезону.

В заказнике «Сейдъявр» в 2016 г. волонтерами из разных регионов России была проложена двухкилометровая экологическая тропа в районе Сейдозера с туристическо-информационной навигацией и местами для отдыха, а в 2017 г. здесь была оборудована экотропа для людей с ограниченными возможностями здоровья. В этом труднодоступном районе Ловозерских тундр проходит популярный среди самодеятельных путешественников пешеходный туристический маршрут.

Любители пешего туризма в Кандалакшском районе могут выбрать четыре разноплановые экотропы: две эколого-краеведческие тропы – «Кандалакшский берег» и «Колвица», горная тропа на вершину горы Волостная и городская тропа здоровья. Трехкилометровый пешеходный маршрут «Кандалакшский берег», популярен среди местных жителей и туристов. Тропу обустроили в 2012 г., оборудовали указателями и табличками с описанием достопримечательностей. Начинается маршрут на Монастырском Наволоке в черте города, проходит вдоль Кандалакшского залива по

верхней тропе скалы Барыня и заканчивается в живописной губе Питкуль. Здесь на полуострове сохранился памятник археологии – каменный лабиринт.

В селе Колвица (28 км от г. Кандалакша) для туристов оборудована экотропа к Колвицким водопадам протяженностью 2 км. Начало тропа берет от моста, далее идет по сосновому бору вдоль левого берега реки Колвица до водопада «Черный падуно». На тропе таблички с информацией о природных объектах, на склонах оборудованы ступеньки. Тропа до сих пор дополняется новыми интересными объектами. В последнее время здесь была построена Никольская часовня, установлен Памятный камень с выбитой на нем историей с. Колвица, а на лесной тропе появился Лебедь-камень.

На горе Волосяной находится древнее капище, представляющее собой самое большое скопление священных камней саамов Сейда в Кандалакшском районе – более 200. Тропа начинается от сноупарка, что в 3-х км от города имеет протяженность почти 5 км, проходит по склону горы Волосяной до самой ее вершины, откуда открывается панорама на залив, город и окрестности. Высота горы – 475 м над уровнем моря. На середине маршрута в 2018 г. построен инновационный туристический приют – ДубльДом со всеми удобствами и панорамным окном. Тропу также используют в качестве трассы для скоростного спуска на горных велосипедах. Велосипедисты оборудовали маршрут деревянными мостками и трамплинами.

Городская «Тропа здоровья» начинается от навесного моста у гостиницы «Сполохи», проходит через сосновый лес по левому берегу реки Нива вверх по течению. Представляет собой пешеходную дорожку – терренкур, оборудованную местами для отдыха – скамейками и беседками. На тропе установлены информационные щиты и указатели, деревянные скульптуры и спортивные площадки. Изюминка тропы – белки, которых часто можно встретить здесь (Официальный сайт администрации Кандалакшского района, 2018)

В Терском районе в 2014 г. был реализован проект обустройства эколого-краеведческой тропы «Старинная поморская деревня Умба» протяженностью в 5.5 км. Проект стал победителем всероссийского конкурса проектов «Культурная мозаика малых городов и сел» фонда Тимченко в номинации «Пространство Жизни» и получил грант на реализацию идеи. Тропа начинается у моста через р. Умба, далее тропа проходит через историческую часть поморского поселка Умба (Старая Умба) вдоль правого берега реки к месту впадения ее в Белое море. По всему пешеходному маршруту местными волонтерами и юными экологами были установлены информационные щиты об истории поморского поселения, традиционных промыслах, флоре и фауне Терского берега. Также были оборудованы стоянки для отдыха туристов со смотровой площадкой. По тропе ежегодно проходит от 3 до 4 тыс. туристов (Эколого-краеведческая тропа «Старинная деревня Умба» откроется на юге Заполярья, 2014).

В Терском районе также планируют обустроить пешеходный маршрут к петроглифам на островах озера Канозеро. Уникальному археологическому комплексу планируется присвоить статус объекта всемирного наследия Юнеско, Канозерские петроглифы находятся в одном из самых труднодоступных мест Кольского Севера, попасть к ним сейчас можно только на лодке или везеде. Музейный проект музея под открытым небом «Петроглифы Канозера» - «Пешком в каменный век» стал победителем грантового конкурса «Музеи Русского Севера». Полученные средства пойдут на поиск инвестора и на обустройство экологической тропы протяженностью 18-20 км от автодороги Умба-Кандалакша до кордона на западном берегу Канозера. Через болотистый участок длиной 5 км будут проложены деревянные настилы и мосты. Тропа будет доступна и для велотуристов, планируется установить на маршруте информационные щиты, указатели и места для отдыха (Сайт музея наскального искусства «Петроглифы Канозера, 2018).

В ближайшее время будут оборудованы пешеходные туристические маршруты в созданных ООПТ: в национальном парке «Хибины», природном парке на полуостровах Средний и Рыбачий. Будет увеличиваться количество информационных стендов, аншлагов, костровищ, мест для уборки мусора с целью комфортного пребывания туристов на ООПТ.

Инновационным направлением в развитии экологического туризма на Кольском Севере может стать организация национальной пешеходной тропы. Национальные тропы – маршруты массо-

вого пешеходного туризма, получившие большую популярность во всем мире, кроме России. Можно предложить организовать такую тропу на территории Хибин и Ловозерских тундр. Национальная пешеходная тропа должна быть протяженной, обустроенной, общедоступной для всех слоев населения и бесплатной для посещения. Тропу должны проложить опытные туристы и волонтеры по грунтовым дорожкам с заходом в наиболее красивые и интересные места региона.

Литература

1. Журналисты протестировали новый экомаршрут в Лапландском заповеднике [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.murman.ru/news/2018/12/26/0749> (дата обращения: 15.11.2018).
2. Кабыш З. В Радость и на пользу // Мурманский Вестник. 2018. 1 июня. С. 5.
3. Калинина Л. В Лапландском заповеднике открыта новая экологическая тропа [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://kn51.ru/news/society/ecology/2017/10/02/v-laplandskom-zapovednike-otkryta-novaya-ekologicheskaya-tropa.html> (дата обращения: 15.11.2018).
4. Официальный сайт администрации Кандалакшского района. Туризм. Туристские тропы. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.kandalaksha-admin.ru/index.php/index.php?option=com_content&view=article&id=9223#p04 (дата обращения: 12.11.2018).
5. Сайт заповедника «Пасвик» [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.pasvik51.ru/index.php/ru/> (дата обращения: 12.11.2018).
6. Сайт Лапландского природного заповедника [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.laplandzar.ru/> (дата обращения: 22.11.2018).
7. Сайт музея наскального искусства «Петроглицы Канозера» [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://kanozero.murm.muzkult.ru/> (дата обращения: 16.11.2018).
8. Чижова, В.П. Рекреационные ландшафты: устойчивость, нормирование, управление / В.П. Чижова. Смоленск: Ойкумена. 2011. 176 с.
9. Чижова, В.П. Школа природы. Экологическое образование в охраняемых природных территориях. М.: Эколого-просветительский центр «Заповедники» – WWF. 1997. 128 с.
10. Эколого-краеведческая тропа «Старинная деревня Умба» откроется на юге Заполярья // Мурманский вестник. 2014. 13 октября.

Спутниковый мониторинг и сейсмическая активность Балтийского щита

Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, guseva@ifz.ru, ik@ifz.ru, rosenna@ifz.ru, annmok@ifz.ru

Аннотация. Анализируются результаты, полученные по наблюдениям ГНСС (глобальные навигационные спутниковые системы GPS/ГЛОНАСС) в ходе изучения современной внутриплитовой геодинамики Балтийского щита за период 2006-2018 гг. Данные повторных ГНСС измерений подтвердили, что сводобразное поднятие, приуроченное к Балтийскому щиту, продолжается со скоростью до 10.4 мм/год. В пределах российской части скорость поднятия достигает 6 мм/год. Горизонтальные смещения пунктов ГНСС, вычисленные в координатной системе ITRF, имеют северо-восточное направление и среднюю скорость (по аппроксимированным данным за 2006-2018 гг.) от 19.9 мм/год на севере до 23.9 мм/год на юге. Деформационное поле региона неравномерно, протяженные зоны сжатия и растяжения сменяют друг друга, со значениями от $(-8) \times 10^{-9}$ до 16×10^{-9} . По данным каталога землетрясений за период 2000-2018 гг. рассчитана суммарная сейсмическая энергия (E_s), выделившаяся в результате местных тектонических землетрясений. Распределение сейсмической энергии в пределах рассматриваемой области достаточно неоднородно. На западе наблюдается область меридиональной направленности, характеризующаяся сейсмической активностью E_s , достигающей 10^{11} Дж/10 000 км², приуроченная к зоне растяжения с деформациями до 8×10^{-9} в год. В Ладожско-Онежском районе зона сейсмической активности с E_s порядка 10^7 Дж/10 000 км² вытянута с юго-запада на северо-восток и приурочена к переходному участку сжатия и растяжения. Сопоставление скоростей перемещений, деформаций и сейсмичности определяет количественные характеристики современной геодинамики исследуемого региона.

Ключевые слова: ГНСС, спутниковые измерения, сейсмичность, движения, деформации, мониторинг, Балтийский щит.

Satellite monitoring and seismic activity of the Baltic Shield

Guseva T.V., Krupennikova I.S., Mokrova A.N., Rozenberg N.K.

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, guseva@ifz.ru, ik@ifz.ru, rosenna@ifz.ru, annmok@ifz.ru

Abstract. Data obtained from GNSS observations (global navigation satellite system GPS/GLONASS) in the study of the modern intraplate geodynamics of the Baltic Shield in 2006-2018 are analyzed. Repeated GNSS measurements confirmed that dome-shaped lifting, confined to the Baltic Shield, continues with a velocity 10.4 mm/year. In the Russian territory the rate of uplifting reaches 6 mm/year. Horizontal displacements of GNSS stations in the ITRF have the north-eastern direction and average velocities (according to approximated data for 2006-2018) from 19.9 mm/year in the north to 23.9 mm/year in the south. The deformation field of the region is non-homogeneous, the extended compression and extension zones follow each other, with values from $(-8) \times 10^{-9}$ to 16×10^{-9} . According to the earthquake catalogue for 2000-2018, the total seismic energy (E_s) released in result of local tectonic earthquakes was calculated. The distribution of seismic energy within the considered area is rather heterogeneous. In the western part, there is a region of meridional orientation, characterized by seismic activity with E_s to 10^{11} J/10 000 km², confined to the extension zone with deformations up to 8×10^{-9} per year. In the Ladoga-Onega region, the seismic activity zone with E_s about 10^7 J/10 000 km² is extended from the south-west to the north-east and is confined to the transition area of compression and extension. The comparison of the displacements velocities, deformations and seismicity determines the quantitative characteristics of the modern geodynamics of the studied region.

Key words: GNSS, satellite measurements, seismicity, movements, deformations, monitoring, Baltic shield.

Введение

Представленное исследование является продолжением работ по изучению современной геодинамики северо-запада России и прилегающих территорий на основе данных, полученных с помощью ГНСС технологий (глобальных навигационных спутниковых систем GPS/ГЛОНАСС), нача-

тых сотрудниками ИФЗ РАН в рамках международного сотрудничества с зарубежными специалистами (Прилепин и др., 2002; Галаганов и др., 2016).

Исследуемая территория включает Балтийский щит, являющийся выступом докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), и характеризуется слабой сейсмической активностью. Предполагается (Юдахин и др., 2003), что возникновение тектонической сейсмичности наблюдается на тех участках земной коры, которые испытывают интенсивное горизонтальное сжатие, достаточное для перехода массива в предельно-напряженное состояние. Изучение и анализ современных движений, деформаций и сейсмичности необходимы в исследуемом регионе в целях повышения безопасности строительства и эксплуатации ответственных инженерных объектов, в том числе действующих и строящихся АЭС (Кольская, Ленинградская).

При исследовании современных движений и деформаций земной коры были использованы данные повторных спутниковых измерений ГНСС, выполненных сотрудниками ИФЗ РАН на пунктах, расположенных в Карелии (наблюдения в период 2006-2018 гг.) и Ленинградской области (наблюдения в 2007-2018 гг.), а также измерений на 20 постоянно действующих станциях Международной геодезической сети (IGS) в России, Финляндии, Швеции и Норвегии.

Повторные GPS/ГЛОНАСС наблюдения проводились ежегодно или через год в июле-августе сеансами по 3-13 суток с помощью двухчастотных приемников Javad Махог. В результате выполнения повторных измерений и обработки по программе Bernese были определены среднесуточные и средние на эпоху наблюдений геоцентрические и геодезические координаты пунктов в ITRF. В качестве опорных были приняты ближайшие пункты IGS.

Определены также скорости горизонтальных и вертикальных движений за разные временные интервалы. Кроме того, были рассчитаны скорости площадных деформаций и проведено их сопоставление с распределением выделившейся сейсмической энергии.

Движения и деформации

Горизонтальные перемещения пунктов GPS на исследуемой части Евразии по результатам линейной аппроксимации за период 2006-2018 гг. имеют северо-восточное направление и происходят со средней скоростью от 19.9 мм/год на севере региона до 23.9 мм/год на юге. Вертикальные движения отражают сводовое поднятие со скоростью до 10.4 мм/год (рис.1), на российской территории не превышая 5-6 мм/год.

Значения скоростей горизонтальных движений по модели ITRF в значительной мере отражают движение Евразийской тектонической плиты. Чтобы оценить значения горизонтальных движений внутри исследуемого региона, выполнен расчет смещений относительно пункта KIRU, находящегося на северо-западе исследуемой территории. Горизонтальные скорости имеют значения от 0.8 мм/год на северо-западе до 5.8 мм/год на юго-востоке (рис. 2), а их направление — преимущественно юго-восточное.

Для получения площадных деформаций был рассчитан первый инвариант тензора деформаций (рис. 2). Деформационное поле региона неравномерно, протяженные зоны сжатия и растяжения сменяют друг друга, достигая значений $(-8 \div 16) \times 10^{-9}$ в год.

Сейсмичность

За период 2000–2018 гг. на рассматриваемой территории по данным КоФ ФИЦ ЕГС РАН было зафиксировано 147 сейсмических событий с магнитудами (M) от 0.3 до 4.1. Расчет сейсмической энергии, выделившейся в результате землетрясений, проводился с помощью разработанного авторами программного обеспечения. Территория была разбита ячейками по 10 000 км², для каждой из которых проведено суммирование сейсмической энергии всех землетрясений за 2000-2018 гг. Полученные суммарные значения выделившейся сейсмической энергии E_s (Дж/10 000 км²) присвоены центру каждой ячейки (рис. 3).

Распределение сейсмической энергии в пределах рассматриваемой области достаточно неоднородно. На западе наблюдается упорядоченная цепочка элементов сейсмической активности меридиональной направленности со значениями E_s до 10¹¹, приуроченная к зоне растяжения, зна-

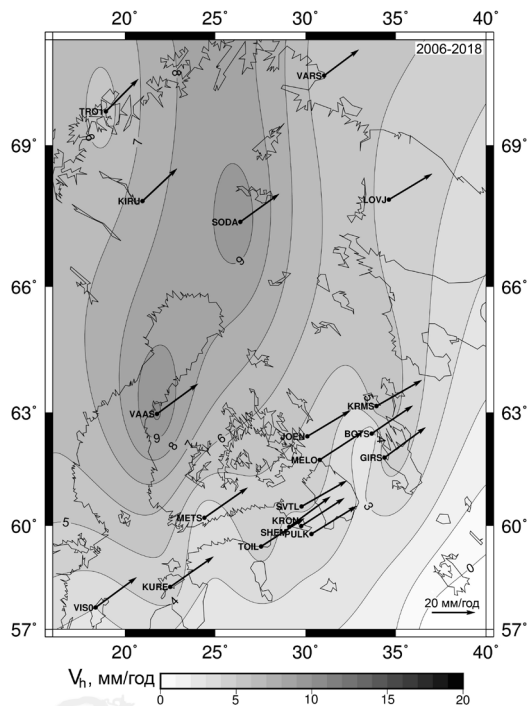


Рис. 1. Карта скоростей вертикальных движений (изолинии) и векторов скоростей горизонтальных движений (стрелки) за период 2006-2018 гг. в ITRF.

Fig. 1. Map of velocities of vertical movements (contours) and velocity of horizontal movements vectors (arrows) in 2006-2018 in ITRF.

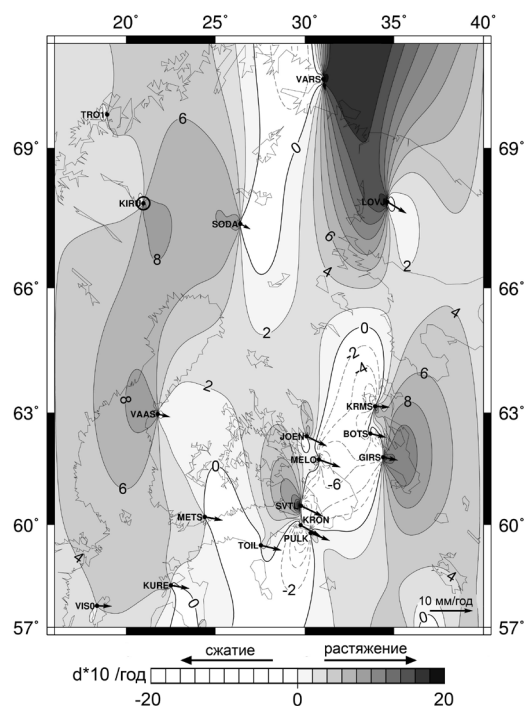


Рис. 2. Карты скоростей площадных деформаций и векторов скоростей горизонтальных смещений относительно закрепленного пункта KIRU за 2006-2018 гг.

Fig. 2. Maps of velocities of areal deformations and vectors of horizontal displacements velocities relative to the fixed station KIRU in 2006-2018.

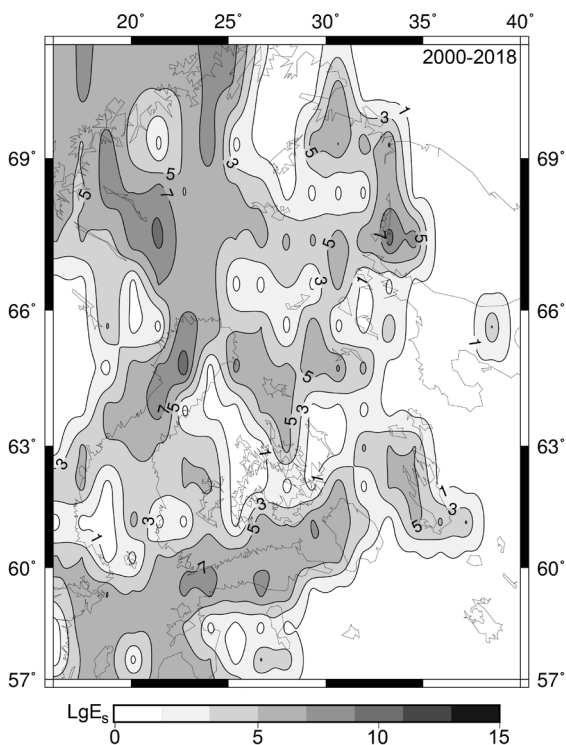


Рис. 3. Распределение логарифма суммарной сейсмической энергии E_s за период 2000 -2018 гг.

Fig. 3. Distribution of the logarithm of the total seismic energy E_s in 2000-2018.

чения которого достигают 8×10^{-9} в год. Обращает на себя внимание область, вытянутая в пространстве с юго-запада на северо-восток, где суммарная сейсмическая энергия E_s достигает значений 10^7 . Эта область характеризуется переходом от деформаций сжатия к деформациям растяжения.

Заключение

Результаты выполненных исследований с использованием ГНСС технологий и анализа сейсмичности позволяют оценить современную тектоническую активность Фенноскандии:

- продолжается сводообразное поднятие Балтийского щита со скоростью до 10.4 мм/год, которое в пределах российской территории достигает 6 мм/год;

- горизонтальные смещения пунктов ГНСС, имеющие северо-восточное направление и среднюю скорость от 19.9 мм/год на севере до 23.9 мм/год на юге, отражают характер движения Евразии по модели ITRF; местные внутриплитовые горизонтальные перемещения достигают 5.8 мм/год на юго-востоке относительно нулевых значений на севере;

– использованная методика анализа деформирования земной коры выявила наличие чередующихся зон растяжения и сжатия со значениями деформаций $(-8 \div 16) \times 10^{-9}$ в год.

– проявление сейсмичности в пределах рассматриваемой территории достаточно неоднородно, выделяются области, приуроченные к зонам, переходным от растяжения к сжатию, или к зонам растяжения;

– сопоставление скоростей перемещений, деформаций и сейсмичности определяет количественные характеристики современной геодинамики исследуемого региона.

Литература

1. Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передерин В.П. Деформационный мониторинг как индикатор техногенного влияния на геолого-экологическую среду // Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 2 (27). С. 40–473.
2. Прилепин М.Т., Мишин А.В., Кабан М.К., Баранова С.М. GPS изучение геодинамики Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 9. С. 49–58.
3. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 299 с.

Предварительные результаты исследований донных отложений арктического озера Фара, Западный Шпицберген

Даувальтер В.А.¹, Мещеряков Н.И.², Усягина И.С.², Духно Г.Н.², Шарин В.В.^{3,4}, Слукровский З.И.⁵

¹ *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru*

² *Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск*

³ *Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург – Ломоносов*

⁴ *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

⁵ *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск*

Аннотация. Приведены результаты предварительных исследований донных отложений арктического озера Фара, расположенного на западном побережье острова Западный Шпицберген вблизи заброшенного шахтерского поселка Грумант. В пробах донных отложений проведен гранулометрический анализ и определение потерь при прокаливании (ППП), как косвенного показателя содержания органического материала. По результатам гранулометрического анализа установлено, что в донных отложениях оз. Фара преобладают пелитовая и алевритовая фракции. Распределение гранулометрических типов осадков в оз. Фара соответствует идеальной схеме сортировки материала, при которой от периферии бассейна к его центру идет постепенное уменьшение размера частиц. Значения ППП в донных отложениях находятся в небольшом диапазоне от 5.4 до 8.8 %, причем максимальная величина зафиксирована в прибрежных станциях, что нехарактерно для озерных отложений. Незначительные величины ППП могут говорить об угнетающем антропогенном влиянии на экосистему озера.

Ключевые слова: арктическое озеро, Шпицберген, донные отложения, гранулометрический состав, органическое вещество.

Preliminary results of studying sediments of Arctic Lake Fara, West Spitsbergen

Dauvalter V.A.¹, Meshcheryakov N.I.², Usyagina I.S.², Dukhno G.N.², Sharin V.V.^{3,4}, Slukovsky Z.I.⁵

¹ *Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, vladimir@inep.ksc.ru*

² *Murmansk Marine Biological Institute, RAS, Murmansk*

³ *Polar Marine Exploration Expedition, St. Petersburg - Lomonosov*

⁴ *Saint Petersburg State University, St. Petersburg*

⁵ *Institute of Geology, Karelia RC RAS, Petrozavodsk*

Abstract. The article presents results of preliminary studies of the sediments of Arctic Lake Fara on the western coast of the Island Western Spitsbergen near the abandoned coal mining village Grumant. Particle size analysis and determination of loss on ignition (LOI), as an indirect index of the organic material content, were carried out in sediment samples. According to the results of the particle size analysis, pelitic and aleuritic fractions predominate in the Lake Fara sediments. The distribution of the granulometric types of sediments in Lake Fara corresponds to the ideal scheme for sorting material, in which a gradual decrease in particle size occurs from the periphery of the basin to its center. The LOI values in sediments vary from 5.4 to 8.8 %, with the maximum value recorded at coastal stations, which is not typical of lake sediments. Insignificant LOI values may indicate a depressing anthropogenic effect on the lake ecosystem.

Key words: Arctic lake, Spitsbergen, sediments, granulometric composition, organic matter.

Растущая обеспокоенность состоянием окружающей среды Арктики, которая еще в начале XX века оставалась одной из самых нетронутых результатами антропогенной деятельности в мире, вызывает необходимость проведения комплексных исследований водных и наземных экосистем Арктики для оценки их современного экологического состояния. Вследствие усиливающегося освоения природных ресурсов Арктики в последние годы антропогенная нагрузка на окружающую среду с каждым годом будет только нарастать. Например, на Шпицбергене относительно долгая история

добычи угля (начиная с конца девятнадцатого века) заставляет учитывать состояние окружающей среды не только в настоящее время, но и до недавней деятельности человека (Rose et al., 2004). Учитывая сохраняющийся потенциал эксплуатации ископаемого топлива на Шпицбергене (Holte et al., 1996), проведение комплексных экологических исследований на Шпицбергене, как одной из наиболее индустриально освоенных территорий в высоких широтах Арктики, является вдвойне важным.

Одной из важных проблем является установление влияния трансграничного и локального атмосферного загрязнения на состояние арктических экосистем. Проведенными исследованиями (Rose et al., 2004) установлено, что в современных донных отложениях озер Шпицбергена присутствуют значительные количества сфероидальных углеродистых частиц и антропогенных органических загрязнителей, что говорит об усиливающемся загрязнении Арктики. Выявление загрязнения Арктических территорий тяжелыми металлами усложняется из-за их поступления из природных источников, например, из почв и горных пород. Естественные потоки тяжелых металлов в озера контролируются биогеохимическим циклом на водосборном бассейне, который может изменяться как в результате естественных изменений, так и в результате воздействия человека. Поэтому, для правильной интерпретации результатов исследования содержания химических элементов в озерных отложениях необходимо понимать изменения, происходящие в самих озерах и на водосборном бассейне за последние годы. Известно, что поток тяжелых металлов в Арктику в наше время увеличился: со времен промышленной революции наблюдается заметное увеличение концентрации и накопления тяжелых металлов в ледниковых щитах (Boutron et al., 1995; Hong et al., 1996). Но это увеличение незначительно, и нет уверенности в том, что заметное воздействие будет наблюдаться в озерных экосистемах. Например, было обнаружено (Rognerud et al., 1998), что в поверхностных слоях донных отложений озер Шпицбергена происходит значительное повышение концентраций только Hg по сравнению с ее доиндустриальными содержаниями, также как и Pb, но это увеличение не столь значительно.

В толще донных отложений оз. Болтерскардет, расположенного в 10 км на восток от шахтного поселка Грумант, среди исследованных тяжелых металлов (Pb, As, Cd, Cu, Cr, Co, Ni и Sn) только Pb показывает значительное увеличение концентраций от нижних частей к верхним частям колонки (Sun et al., 2006). Обнаружено также увеличение антропогенного потока Pb в вертикальном распределении. Антропогенные потоки Pb были относительно низкими до 1945 г., т.е. до конца Великой отечественной войны – около 0.7 мкг/(см²·год), после 1945 г. отмечалось более чем двукратное увеличение потока Pb со средним значением 1.8 мкг/(см²·год). В период между 1980-ми и 1990-ми годами произошло резкое увеличение потока Pb до среднего значения 5.9 мкг/(см²·год). Изменение потоков антропогенного Pb до 1970 года в оз. Болтерскардет показывает картину, сходную с данными в ледниковых щитах Гренландии (Boutron et al., 1995). Таким образом, в течение последних двух десятилетий в оз. Болтерскардет наблюдается быстро увеличивающаяся тенденция антропогенных потоков Pb. Это говорит о том, что местная антропогенная деятельность (например, сжигание угля) сыграла важную роль в увеличении антропогенного потока Pb в последние два десятилетия. Увеличение содержания тяжелых металлов в донных отложениях водоемов, вероятно, является результатом загрязнения за счет трансграничного переноса, так и местного происхождения. Поэтому необходимы дальнейшие исследования содержания тяжелых металлов в донных отложениях Арктических водоемов, чтобы выявить тенденции изменения антропогенной нагрузки на эти очень чувствительные к любым нагрузкам экосистемам. На это и направлены исследования донных отложений водоемов Шпицбергена, предварительные результаты которых приводятся в данной публикации.

Пробы донных отложений из оз. Фара (норвежское название озера Тенндаммен) были отобраны летом 2018 г. дночерпателем Питерсена на 7 станциях (рис. 1, 2). Отбирался поверхностный 2-см слой донных отложений для дальнейших исследований. Глубина на станциях отбора проб была примерно одинаковой по всему озеру и находилась в пределах 1.5-1.6 м. Для озера характерна округлая форма, свал глубин недалеко от берега резкий, радиус озера примерно 250 м. Вследствие незначительной глубины озеро зимой промерзает до дна, и в течение короткого арктического лета в нем не должно происходить сортировки и отделения мелких фракций и транспорт их в цен-

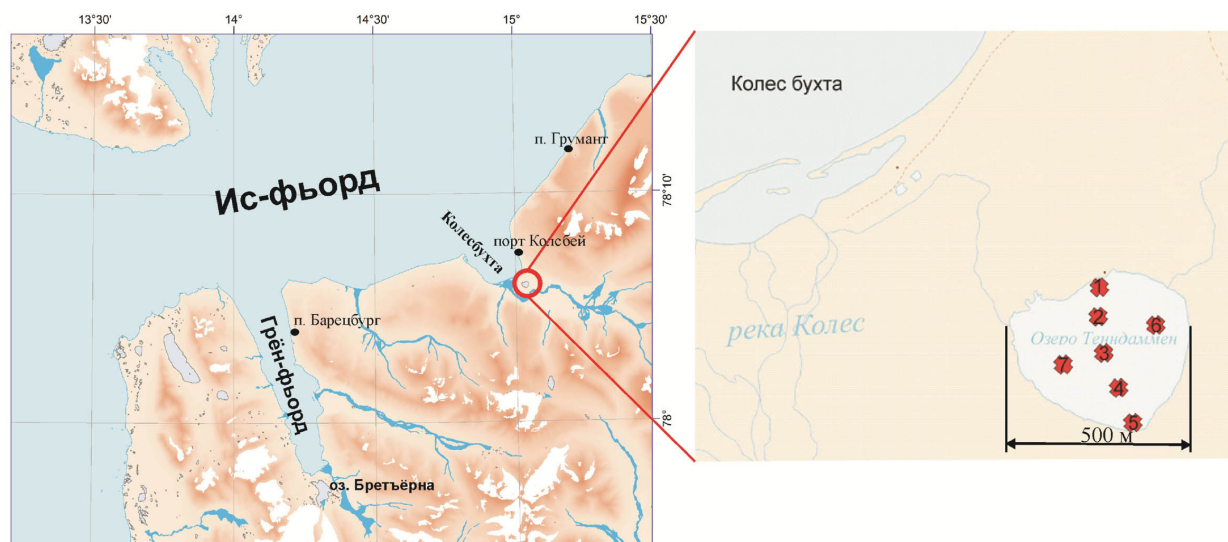


Рис. 1. Карта-схема станций отбора проб донных отложений в озере Фара (Тенндаммен).

Fig. 1. Map of sampling stations of sediments in Lake Fara (Tenndammen).

ральные акватории озера. Координаты озера – $78^{\circ}06'$ с.ш. и $15^{\circ}02'$ в.д., площадь озера 0.15 км^2 , площадь водосбора 2.1 км^2 , максимальная глубина озера 2.5 м , в геологическом строении водосбора озера принимают участие современные морские отложения, а также песчаники и глинистые сланцы палеоцен-эоценового возраста (Boyle et al., 2004).

В 10 км от озера на северо-восток расположен российский шахтерский поселок Грумант (норв. Grumantbyen). Свое название поселок получил из-за старого поморского названия Шпицбергена – Грумант. В поселке Грумант с 1931 г. Государственным трестом «Арктикуголь» производилась добыча угля, но из-за отсутствия глубоководного порта его погрузка на суда происходила в порту Колсбей, куда вела железная дорога. За время своего существования трест «Арктикуголь» добыл на руднике Грумант 2 млн. тонн угля. В 1961 г. было принято решение о консервации, и по-



Рис. 2. Вид на оз. Фара (Тенндаммен).

Fig. 2. View of Lake Fara (Tenndammen).

следние тонны грумантского угля были выданы 15 июля того же года. Географическое положение поселения, зажатого между фьордом и горой, не позволяло организовать строительство жилья, поэтому большинство шахтеров проживало в поселке Колсбей, который находится около исследуемого оз. Фара. На берегу водоема остались постройки, которые в настоящее время разрушены. Поэтому озеро испытывало довольно интенсивную антропогенную нагрузку, что может проявиться в увеличении содержания микроэлементов, в том числе и тяжелых металлов в поверхностных частях донных отложений.

В настоящее время железная дорога в сторону пос. Колсбей находится в полной негодности, туннель в сторону Груманта засыпан. В самом пос. Грумант находятся несколько аварийных зданий советского времени, непригодных для эксплуатации. В 1981 г. было принято решение о до-разведке Грумантского месторождения. Разведанные запасы угля сейчас оцениваются более чем в 100 млн. тонн. Этот факт неоднократно использовался руководством концерна Арктиуголь для объявления о проектах возобновления добычи угля на разрезе. Учитывая, что кроме строительства шахты для этого потребуется восстановление туннеля, железной дороги и порта Колсбей, экономическая целесообразность проекта остается под вопросом. Но не исключено, что в дальнейшем, возможно, будет принято решение о возобновлении добычи угля, и антропогенная нагрузка на оз. Фара продолжится.

На данный момент в отобранных на оз. Фара пробах донных отложений проведен гранулометрический анализ и определены потери при прокаливании (ППП), как косвенный показатель содержания органического материала, результаты которых освещаются в данной статье. Гранулометрический анализ проб проводился в лаборатории ММБИ РАН по методике Батурина-Осборна. Для определения ППП сухую навеску для выделения в ней терригенной составляющей подвергали прокаливанию в муфельной печи в течение 4-х часов при температуре 450°C до постоянного веса (Даувальтер, 2012). В дальнейшем доведенная до комнатной температуры навеска вновь взвешивалась, тем самым устанавливали в ней соотношение органического и минерального вещества. Результаты гранулометрического анализа и определения ППП показаны в таблице.

Таблица. Гранулометрический состав и потери веса при прокаливании (ППП) донных отложений озера Фара (Тенндаммен), %, значения коэффициента корреляции ППП и гранулометрических фракций (r).

Table. Granulometric composition and loss on ignition (LOI) of sediments of Lake Fara (Tenndammen), %, the values of the correlation coefficient of the LOI and particle size fractions (r).

Станции	ППП LOI	>2	1-2	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	<0.01
		мм							
1	8.8	1.7	3.0	14.9	10.7	12.3	8.9	14.0	34.5
2	7.5	0.0	0.1	0.3	1.2	4.5	2.4	7.5	84.0
3	6.7	0.0	0.1	1.3	1.2	4.2	6.8	18.1	68.3
4	5.5	0.0	0.0	0.0	0.2	1.0	4.1	39.5	55.2
5	5.4	16.7	7.2	4.0	2.2	2.6	7.0	33.1	27.2
6	6.0	0.0	0.1	0.5	1.0	5.3	2.1	18.5	72.5
7	8.8	0.0	0.0	0.6	1.8	10.9	9.7	49.5	27.5
r		-0.42	-0.24	0.46	0.59	0.92	0.57	-0.08	-0.25

По результатам гранулометрического анализа установлено, что в донных отложениях оз. Фара в целом преобладает пелитовая и алевролитовая фракции с примесью разнозернистого песка. В донных отложениях со станции 5 (южный мелкий берег) присутствуют включения гравийно-галечных зерен. В донных отложениях озера присутствует уголь, особенно в донных отложениях станции 1 (северный берег). Несмотря на небольшую глубину озера и то, что озеро в зимнее время промерзает до дна, в нем происходит сортировка частиц донных отложений по гранулометрическим фракциям в результате, главным образом, волновой деятельности, выражающейся в том, что в центральной части озера (станции 2–4, а также 6) преобладает тонкодисперсная пелитовая и алевролитовая фракция (размером <0.01 мм), доля которой составляет на этих станциях от 55 до 84 %. На этих станциях практически отсутствуют фракции грубого и крупного песка и появляется незначитель-

ная доля среднего и мелкого песка (первые единицы), увеличивается доля алевритовой фракции (от 10 до 40 %). В донных отложениях станций, расположенных ближе к берегу, уменьшается доля пелитовой фракции, но увеличивается алевритовой и псаммитовой (таблица). Таким образом, распределение гранулометрических типов осадков в оз. Фара соответствует идеальной схеме течения процессов сортировки и осаждения материала, при котором от периферии бассейна к его центру идет постепенное уменьшение размера частиц, слагающих осадки (Страхов и др., 1945).

Значения ППП в донных отложениях оз. Фара невелики для озерных отложений северных и арктических территорий (Даувальтер, 2012) и находятся в небольшом диапазоне от 5.4 до 8.8 % (таблица), причем максимальная величина зафиксирована в прибрежных станциях 1 и 7, что нехарактерно для озерных отложений, где, как правило, в более тонкодисперсных отложениях отмечаются более высокие величины ППП (Даувальтер, 2012). Наименьшее значение ППП зафиксировано на станции 5, в донных отложениях которой присутствует довольно большая доля гравийно-галечных зерен (17 %). Проведенный корреляционный анализ показал достоверную высокую связь органического материала с мелко-песчаной фракцией ($r=0.92$), что также нехарактерно для озерных отложений. Менее значимые величины коэффициента корреляции были выявлены для средне-песчаной и алевритовой фракций ($r=0.59$ и 0.57 соответственно). Незначительные величины ППП могут говорить о не очень активной биологической деятельности в самом озере (за счет чего образуется автохтонный органический материал) и на территории его водосбора (аллохтонный материал), что характеризует суровые арктические условия. Возможно, незначительные величины ППП являются отражением угнетающего антропогенного влияния на экосистему озера. Ответы на эти вопросы будут даны в результате дальнейших геохимических и гидробиологических исследований озера, которые будут проведены в ближайшее время.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0045, госзадания «Комплексные исследования экосистем фьордов и морей, омывающих архипелаг Шпицберген» и частично поддержана из средств гранта РФФИ (18-05-60125).

Литература

1. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во Мурманского гос. техн. ун-та, 2012. 242 с.
2. Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-е геологии. 1945. № 3-4.
3. Boutron C.F., Candelone J.P., Hong S.M. Greenland snow and ice cores – unique archives of large-scale pollution of the troposphere of the northern-hemisphere by lead and other heavy-metals // *Science of the Total Environment*. 1995. V. 161. P. 233–241.
4. Boyle J.F., Rose N.L., Appleby P.G., Birks H.J.B. Recent environmental change and human impact in Svalbard: the lake-sediment geochemical record // *Journal of Paleolimnology*. 2004. V. 31. P. 515–530.
5. Holte B, Dahl S., Gulliksen B. and Næs K. Some macrofaunal effects of local pollution and glacier-induced sedimentation, with indicative chemical analyses, in the sediments of two Arctic fjords // *Polar Biology*. 1996. V. 16. P. 549–557.
6. Hong S.M., Candelone J.P., Soutif M., Boutron C.F. A reconstruction of changes in copper production and copper emissions to the atmosphere during the past 7000 years // *Science of the Total Environment*. 1996. V. 188. P. 183–193.
7. Rognerud S., Skotvold T., Fjeld E., Norton S.A., Hob K.A. Concentrations of trace elements in recent and pre-industrial sediments from Norwegian and Russian Arctic lakes // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*. 1998. V. 55. P. 1512–1523.
8. Rose N.L., Rose C.L., Boyle J.F., Appleby P.G. Lake-sediment evidence for local and remote sources of atmospherically deposited pollutants on Svalbard // *Journal of Paleolimnology*. 2004. V. 31. P. 499–513.
9. Sun Q., Chu G., Liu J., Gao D. A 150-year Record of Heavy Metals in the Varved Sediments of Lake Bolterskar-det, Svalbard // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2006. V. 38, No. 3. P. 436–445.

Особенности химического состава воды и донных отложений малых арктических горных озер

Даувальтер В.А., Денисов Д.Б.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru

Аннотация. Для горных арктических озер (высота уреза воды от 434 до 812 м н. у. м., Хибинский щелочной массив) получены данные о химическом составе вод и донных отложений, и на их основе проведена оценка современного состояния водосборного бассейна. Исследуемые озера характеризуются олиготрофным статусом и низкой минерализацией. Воды озер относятся к гидрокарбонатному классу и имеют нейтральные величины pH (кроме оз. Каровое). Особенностью химического состава воды исследуемых озер является повышенное относительное содержание катиона K^+ , который находится на втором месте после иона Na^+ . Показано, что в оз. Тахтаръявр, расположенном на юго-западном склоне Хибинского массива, четко выражены последствия аэротехногенного загрязнения. Аккумуляция тяжелых металлов (Cu, Ni, Hg и особенно Pb) наблюдается в верхних слоях донных отложений (3-5 см) озер.

Ключевые слова: высокогорные арктические озера, Хибины, качество воды, донные отложения, тяжелые металлы.

Features of chemical composition of water and sediments of small Arctic mountain lakes

Dauvalter V.A., Denisov D.B.

Institute of North Industrial Ecology Problems KSC RAS, Apatity, vladimir@inep.ksc.ru

Abstract. Data on chemical composition of waters and sediments were obtained for mountain Arctic lakes (altitude above sea level from 434 to 812 m, the Khibiny alkaline massif), the assessment of current state of a catchment basin is carried out on their basis. The studied lakes are characterized by the oligotrophic status and low mineralization. Lake waters belong to the hydrocarbonate class and have neutral pH values (except Lake Karovoye). A peculiar feature of a chemical composition of water of the studied lakes is the raised relative contents of K^+ cation, which is at the second place after Na^+ ion. Consequences of air pollution are manifested in Lake Takhtarjavr located on the southwest slope of the Khibiny massif. Accumulation of heavy metals (Cu, Ni, Hg and particularly Pb) is observed in the surface layers of lake sediments (3-5 cm).

Keywords: mountain Arctic lakes, Khibiny Mountains, water quality, sediments, heavy metals.

Малые горные арктические водоемы являются уникальным источником экологической информации о состоянии окружающей природной среды, антропогенном загрязнении, условиях формирования качества вод и широко используются в комплексном экологическом мониторинге и палеоэкологических исследованиях (Моисеенко и др., 1997; Денисов, 2012; Денисов и др., 2015). Эти озера представляют собой уникальные модельные объекты для оценки экологического состояния и степени антропогенного влияния на определенную территорию, потому что они характеризуются малой площадью водосбора, преобладанием атмосферного питания и коротким периодом открытой воды. Преимуществом исследований малых горных водоемов является возможность получения репрезентативных данных даже в результате однократного исследования.

В статье рассматриваются результаты изучения химического состава воды и донных отложений (ДО) высокогорных альпийских озер, расположенных на территории Хибинского щелочного горного массива (рис. 1). Питание исследуемых водоемов осуществляется за счет атмосферных осадков, за долгую зиму (8-9 месяцев) накапливающихся в виде снежников, иногда присутствующих на водосборе озер в течение всего года, например, на водосборе оз. Академическое. Почвенный покров на водосборах исследуемых озер выражен слабо. Растительность характеризуется преобладанием лишайников рода *Certaria*, встречаются представители семейств *Vacciniaceae*, *Surgaceae* и другие типичные растения высокогорной тундры. Склоны берегов озер крутые, с каменными осыпями, скальными выступами, трещинами. Литоральная зона водоемов



Рис. 1. Карта-схема расположения малых озер Хибинского горного массива и прилегающих территорий с указанием высоты над уровнем моря, м.

Fig. 1. Schematic map of arrangement of small lakes of the Khibiny massif and adjacent territories with the indication of altitude above sea level, m.

каменистая, которая часто переходит в чашу озера с крутыми склонами. Вода озер характеризуется малым содержанием взвешенных веществ, высокой прозрачностью и голубым цветом. Летом в озерах устанавливается температурная стратификация. Прямое антропогенное воздействие на водоемы в настоящее время не оказывается, рекреационная нагрузка также незначительна. Атмосферное питание озер определяет зависимость химического состава вод и ДО от природных особенностей водосбора и аэротехногенного загрязнения.

Качество вод исследованных озер соответствует естественно-природным водоемам Мурманской области, с низкими концентрациями биогенных элементов, общей минерализации и высоким содержанием кислорода (Кашулин и др., 2008). Некоторые основные гидрохимические показатели озер приведены в таблице 1-3. Величины рН близки к нейтральным значениям, что нетипично для озер Хибинского массива, воды которых находятся в тесном контакте с коренными щелочными горными породами, и относятся к слабощелочным и щелочным. Воды оз. Каровое по величине рН относятся к слабокислым, что характерно для вод атмосферных осадков (Даувальтер и др., 2008). Водоемы (за исключением оз. Каровое) способны противостоять кислотным выпадениям благодаря щелочному составу подстилающих горных пород, сравнительно высокой буферной емкости (больше критического значения 50 мкг-экв/л) и значительным глубинам. Это подтверждается невысокими концентрациями анионов сильных кислот SO_4^{2-} , NO_3^- и околонейтральными значениями рН. Воды исследованных озер относятся к гидрокарбонатному классу (кроме оз. Каровое) и натриевой группе. В воде оз. Каровое преобладающим анионом является сульфат-ион, минерализация воды очень низкая. Особенностью химического состава воды исследуемых озер является повышенное относительное содержание катиона K^+ , который находится на втором месте после иона Na^+ , тогда как равнинные озера Мурманской области, не получающие прямых стоков промышленных предприятий, характеризуются гидрокарбонатным классом и кальциевой группой, и катион K^+ стоит, как правило, на последнем месте среди основных катионов (Кашулин и др., 2008). По химическому составу вода оз. Каровое близка к составу атмосферных осадков, поэтому можно сделать вывод, что основное участие в питании озера принимают атмосферные осадки, главным образом, в твердом виде (снежки). Минерализация других исследованных озер также низкая; отмечается тенденция увеличения минерализации с уменьшением абсолютных отметок уреза воды в озерах ($r = -0.59$).

Таблица 1. Средние значения величины рН, содержания главных ионов и минерализации (М) воды исследуемых озер (мг/л).

Table 1. Average values of pH, the contents of the main ions and mineralization (M) of water of the studied lakes (mg).

Озеро	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	M
Тахтаръявр	6.86	0.36	0.04	2.77	0.64	6.3	1.3	0.6	11.9
Академическое	6.86	0.20	0.03	2.50	0.60	4.9	1.4	0.5	10.1
Каровое	5.91	0.15	0.03	0.82	0.25	0.5	1.5	0.4	3.7
Партомъявр	6.97	0.40	0.13	6.11	0.99	9.1	6.0	1.2	23.9
Длинное	7.07	0.47	0.07	4.45	1.35	10.6	2.6	0.7	20.3
Сердцевидное	7.28	0.56	0.07	6.33	1.74	15.5	3.1	0.6	27.9

Таблица 2. Средние содержания соединений N и P (мкг/л), цветности (°Pt), химического потребления O, органического C и Si (мг/л) в воде исследуемых озер.

Table 2. Average contents of compounds of N and P (µg/l), color (°Pt), COD_{Mn}, TOC and Si (mg/l) in water of the studied lakes.

Озеро	NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻	N _{общ}	PO ₄ ³⁻	P _{общ}	Цветн.	XПК _{Mn}	C _{орг}	Si
Тахтаръявр	7	90	236	2	6	4	0.5	1.9	1.66
Академическое	4	44	93	н.о.	3	5	0.6	2.0	1.30
Каровое	6	2	152	1	3	5	0.6	2.0	0.37
Партомъявр	26	161	277	2	5	5	0.3	1.8	2.31
Длинное	11	65	172	1	4	7	0.5	2.0	1.45
Сердцевидное	11	87	203	1	4	5	0.4	1.9	2.38

Таблица 3. Средние содержания микроэлементов в воде исследуемых озер (мкг/л).

Table 3. The average contents of trace elements in water of the studied lakes (µg/l).

Озеро	Al	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Mn	Sr	Pb
Тахтаръявр	24	7	0.6	0.6	0.3	1.8	5	43	0.10
Академическое	19	5	0.7	0.5	0.1	0.9	0.6	3	н.о.
Каровое	133	28	0.2	0.6	0.3	2.3	3	32	0.30
Партомъявр	35	18	3.4	2.3	0.2	3.6	2	29	0.30
Длинное	45	9	0.9	0.5	0.2	2.2	1	64	0.28
Сердцевидное	56	10	0.4	0.5	0.2	1.9	н.о.	71	0.30

По содержанию биогенных элементов исследуемые водоемы относятся к олиготрофным с признаками мезотрофного. Содержание общего фосфора соответствует олиготрофному статусу, а общего азота в воде озер Тахтаръявр и Партомъявр – нижней границе мезотрофного (Романенко и др., 1990). Наибольшие содержания соединений азота в озерах на абсолютных отметках менее 500 м связаны, скорее всего, с близким расположением рудников АО «Апатит» и выбросами в атмосферу продуктов взрывов при добыче апатитонепелиновых руд. Повышенные содержания соединений азота в воде оз. Тахтаръявр связаны, вероятно, с их поступлением с производственной пылью Второй апатитонепелиновой обогатительной фабрики (АНОФ-II) и его хвостохранилища.

Содержание приоритетных загрязнителей аэротехногенного происхождения (Cu, Ni) в воде соответствует самому высокому I классу качества вод (Романенко и др., 1990). Максимальные содержания Cu, Ni и Zn отмечены в воде оз. Партомъявр, находящегося ближе всех из исследуемых озер к комбинату «Североникель», выбросы которого беспрепятственно достигают водосбора озера. В других озерах концентрации ТМ меньше средних значений для малых озер восточной (фоновой) части Мурманской области (Kashulin et al., 2017). Хибинский массив является препятствием для атмосферных выбросов металлургического комбината, и они не достигают водосборов исследуемых озер. Концентрация элементов, являющихся загрязнителями среды в результате деятельности апатитонепелинового производства (Al и Sr), находится в пределах диапазона значений, характерных

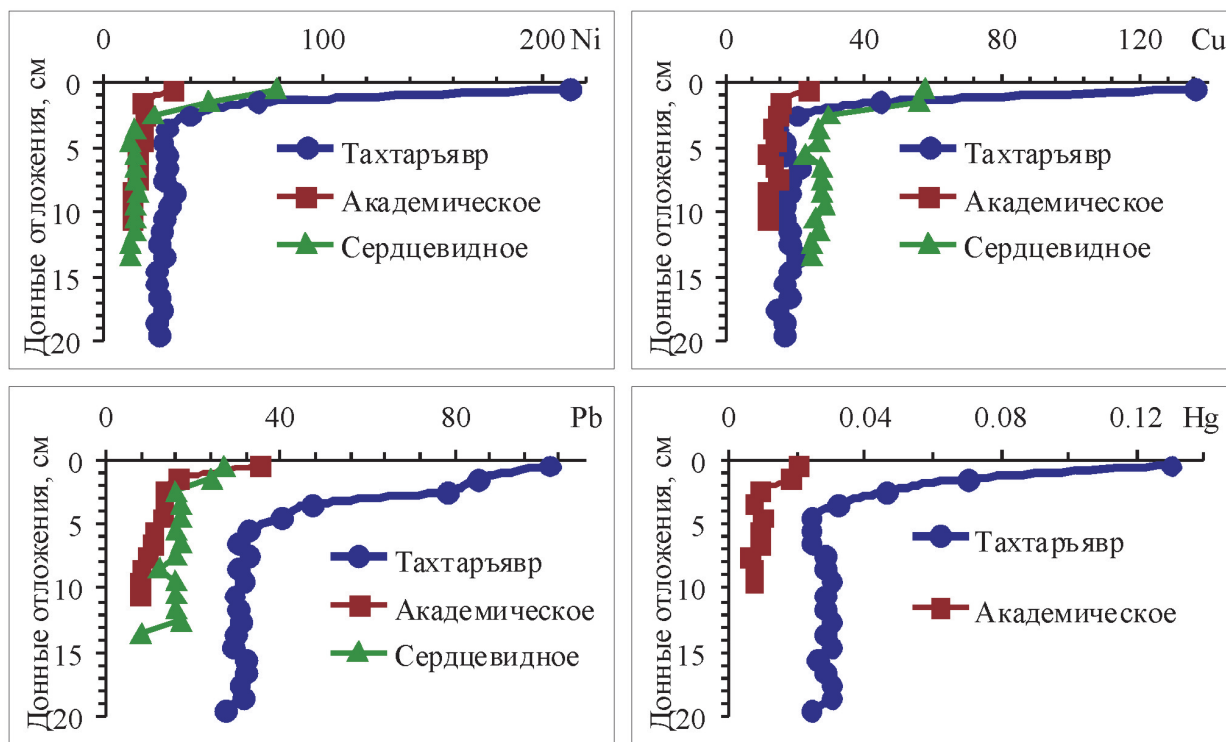


Рис. 2. Вертикальное распределение ТМ в ДО исследуемых озер (мкг/г сухого веса).

Fig. 2. Vertical distribution of heavy metals in sediments of the studied lakes ($\mu\text{g/g}$ of dry weight).

для других малых озер Хибинского горного массива, куда не поступают стоки рудников (Кашулин и др., 2008). Наибольшие содержания Al и Fe зафиксированы оз. Каровое, что связано с низкими величинами pH в воде, при которых эти металлы приобретают большую миграционную способность (Никаноров, 2001). Это подтверждает также высокие отрицательные значения коэффициента корреляции величин pH с содержаниями Al и Fe ($r = -0.79$ и -0.78 соответственно). Наибольшие содержания Sr (также как и соединений азота) отмечены в воде озер, близко расположенных к предприятиям АО «Апатит», – Сердцевидное, Длинное и Тахтаръявр.

Характер распределения содержания ТМ в ДО свидетельствует о крайне низких скоростях осадконакопления в озерах (рис. 2). С учетом данных (Денисов, 2012; Даувальтер и др., 2015), особенностей рельефа и малой площади водосбора, а также в связи с незначительным поступлением аллохтонного вещества с территории водосборов, скорость накопления ДО может составлять доли мм в год. Аккумуляция некоторых ТМ (Cu, Ni, Hg и особенно Pb) наблюдается начиная с верхних слоев ДО (3-5 см) озер Тахтаръявр и Сердцевидное, что объясняется глобальным загрязнением атмосферы северо-запада Европы этими элементами в XIX–XX вв. Резкое увеличение содержания ТМ в поверхностном слое 0-2 см является результатом деятельности крупных металлургических комбинатов в Мурманской области в XX в. В оз. Академическое заметное увеличение содержания ТМ отмечается только в поверхностном 1-см слое ДО, что говорит о незначительной скорости осадконакопления.

Коэффициенты загрязнения (C_f – отношение концентрации элемента в поверхностном 1-см слое ДО к содержанию этого элемента в самой нижней части колонки, определяемого как фоновое, Hakanson, 1980) для Cu и Ni наибольшие в оз. Тахтаръявр, и они относятся к высоким по классификации Л. Хокансона. В этом озере зафиксировано также максимальное загрязнение для Hg, значительное по классификации Л.Хокансона. Максимальная величина C_f по Pb (значительное по классификации Л.Хокансона) отмечена в оз. Академическое, хотя максимальная концентрация этого высокотоксичного ТМ зафиксирована в оз. Тахтаръявр (рис. 2, табл. 4). Наибольшее значение степени загрязнения C_d (пограничное между значительным и высоким по классификации Л.Хокансона), рас-

считанной как сумма коэффициентов загрязнения восьми ТМ (Cu, Ni, Co, Zn, Cd, Pb, Hg и As), отмечено в оз. Тахтаръявр, расположенном на юго-западном склоне Хибинского массива, до которого беспрепятственно доходит аэротехногенное загрязнение комбината «Североникель» и АНОФ-П. Озера Академическое и Сердцевидное также подвержены загрязнению, но меньшему, чем оз. Тахтаръявр, о чем свидетельствуют значения степени загрязнения, находящиеся на границе между умеренным и значительным согласно классификации Л.Хокансона.

Таблица 4. Концентрации ТМ в поверхностных (0-1 см) и фоновых слоях (вторая строка) ДО, значения коэффициентов (C_f) и степени (C_d) загрязнения исследуемых озер.

Table 4. Concentration of heavy metals in superficial (0-1 cm) and background layers (the second line) of sediments, values of factor (C_f) and degree (C_d) of contamination of the studied lakes.

Озеро	Слой, см	ППП	Cu	Ni	Zn	Co	Cd	Pb	As	Hg	C_d
Тахтаръявр	0-1	15.16	136	213	270	19.8	0.506	102	11.6	0.130	–
	19-20	16.89	17	25	390	16.6	0.196	27	9.62	0.024	–
	C_f		8.1	8.4	0.7	1.2	2.6	3.7	1.2	5.4	31.4
Академическое	0-1	24.68	24.1	31.6	103	5.44	0.94	35.1	3.32	0.020	
	19-20	24.97	12.0	12.5	51	5.16	0.58	7.3	2.37	0.007	
	C_f		2.0	2.5	2.0	1.1	1.6	4.8	1.4	2.9	18.3
Сердцевидное	0-1	22.90	58	79	122	7.0	1.19	27	–	–	–
	13-14	16.70	25	12	121	5.0	1.19	8	–	–	–
	C_f		2.3	6.6	1.0	1.4	1.0	3.4	–	–	15.7

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0045 и частично поддержана из средств гранта РФФИ (18-05-60125).

Литература

1. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В., Салтан Н.В., Семенов Е.Н. Химический состав атмосферных выпадений в зоне влияния комбината «Североникель» // *Геохимия*. 2008. № 10. С. 1131–1136.
2. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б. Тенденции изменения содержания тяжелых металлов в донных отложениях озер Севера Фенноскандии в последние столетия // *Труды Карельского НЦ РАН*. 2015. № 9. С. 62–75.
3. Денисов Д. Б. Реконструкция развития экосистемы малого горного субарктического водоема за последние 900 лет (на примере оз. Академическое, Хибин, Кольский полуостров) // *Труды Кольского НЦ РАН*. «Прикладная экология Севера». 2012. Вып. 1. С. 126–147.
4. Денисов Д.Б., Валькова С.А., Терентьев П.М., Черепанов А.А. Экологические особенности малых ледниковых субарктических озер (Хибинский горный массив, Кольский полуостров) // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2015. № 2. С. 40–52.
5. Кашулин Н.А., Денисов Д.Б., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кашулина Т.Г., Малиновский Д.Н., Вандыш О.И., Ильяшук Б.П., Кудрявцева Л.П. Антропогенные изменения водных систем Хибинского горного массива (Мурманская область). В 2 т. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. Т. 1. 250 с., Т. 2. 282 с.
6. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Каган Л.Я. Горные озера как индикаторы загрязнения воздуха // *Водные ресурсы*. 1997. Т. 24. № 5. С. 600–608.
7. Никаноров А.М. *Гидрохимия*. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 444 с.
8. Романенко В.Д., Оксикю О.П., Жукинский В.Н., Стольберг Ф.В., Лаврик В.И. Экологическая оценка воздействия гидротехнического строительства на водные объекты. Киев: Наук. думка. 1990. 256 с.
9. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control – a sedimentological approach // *Water Res.* 1980. V. 14. P. 975–1001.
10. Kashulin N.A., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Valkova S.A., Vandysh O.I., Terentjev P.M., Kashulin A.N. Selected aspects of the current state of freshwater resources in the Murmansk Region, Russia // *J. Environ. Science and Health, Part A*. 2017. V. 52, No. 9. P. 921–929.

Экологическое состояние подземных вод Восточного рудника АО «Апатит»

Даувальтер В.А.¹, Даувальтер М.В.²

¹Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, dauvalter@geoksc.apatity.ru

Аннотация. С целью оценки качества подземных вод на территории разработки Коашвинского апатит-нефелинового месторождения проведены многолетние мониторинговые исследования химического состава воды нескольких скважин, расположенных в зоне влияния деятельности карьера и пробуренных до водоносного верхнечетвертичного ошашковского водно-ледникового горизонта грунтовых вод $f,lgQIII_{os}$, имеющего тесную связь с атмосферными осадками и процессами, происходящими на земной поверхности. Выявлена четкая достоверная тенденция к понижению уровня воды в некоторых скважинах за период исследования, а также достоверное увеличение величины pH. Во всех скважинах отмечена тенденция увеличения содержания катионов щелочных металлов Na^+ и K^+ в последние годы. Среднее содержание аммоний-иона NH_4^+ и нитрит-иона NO_2^- в подземных водах, а также ряда микроэлементов (Al, Fe, Mn, Cu, Hg, Mo, F), в несколько раз превышает величину предельно допустимых концентраций вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов.

Ключевые слова: апатит-нефелиновые месторождения, Хибины, качество вод, подземные воды.

Ecological state of groundwaters of the Vostochny mine of JSC «Apatit»

Dauvalter V.A.¹, Dauvalter M.V.²

¹Institute of North Industrial Ecology Problems KSC RAS, Apatity, vladimir@inep.ksc.ru

²Geological Institute KSC RAS, Apatity, dauvalter@geoksc.apatity.ru

Abstract. Long-term monitoring of the chemical composition of water from several boreholes in the zone of influence of the Koashva apatite-nepheline deposit and drilled to the aquiferous Quaternary Ostashkov water and glacial horizon of groundwaters $f,lgQIII_{os}$ with a close connection to the atmospheric precipitation and processes on a terrestrial surface, are conducted to assess the quality of groundwaters. The trend of decrease in the water level in some boreholes during research, as well as validated increase in the pH values is revealed. The tendency of increase in the contents of cations of alkaline metals Na^+ and K^+ is noted recently in all boreholes. The average content of ammonium ion NH_4^+ and nitrite ion NO_2^- in groundwaters, as well as a number of trace elements (Al, Fe, Mn, Cu, Hg, Mo, F), several times exceeds the size of maximum permissible concentration of harmful substances for water of fishery reservoirs.

Keywords: apatite and nepheline deposits, Khibiny, water quality, underground waters.

Одним из наиболее мощных факторов антропогенного преобразования окружающей среды являются объекты горнодобывающей промышленности. Разработка месторождений полезных ископаемых приводит к ухудшению качества природных вод, в том числе и подземных, на прилегающих территориях. Изучение техногенного воздействия горнодобывающих предприятий на подземные воды выполнялось многими исследователями и их результаты обобщены в обзорных работах (Мироненко и др., 1988, 1989). Результаты этих исследований показывают, что изменения химического состава подземных вод обусловлены как поступлением загрязняющих веществ из поверхностных техногенных накопителей (пруды-отстойники, массивы отвальных пород и т.п.), так и нарушением естественного гидродинамического режима самих подземных вод. В отработанных горных пространствах происходят процессы, вследствие которых шахтные воды приобретают повышенную минерализацию и специфический химический состав. Минерализованные воды выносятся на поверхность высокотоксичные элементы, являющиеся источниками загрязнения водных артерий, которые дренируют как территорию месторождений, так и прилегающие к горнорудным районам территории.

Основной целью данной работы является оценка качества подземных вод на территории разработки Коашвинского апатит-нефелинового месторождения. Химический состав подземных вод

исследовался в период 2004–2017 гг. в наблюдательных скважинах 10м, 11м, 14м и 15м, оборудованных на водоносный верхнечетвертичный осташковский водно-ледниковый горизонт – f,lgQIII_{ос}. В пробах подземных вод ежемесячно определялись значения pH, ионный состав (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, NH₄⁺, F⁻, Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻), содержание металлов (Al, Fe, Mn, Sr, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Cd, Pb, Mo, Hg), выполнялись замеры уровней воды. Проведено сравнение химического состава подземных вод исследуемых скважин и родника Мончегорского района (Даувальтер, Даувальтер, 2010). Вода в роднике нейтральная с низкими для подземных вод Мурманской области значениями общей минерализации. По преобладающим ионам вода относится к гидрокарбонатному классу и кальциевой группе. Основная гидрохимическая характеристика родника Мончегорского района и исследуемых скважин представлена в табл. 1.

Таблица 1. Средние значения величины pH, содержания главных ионов, минерализации (М) (мг/л) и ионов азотной группы (мкг/л) воды родника Мончегорского района и исследуемых скважин.

Table 1. Average values of pH, the contents of the basic ions, mineralization (M) (mg/l) and nitrogen group ions (µg/l) of the spring water of the Monchegorsk District and studied boreholes.

Скважина	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	М	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻
Родник 2	7.11	5.2	4.9	3.5	1.4	28	15	2.4	60.4	н.о.	н.о.	660
Скважина 10 м	8.22	6.50	1.56	11.4	4.52	45.2	9.67	4.31	83.2	571	504	1167
Скважина 11 м	7.53	4.42	0.69	19.8	6.63	60.4	12.2	2.94	107.1	867	515	903
Скважина 14 м	8.51	6.38	0.95	21.9	6.42	61.2	17.9	4.50	119.3	1905	2015	138
Скважина 15 м	8.18	7.00	1.46	20.5	7.05	53.3	25.4	3.70	118.4	989	665	2790

Разрез четвертичных пород представлен хорошо проницаемыми песчаными и гравийно-галечными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями с тонкими прослоями пылеватой супеси. Поэтому водоносный верхнечетвертичный осташковский водно-ледниковый горизонт грунтовых вод f,lgQIII_{ос} имеет тесную связь с атмосферными осадками, и изменение уровней воды в скважинах происходит в соответствии с сезонами года и выпадением осадков. Во время снеготаяния и выпадения дождей происходит резкий подъем уровня подземных вод, а в зимнее и летнее время без осадков происходит его снижение (рис. 1). В зависимости от рельефа местности и режима подземных вод уровни воды в скважинах залегают на глубинах от 0.09 до 20.26 м от поверхности земли. Скважина 10м из всех наблюдательных скважин находится ближе к карьере, поэтому уровень воды в этой скважине чутко реагирует на увеличение глубины карьера. Выявлена четкая достоверная тенденция к понижению уровня воды в скважине 10м за период исследования (рис. 1). В скважине 15м также наблюдается общее понижение уровня воды, но значительно менее достоверное. В скважинах 11м и 14м наблюдается незначительное недостоверное повышение уровня воды.

По условиям формирования химического состава подземные воды Мурманской области по классификации (Каменский, 1950) относятся к грунтовым водам выщелачивания, которые формируются в условиях избыточного увлажнения, характеризуются наличием хорошо промытых и проницаемых пород, высокой динамичностью вод и активным дренажем. Влияние разработки апатит-нефелиновых руд сказалось в повышении величины pH подземных вод по сравнению с водой родника Мончегорского района (табл. 1). В воде скважины 10м происходит достоверное увеличение величины pH за период наблюдений (рис. 2), что связано с усилением влияния разработки месторождения и увеличением глубины карьера. Резкие снижения величины pH подземных вод связаны с периодами снеготаяния и выпадения атмосферных осадков, значение pH которых значительно ниже (Даувальтер и др., 2008). В соответствии с требованиями к составу и свойствам воды водоемов рыбохозяйственного назначения, величина pH не должна выходить за пределы значений 6.5–8.5. В скважине 10 м значения pH превышают допустимые пределы, максимальные значения величины pH больше 10 (рис. 2). Увеличение величины pH связано с контактированием подземных вод со щелочными породами, содержащими щелочные и щелочноземельные металлы. Наименьшее среднее значение pH зафиксировано в скважине 11м вследствие наиболее высокого уровня воды в ней (рис. 1), поэтому качество воды в этой скважине наиболее чутко реагирует на изменения, происходящие на поверхности земли, в первую очередь на выпадения атмосферных осадков. Но и в этой скважине

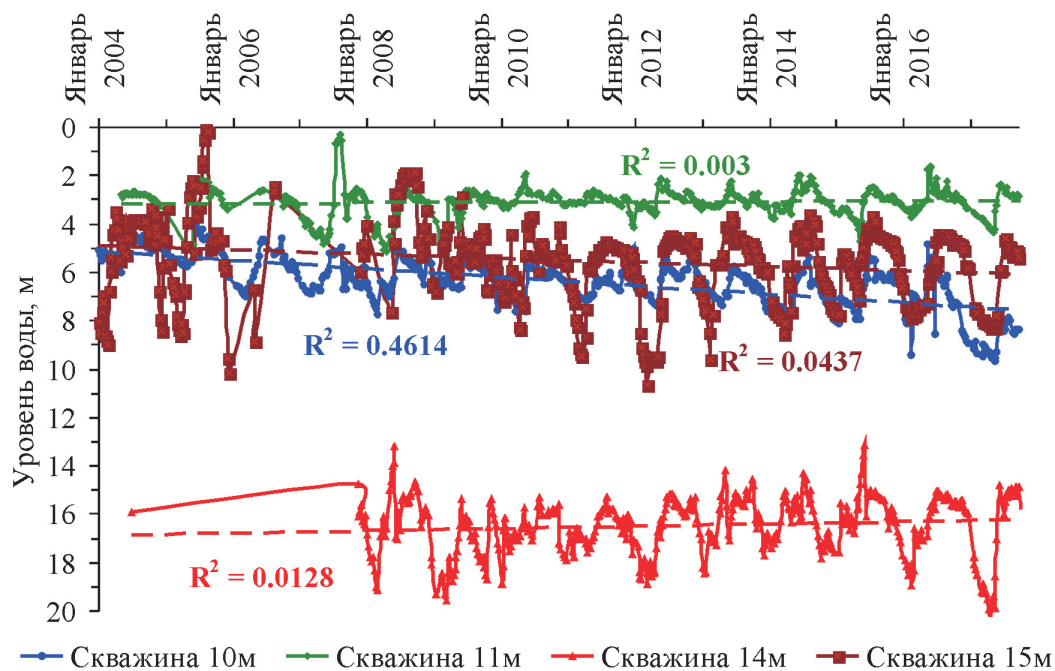


Рис. 1. Динамика уровня воды (м) в наблюдательных скважинах.

Fig. 1. Dynamics of water level (m) in observation wells.

значения рН увеличиваются до величин более 9 в зимнее время. Тенденция увеличения значения рН за период наблюдений отмечается во всех исследованных скважинах.

Подземные воды исследованных скважин по химическому составу относятся к гидрокарбонатному классу и натриевой группе (табл. 1). Особенностью химического состава подземных вод территории Коашвинского месторождения является повышенное относительное содержание катиона K^+ , которое сопоставимо по концентрациям с катионом Ca^{2+} , тогда как подземные воды равнинных территорий Мурманской области, не получающие прямое загрязнение промышленных предприятий, характеризуются гидрокарбонатным классом и кальциевой группой, и катион K^+ , как правило, находится на последнем месте среди основных катионов (Даувальтер, Даувальтер, 2010, 2014), как в воде родника Мончегорского района (табл. 1). Во всех скважинах отмечена тенденция увеличения содержания катионов щелочных металлов Na^+ и K^+ в последние годы, что связано с выветриванием щелочных пород и попаданием его продуктов в подземные воды. Гидрокарбонат-ион является преобладающим анионом в подземных водах района Коашвинского месторождения, на втором месте стоит сульфат-ион, на третьем – хлорид-ион (табл. 1), т.е. анионный состав подземных вод имеет «классическое» распределение, характерное для незагрязненных подземных вод Мурманской области (Даувальтер, Даувальтер, 2014).

При добыче апатит-нефелиновых руд на рудниках АО «Апатит», в том числе и на Коашвинском карьере, используют азотсодержащие взрывчатые вещества, которые, попадая в подземные воды, растворяются и увеличивают содержание в них азотсодержащих ионов. Среднее содержание аммоний-иона NH_4^+ и нитрит-иона NO_2^- значительно превышает величину предельно допустимых концентраций вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов ($ПДК_{рбхз}$) – 500 и 80 мкг/л соответственно (табл. 1). По NO_2^- превышение $ПДК_{рбхз}$ в скважине 15м достигает нескольких десятков раз. В последние годы в подземных водах всех исследуемых скважин отмечается рост содержания ионов азотной группы.

Вследствие разработки апатит-нефелиновых руд на Коашвинском руднике в подземных водах отмечается увеличение содержания микроэлементов, а концентрации некоторых из них превышают величины $ПДК_{рбхз}$ (табл. 2).

Таблица 2. Средние содержания микроэлементов в воде родника Мончегорского района и исследуемых скважин (мкг/л).

Table 2. The average contents of trace elements in spring water of the Monchegorsk District and studied boreholes (µg/l).

Скважина	Al	B	Fe	Cd	Co	Mn	Cu	Mo	As	Ni	Hg	Pb	Sr	Ti	F	Zn
Родник 2	н.о.	37	н.о.	0.06	0.7	8	2.0	2.0	0.5	7.0	н.о.	1.0	10	4.1	н.о.	5.0
Скважина 10м	39	28	109	0.05	0.58	15	3.5	14	1.2	2.3	0.03	2.26	77	5.8	284	4.3
Скважина 11м	36	26	62	0.04	0.52	51	2.4	7.4	0.93	3.8	0.03	1.5	90	5.3	293	3.9
Скважина 14м	45	24	59	0.07	0.63	23	3.0	14	0.99	1.4	0.05	1.2	112	6.4	320	3.2
Скважина 15м	41	25	52	0.08	0.57	24	7.2	11	0.97	2.1	0.03	1.4	116	6.7	1254	5.8
ПДК _{рбхз}	40	500	100	5	10	10	1.0	1.2	50	10	0.01	100	10 ⁴	60	50	10

В физико-химических условиях подземных вод, в которых отмечаются высокие, до сильно-щелочных (рис. 2), величины рН, Al приобретает миграционную подвижность (Никаноров, 2001), переходит из щелочных пород в раствор, что выражается в увеличении содержания этого металла, токсичного при повышенных концентрациях. Содержание Al превышает величину ПДК_{рбхз} в скважинах 14м и 15м, а в других скважинах находится на границе ПДК_{рбхз}. Содержание Fe также довольно высокое в подземных водах, а в воде скважины 10м превышает величину ПДК_{рбхз}. Значения ПДК_{рбхз} по Mn, Cu, Hg превышены в несколько раз в воде всех скважин (табл. 2).

Особенно необходимо обратить внимание на повышенные содержания Hg в воде скважин. Скорее всего, поступление этого высокотоксичного и опасного для живых организмов даже в незначительных количествах металла происходит вследствие использования до последних десятилетий в капсулах-детонаторах гремучей ртути (ртутная соль фульминовой (гремучей) кислоты Hg(CNO)₂) при проведении горновзрывных работ при разработке апатит-нефелиновых месторождений. В вертикальном распределении Hg в донных отложениях станций оз. Имандра, близко расположенных к акватории поступления стоков разработки апатит-нефелиновых месторождений, отмечаются содержания этого опасного металла в десятки раз больше фонового содержания (Dauvalter, Kashulin, 2018).

Молибденит MoS₂ распространен в Хибинском горном массиве достаточно широко (Сулименко и др., 2017). Условия нахождения молибденита детально охарактеризованы А.Н. Лабунцовым, которым в 1927 г. было открыто молибденитовое месторождение Тахтарвумчорр. В пегматитах из апатит-нефелиновых пород и мельтейгит-уртитов на месторождениях Расвумчорр и Кукисвумчорр минерал присутствует в незначительных количествах. В природных водах, приуроченных к району разработки месторождения апатит-нефелиновых руд в районе Хибинского горного массива, обнаружено присутствие Mo в количествах, значительно превышающих ПДК_{рбхз} (Сулименко и

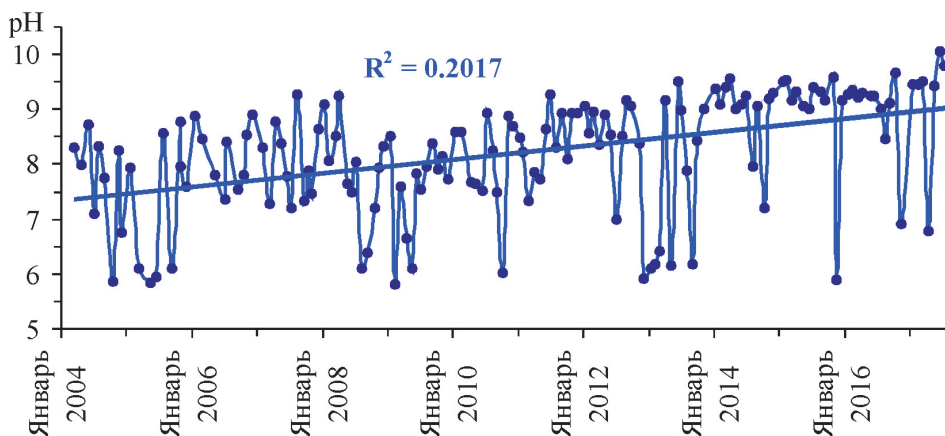


Рис. 2. Динамика величины рН воды в скважине 10 м.
 Fig. 2. Dynamics of the pH value of water in a well 10 m.

др., 2017; Кашулин и др., 2008). В подземных водах Коашвинского карьера среднее содержание Мо в исследуемых скважинах также превышает ПДК_{рбхз} от 6 до 12 раз (табл. 2).

Главным рудным минералом Коашвинского месторождения является фторapatит ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$), который при выветривании поставляет в природные воды, в том числе и подземные, F в повышенных концентрациях. В природных водах территорий, подверженных влиянию разработки апатит-нефелиновых месторождений, отмечены повышенные содержания F (Кашулин и др., 2008). Не являются исключением также и подземные воды Коашвинского карьера, где среднее содержание F в воде скважин превышает ПДК_{рбхз} от 6 до 21 раза (табл. 2).

Таким образом, в результате проведения многолетних мониторинговых исследований химического состава и условий залегания подземных вод на территории разработки Коашвинского апатит-нефелинового месторождения выявлена четкая достоверная тенденция к понижению уровня воды в некоторых скважинах за период исследования, а также достоверное увеличение величины рН. Во всех скважинах отмечена тенденция увеличения содержания катионов щелочных металлов Na^+ и K^+ в последние годы. Среднее содержание аммоний-иона NH_4^+ и нитрит-иона NO_2^- в подземных водах, а также ряда микроэлементов (Al, Fe, Mn, Cu, Hg, Mo, F), в несколько раз превышает величину ПДК_{рбхз}.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0045 и частично поддержана из средств гранта РФФИ (18-05-60125).

Литература

1. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В., Салтан Н.В., Семенов Е.Н. Химический состав атмосферных выпадений в зоне влияния комбината «Североникель» // Геохимия. 2008. № 10. С. 1131–1136.
2. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В. Состояние подземных вод Мончегорского района // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010. № 3. С. 26–33.
3. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В. Геоэкологическая оценка состояния природных вод в зоне влияния комбината «Североникель». Мурманск: Изд-во МГТУ. 2014. 216 с.
4. Каменский Г.Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф.П. Саваренского АН СССР. 1950. Т. VI.
5. Кашулин Н.А., Денисов Д.Б., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кашулина Т.Г., Малиновский Д.Н., Вандыш О.И., Ильяшук Б.П., Кудрявцева Л.П. Антропогенные изменения водных систем Хибинского горного массива (Мурманская область). В 2 т. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. Т. 1. 250 с., Т. 2. 282 с.
6. Мироненко В.А., Мольский Е.В., Румынин В.Г. Изучение загрязнения подземных вод в горнодобывающих районах. Л.: Недра. 1988. 279 с.
7. Мироненко В.А., Мольский Е.В., Румынин В.Г. Горнопромышленная гидрогеология. М.: Недра. 1989. 287 с.
8. Никаноров А.М. Гидрохимия. СПб.: Гидрометеиздат. 2001. 444 с.
9. Сулименко Л.П., Кошкина Л.Б., Мингалев Т.А., Светлов А.В., Некипелов Д.А., Макаров Д.В., Маслобоев В.А. Молибден в зоне гипергенеза Хибинского горного массива. Мурманск: Изд-во МГТУ. 2017. 148 с.
10. Dauvalter V.A., Kashulin N.A. Mercury pollution of Lake Imandra sediments, Murmansk Region, Russia // International Journal of Environmental Research. 2018. V. 12. No. 6. P. 939–953.

Генезис высокоуглеродистых шунгитоносных пород – обзор

Дейнес Ю.Е., Первунина А.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru; aelita@krc.karelia.ru

Аннотация. В статье обсуждаются основные принципы генетического изучения месторождений шунгитов и максовитов. Рассмотрены некоторые концепции формирования залежей высокоуглеродистых пород в Онежской палеопротерозойской структуре (Карелия). Представлен перечень прямых и косвенных геолого-генетических признаков развития инъекционной складки. Приводятся аргументы в пользу обнаружения крупного тела максовитов в пределах участка Тетюгино (Онежская структура, Карелия). Показано, что гипотетическое предположение о существовании крупной купольной структуры, не разрушенной эрозией, имеет под собой прочное методологическое обоснование.

Ключевые слова: шунгит, максовит, палеопротерозой, заонежская свита.

The genesis of high-carbon shungite rocks – review

Deines Yu.E., Pervunina A.V.

IG KRC RAS, Petrozavodsk, deines@krc.karelia.ru; aelita@krc.karelia.ru

Abstract. The main principles of the genetic study of shungite and maksovite deposits are discussed. Several modern concepts of the formation of high-carbon rock deposits in the Paleoproterozoic Onega structure are reviewed. A list of direct and indirect geological-genetic indications of the development of an injection fold is presented. Evidence of a large maksovite body in the Tetyugino area (Onega structure, Karelia) are provided. It is shown that the hypothetical assumption of the existence of a large dome structure not destroyed by erosion has a solid methodological rationale.

Key words: shungite, maksovite, Palaeoproterozoic, Zaonega Formation.

В работе рассмотрены основные принципы и способы организации экспериментальной и исследовательской деятельности при решении проблем генезиса месторождений максовитов и шунгитов¹.

Месторождения максовитов на территории Онежской палеопротерозойской структуры представлены купольными залежами и детально изучены на примере Максовского месторождения. В структурном отношении это близкая к изометричной антиклинальная складка четвертого порядка с амплитудой в центральной части 120 м. На месторождении отмечена характерная зональность в распределении углерода и минерального вещества. Месторождения шунгитов – это субпластовые тела небольшой мощности (до 4.5 м), субсогласные по отношению к вмещающим породам, исследованы на примере месторождения Шуньга.

Существует несколько гипотетических представлений о происхождении месторождений. Первооткрыватель шунгитов А.А. Иностранцев доказал, что исследуемое вещество в составе шунгитов является представителем нового крайнего члена в ряду аморфного углерода («...уже не антрацит, но еще не графит...») (Иностранцев, 1886). Оппоненты, специалисты-угольщики, на основании визуальных характеристик, состава и теплотворной способности шунгита настаивали на аналогии с антрацитами. Б.Ф. Мефферт (1919) отмечает характерную особенность Шуньгского месторождения – наличие спорадических тонких прослоев блестящего антрацита, названного А.А. Иностранцевым шунгитом.

Н.И. Рябов (1933) рассматривал шунгиты как древнейшие органогенные образования – сапропелиты, сформировавшиеся при увеличении давления вышележащих пород на горизонты с органическим веществом (ОВ). Наиболее подвижное вещество выдавливалось в верхние горизонты, а затем осуществлялась дифференциация в пределах слоя. Предположение о биогенном происхо-

¹ Максовиты и шунгиты – высокоуглеродистые породы, содержащие от 10 до 45 % и от 45 до 80 % углерода (шунгитового вещества) соответственно; плотные, пелитоморфные. Шунгиты имеют параллелепипедальную отдельность, напоминают антрацит. И те, и другие отнесены к сапробитумолитовым породам (Филиппов, 2002).

ждении пород Шуньгского месторождения на основе исследования состава шунгитового вещества (ШВ) было выдвинуто Н.А. Орловым (Орлов и др., 1934), а затем К. Ранкама (Rankama, 1948). П.А. Борисов (1956) считал шунгитоносные породы (ШНП) метаморфизованными сапропелитами. Ю.К. Калинин (Калинин, Горлов, 1975) предполагал, что механизм накопления ШВ в осадочных породах связан с сорбцией углеводородов (УВ). Позже в монографии (Калинин и др., 2008) высказано предположение о вулканической природе Зажогинского месторождения. Образование месторождений по В.И. Горлову (1984), обусловлено неравномерными вспышками биопродуктивности в мелководных участках бассейна с относительно спокойным гидродинамическим режимом. В представлении В.П. Михайлова и С.В. Купрякова (Михайлов, Купряков 1985) «УВ типа асфальта», образующиеся в кровле очагов базальтовой магмы, по глубинным разломам поступали на дно морского бассейна, где накапливались совместно с осадочным материалом. Локальные тела формировались вблизи источников вещества «из пересыщенных кремнеземом асфальтовых терм». П.Ф. Иванкин (Иванкин и др., 1987) образование ШНП связывает с процессом замещения осадочных пород УВ, поступающими в бассейн осадконакопления в результате активной мантийной дегазации. Л.П. Галдобина придерживалась эндогенной гипотезы в формировании месторождений высокоуглеродистых пород Онежской палеопротерозойской структуры (Галдобина, 1987; 1991). А.М. Ахмедов (1997) считал, что тела максовитов – это сапропелевые осадки, накопленные в локальных депрессиях стагнационных стратифицированных бассейнов, которые возникали при относительном движении блоков дна бассейна. Вероятное происхождение месторождений максовитов за счет «горения метана» предположил В.И. Березкин (2001).

В работе углепетрографов И.Б. Волковой и М.В. Богдановой (Волкова, Богданова, 1985) приводятся доводы в пользу принадлежности шунгитов и антраксолитов Шуньгского месторождения к гумолитам. Фотографии поверхностей травления интерпретируются как «растительные структуры, весьма сходные со строением древесины» (1985, с. 100). В действительности авторы выявили надмолекулярные структуры похожие на клетки древесины. Это типичные для высокоуглефицированных битумов структуры мезофазы (Khavari-Khorosani, Murchison, 1979). После объявления об открытии фуллеренов в шуньгском антраксолите (Buseck et al., 1992) появилось множество публикаций физиков, в которых авторы высказывают представления о генезисе шунгитов (Березкин, 2001; Ковалевский, 2009).

В диапировой модели (Филиппов, 2000), сторонниками которой являются авторы данной статьи, Максовское и Шуньгское месторождения – это структуры, сформированные по горизонтам, представленным первичными сапропелевыми отложениями: купол – промежуточная, а субпластовые тела – завершающая (экструзивная) стадии развития складок нагнетания. Предположение о генетической близости двух месторождений базируется на том, что в пределах Максовской залежи фиксируются локальные области, сложенные шунгитами, появляющимися при дифференциации вещества по плотности, а в перекрывающих шунгитоносных горизонтах, сохранившихся на периферии, есть признаки перемещения материала, близкого по составу к шунгитам. Коллективом авторов (Филиппов и др., 2009) на примере Максовского месторождения показано, что время внедрения силлов габбродолеритов было более поздним по отношению к завершению формирования купольной структуры.

Основные методологические принципы доказательства истинности разрабатываемой диапировой модели базируются на том, что структуры, сформированные по горизонтам сапропелевых осадочных пород, должны иметь ряд характерных прямых и косвенных признаков. Прямые признаки, вытекающие из теории диапиризма: обязательная приуроченность структур четвертого порядка (куполов) к антиклиналям третьего порядка; наличие краевых синклиналей; характерные литологические особенности пород, фиксирующие массовое перемещение и дифференциацию органоминерального вещества в пределах купола (состав, текстуры, структуры); в случае вероятной деформации покрышки – локальные разломы и др. Косвенные признаки, геофизические и геоморфологические, – отражение в геофизических полях и в современном рельефе генетических признаков. Генетическая близость купольных залежей максовитов и субпластовых тел шунгитов доказывается пу-

тем выявления примеров массовой экструзии из купольных структур вещества, по составу близкого к шунгитам (Филиппов и др., 2016). Для субпластовых проявлений шунгитов, рассматриваемых в модели в качестве элементов диапировых шляп, найдены структурные признаки (мелкая гофрированность пластов), свидетельства движения вещества под давлением (будинирование слоя доломитов, следы течения), литологические (состав, текстура, структура шунгитов) и геохимические признаки (изотопный состав углерода и др.).

Многие положения диапировой модели с развернутыми доказательствами подробно отражены в публикациях и здесь не обсуждаются. Это касается исследования признаков первичного коллоидного состояния максовитов и шунгитов, теоретического обоснования возможности развития купольных структур по горизонтам сапропелитов, текстурных, структурных, литохимических, геохимических и геофизических признаков, интерпретируемых как следствия формирования складок нагнетания и полидиапировых внутренних структур. Экспериментально подтверждено существование системы купольных структур в Толвуйской синклинали Онежского синклинория (Филиппов и др., 2004).

Примером использования методологических принципов, нацеленных на развитие положений основной гипотезы, может служить предположение о вероятном существовании в Толвуйской синклинали структуре куполов, аналогичных Максовскому, но не выходящих на уровень современного эрозионного среза. Исследования, проведенные на участке Тетюгино, изложены в работе М.М. Филиппова и Ю.Е. Дейнес (2012).

На участке выявлены структурные, литологические и литохимические признаки складки нагнетания. Краевая синклиналь, проявляется в современном рельефе в виде областей пониженных отметок, опоясывающих с юга и северо-запада локальную область с относительно высокими отметками и крутыми углами падения слоев (до 35°), не характерными для структуры третьего порядка. В области развития краевой синклинали мощность шестого горизонта шунгитоносных пород существенно меньше. Максовиты и шунгиты нередко имеют флюидалные текстуры. Есть примеры краевой брекчии: обломки известняков и алевролитов в шунгитах, захваченные при перемещении пластичного материала из вмещающих пород. Мощность высокоуглеродистых пород шестого горизонта по направлению к предполагаемому центру складки быстро увеличивается. Содержание углерода в породах существенно превышает рядовые концентрации в шунгитоносных горизонтах (в среднем по шестому горизонту более 46 %, а максимальные – до 55 %), в краевой части залежи концентрация углерода меньше по сравнению с участком, приближенным к центру, в кровле – содержание более высокое по сравнению с подошвой.

Известно, что над соляными купольными структурами формируется сложная система деформаций покровышки (Brinkman et al., 1968). При физическом моделировании процесса в покровышке формируется центральный горст, обрамленный симметрично расположенными грабенами, причем периферийные грабены могут быть развернуты вплоть до обратного залегания слоев; в сводовом горсте горизонтальное залегание пород сохраняется; в грабенах - залегание слоев всегда нарушено, слои сильно деформированы. Реальная система разломов описана в работе (Davison et al., 1993).

На участке Тетюгино выявлены признаки, которые, по мнению авторов (Филиппов, Дейнес, 2012), свидетельствуют о влиянии купольной структуры на перекрывающие горизонты. Элементы залегания лидитов и доломитов резко меняются, отражая блоковое строение участка и разворот блоков относительно своей оси. Уступы рельефа высотой до 1.5 м, имеют разную длину и направление и расположены на разных гипсометрических отметках. Они отождествляются со стенками блоков, смещенных по вертикали относительно друг друга. Между блоками выявлены зоны мощностью до 4 м, края которых сложены интенсивно брекчированными лидитами и доломитами, сцементированными шунгитом и антракосолитом, а центральная часть – породой, по составу близкой к шунгитам. Остроугольные обломки брекчий смещены от своего первоначального положения на некоторое расстояние и частично развернуты вокруг своей оси, что указывает на движение флюида под давлением. Края обломков известняка пропитаны битумом, что свидетельствует о высоком давлении флюида. Предполагается, что процесс брекчирования развивался при механическом воздействии купола на перекрывающие горизонты. Не случайно интенсивность брекчирования затухает при удалении

от предполагаемого центра структуры. Уступы рельефа в серо-восточной части участка отмечаются высокими градиентами потенциалов естественной поляризации. О наличии субмеридиональных разломов свидетельствует также контрастное распределение скорости прохождения преломленных волн. По данным электропрофилирования в модификации срединного градиента, на участке выделена достаточно симметричная область с пониженным сопротивлением. Такой характер распределения электрических свойств сохраняется и при пересчете данных на глубину. Центр аномалии можно считать проекцией центра купольной структуры. Региональный геофизический репер (интервал с повышенной радиоактивностью), фиксируется на участке в виде отдельных пятен, которые можно считать блоками-грабенами, смещенными относительно друг друга по вертикали. Таким образом, на участке выявлены геофизические признаки, которые можно интерпретировать как следствие развития купольного тела, не выходящего на эрозионный уровень.

На примере участка Тетюгино продемонстрирована методология сбора и анализа геолого-геофизических материалов. В результате выявлены прямые и косвенные признаки диапирового тела, оценена ведущая длина волны для соседних купольных структур. В работе М.М. Филиппова с соавторами (Филиппов и др., 2016) приведены данные о шунгитоносных породах участка Тетюгино, имеющих основные признаки флюидогенного генезиса: форму проявления, текстуру, минеральный, химический и изотопный состав углерода. К таким породам отнесены брекчии в надкупольных разломах (диапировый меланж) и локальные субпластовые тела – инъекции метасапропелитов. Показано, что наиболее вероятный источник флюидолитов – Мельничный купол, а основная движущая сила перемещения вещества – аномально высокое пластовое давление, развивающееся при катагенеза органического вещества и генерации углеводородов. Следовательно, гипотетическое предположение о существовании крупной купольной структуры, не разрушенной эрозией, имеет под собой прочное методологическое обоснование.

Приведенный пример анализа геологической информации может быть распространен на другие участки Толвуйской синклинали, а также на другие аналогичные структуры Онежского синклинория, поскольку диапировая модель открывает возможность значительного расширения поисковых признаков, использование которых на практике должно значительно повысить достоверность прогноза новых месторождений, ускорения и удешевления поисков, повышения качества разведки.

Литература

1. Ахмедов А.М. Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режимы седиментации, металлоносность): Автореф. дисс. д. г.-м. наук. СПб. 1997. 353 с.
2. Березкин В.И. К вопросу о генезисе карельских шунгитов в связи с особенностями их структуры // Геохимия. 2001. Т. 39. № 3. С. 253–260.
3. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск. 1956. 92 с.
4. Волкова И.Б., Богданова М.В. Шунгиты Карелии // Сов. Геология. 1985. № 10. С. 93–100.
5. Галдобина Л.П. Металлогения шунгитосодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск. 1987. С. 100–113.
6. Галдобина Л.П. Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск. 1991. С. 18–23.
7. Горлов В.И. Онежские шунгиты / Дисс. канд. г.-м. наук. Петрозаводск. 1984. 226 с.
8. Иванкин П.Ф., Галдобина Л.П., Калинин Ю.К. Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья // Сов. Геология. 1987. № 12. С. 40–47.
9. Иностранцев А.А. О шунгите // Горн. журн. 1886. № 2. С. 35–45.
10. Калинин Ю.К., Горлов В.И. Вещественный состав шунгитового вещества // Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1975. С. 44–55.
11. Калинин Ю.К., Калинин А.И., Скоробогатов Г.А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб. 2008. 218 с.
12. Ковалевский В.В. Шунгит или высший антраксолит? // ЗРМО. 2009. № 5. С. 97–105.
13. Мефферт Б.Ф. Шунгинское месторождение антрацита в Повенецком уезде Олонецкой губернии // Естественные производительные силы России. 1919. Т. 4. Вып. 20. С. 275–288.

14. Михайлов В.П., Купряков С.В. Отчет о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–85 гг. Фонды ККГРЭ. Петрозаводск, 1985. 138 с.
15. Орлов Н.А., Успенский В.А., Шаховцев И.Н. Опыт химического исследования шунгита // ХТТ. 1934. Т. 5. Вып. 7. С. 601–619.
16. Рябов Н.И. Отчет о геолого-разведочных работах на Шуныгском месторождении шунгита за 1932-33 гг.: Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск. 1933. С. 22–25.
17. Филиппов М.М. Модели формирования месторождений шунгитоносных пород Онежского синклинория. 2000. Автореф. дисс. д. г-м. н. 310 с.
18. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2002. 280 с.
19. Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Первунина А.В., Дейнес Ю.Е. Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009. С. 130–142.
20. Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е. Традиционные и эвристические подходы к интерпретации геолого-геофизических материалов на перспективном для открытия месторождения максовитов участке Толвуйской синклинали // Учен. зап. ПетрГУ. Сер.: Естеств. технич. науки. 2012. № 2. С. 49–56.
21. Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е., Лохов К.И., Первунина А.В., Лохова О.В. Новый генетический тип шунгитоносных пород палеопротерозоя Онежской структуры // Региональная геология и металлогения. Вып. 67. СПб. 2016. С. 95–106.
22. Филиппов М.М., Клабуков Б.Н., Суханов А.В. Экспериментальное определение основных параметров систем купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали // Российский геофизический журнал. 2004. № 3. С. 25–30.
23. Brinkman R., Löcters H. Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain // Diapirism and diapirs/ Braunstein J., O'Brien G. eds. Tulsa. 1968. P. 275–292.
24. Buseck P.R., Tsipursky S.J., Hettich R. Fullerenes from the geological environment // Science. 1992. V. 257. P. 215–217.
25. Davison I., Insley M., Harper M. et al. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs // Tectonophysics. 1993. V. 228. P. 255-274.
26. Khavari-Khorosani G., Murchison D.G. The nature of Karelian shungite // Chem. Geology. 1979. V. 26. No 1/2. P. 165–182.
27. Rankama K. New evidence of the origin of pre-cambrian carbon // Bull. Geol. Society of America. V. 59. № 5. 1948. P. 389–416.

Особенности распределения температуры воздуха в городе Апатиты и его пригородах

Демин В.И.¹, Козелов Б.В.¹, Горбань Ю.А.², Собакин А.П.³, Меньшов Ю.В.⁴

¹ Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Апатиты, demin@pgia.ru

² СЗФ ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета», Мурманск

³ Апатитская ТЭЦ филиала «Кольский» ПАО «ТГК-1», Апатиты

⁴ Территориально-ситуационный центр ФКУ Упрдор «Кола», Петрозаводск

Аннотация. Из-за положения города Апатиты на холме его микроклимат существенно отличается от микроклимата прилегающей местности. Зимой, а летом – ночью, при слабом ветре и ясном небе температура воздуха в городе может оказаться гораздо выше, чем в пригородах. Эффект создается стоком холодного воздуха вниз. Это обстоятельство существенно ограничивает использование данных ближайших гидрометеорологических станций, расположенных на равнине, для описания термического режима в городе.

Ключевые слова: микроклимат, климат города, городской остров тепла.

Features of the air temperature spatial distribution in Apatity and its suburbs

Demin V.I.¹, Kozelov B.V.¹, Gorban Yu.A.², Sobakin A.P.³, Menshov Yu.V.⁴

¹ Polar Geophysical Institute, Apatity, demin@pgia.ru

² FSBE «Aviamettelecom of Roshydromet», Murmansk

³ Apatity thermal power station, Kola branch of «TGK-1» JSC, Apatity

⁴ Territorial-situational center, Uprдор «Kola», Petrozavodsk

Abstract. The microclimate in Apatity, which is located on a hill, is significantly different from the microclimate of the surrounding rural areas. In winter and in summer nights under the clear sky and calm the air temperature in the town is warmer than in the suburbs. The effect is caused by the cold air drainage. This limits the use of data of the nearest weather stations located on a plain to describe the thermal regime in the town.

Keywords: microclimate, urban climate, urban heat island.

Введение

Для климатического описания того или иного участка, как правило, привлекают результаты измерений на ближайших гидрометеорологических станциях (ГМС). Для города Апатиты такая ГМС расположена всего в 1.5-2 км от него в поселке «Тик-Губа» (ГМС «Апатиты»). Однако на территориях с неоднородной подстилающей поверхностью (участки с различными теплофизическими свойствами почв, типами растительности, водоемами и т.д.) или сложным рельефом перенос измеренных на ГМС параметров на районы, не охваченные метеорологическими наблюдениями, требует большой осторожности, а часто такая процедура оказывается вообще некорректной. Полевые исследования показывают, что на границах контрастных по микроклимату участков климатические показатели меняются даже сильнее, чем при переходе из одной климатической зоны в другую (Гольцберг, 1967). В частности, микроклиматическая изменчивость термических характеристик воздуха может на порядок превышать их характерный широтный и высотный градиент.

В холмистом рельефе с относительными перепадами высот до 100-150 м микроклиматические вариации температуры создаются неоднородностями подстилающей поверхности и формы рельефа (Гольцберг, 1967). Несколько упрощается ситуация зимой, когда замерзают водоемы и устанавливается снежный покров. В этот период распределения температуры определяется условиями излучения и особенностями стока охлажденного воздуха по склонам и главную роль начинают играть топография (формы рельефа), определяющие направления потоков холодного воздуха, условия для его стока и накопления.

В г. Апатиты важнейший микроклиматический фактор – положение города в верхней части обширного холма, который на 30–70 м возвышается над окружающей его равниной (126.7 м н.у.м. – озеро Имандра, 200 м н.у.м. – максимальная высотная отметка в городе). В климатологии хорошо известно, что зимой, а ночью во все сезоны, в тихую погоду при ясном небе радиационное выхолаживание приводит к тому, что воздух, охлажденный на выпуклых формах рельефа, как более тяжелый стекает по склонам, и скапливается в понижениях, образуя «озера холода». Такое перераспределение холодного воздуха по элементам рельефа приводит к тому, что вершины и верхние части холмов оказываются теплее средних и нижних частей склонов, их подножий и прилегающей равнины; возникают значительные градиенты температуры воздуха.

Согласно климатическим данным (см., например, (Гольцберг, 1967; Мищенко, 1984), на Европейской территории России в слабохолмистой местности с относительными превышениями ≤ 50 м, в наиболее холодный месяц в верхней части холма по сравнению с ровным местом в среднем теплее примерно на 2°C . В холмистой местности с базисом эрозии от 50 до 150 м различие возрастает до $3\text{--}4^\circ\text{C}$ (Гольцберг, 1967; Мищенко, 1984). В реальных условиях разность температур вдоль склона изменяется в более широком диапазоне в зависимости от погоды: при отсутствии стоковых течений она остается небольшой (около 0°C), а с их появлением достигает уже $4\text{--}5^\circ$, а в отдельных случаях и $8\text{--}12^\circ\text{C}$ (Гольцберг, 1967). Например, по результатам измерений на агрометеорологическом полигоне в Литве в условиях очень выровненного участка с перепадом высот менее 30 м характерный диапазон вариаций минимальной температуры при тихой ясной погоде составляет $6\text{--}7^\circ\text{C}$, а полный диапазон температурных различий, обусловленных рельефом, достигает 9°C (Каушила, 1970). По наблюдениям в Башкирии в теплое время года в ясную погоду минимальные температуры на холме в среднем на 5°C выше, чем в долине, при разности высот 26 м, а в отдельных случаях разности превышали 9°C (Суханов, 1949). В феврале различия в тихую ясную погоду составляли в среднем $7\text{--}8^\circ\text{C}$, доходя в отдельных случаях до 12°C . Можно допустить, что зимой на Кольском п-ове средние разности между верхней частью холма и равниной будут чуть ниже, чем указано выше, из-за активной циклонической деятельности и сильных ветров, сглаживающих микроклиматические различия, а экстремальные значения, напротив, окажутся больше, чем $8\text{--}12^\circ\text{C}$ – в условиях полярной ночи и слабой инсоляции при установлении антициклонической погоды (штиль и ясное небо) радиационное выхолаживание может продолжаться в течение многих дней.

Целью данной работы является изучение особенностей пространственного распределения температуры воздуха в городе Апатиты и его пригородах, возникающих за счет неоднородного микроклимата.

Использованные данные

В работе использованы измерения температуры воздуха в г. Апатиты на автоматических метеорологических станциях (АМС) Полярного геофизического института, Апатитской ТЭЦ, Территориально-ситуационного центра ФКУ «Управление Федеральной автомобильной магистрали Санкт-Петербург – Мурманск» (ФКУ Упрдор «Кола»), авиационной метеорологической станции «Апатиты» (АМСГ), данные наблюдений на ГМС «Апатиты» Мурманского УГМС.

Результаты и обсуждение

Многолетние измерения температуры воздуха в нескольких районах города с помощью АМС показывают, что зимой примерно в 70–77% времени в г. Апатиты теплее, чем в его ближайших пригородах. Положительная аномалия проявляется по отношению ко всем ГМС, находящимся на равнине, окружающей городской холм (ГМС «Апатиты», атмосферный полигон ПГИ (2.5 км от города), АМСГ «Апатиты» (аэропорт). Ее появление не зависит от времени суток, а целиком определяется метеорологическими условиями: при скоростях ветра более 3 м/с или в облачную погоду она практически отсутствует, но в штиль и малооблачную погоду разность температур между городом и пригородами может достигать $10\text{--}16^\circ\text{C}$ (рис. 1). Использовать для оценки термического режима воздуха в городе данные ближайших ГМС в этот период становится невозможно. При этом наименее репрезентативной оказывается ГМС «Апатиты» (Тик-Губа), что обусловлено ее положени-

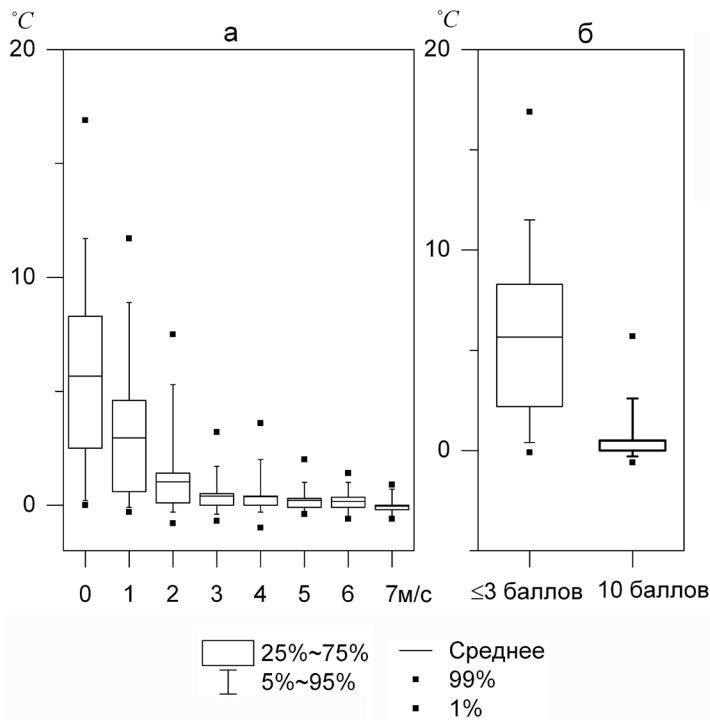


Рис. 1. Разность температур между г. Апатиты («Академгородок») и ГМС «Апатиты» в зависимости от скорости ветра (а) и облачности (б).

Fig. 1. Relationship between the winter temperature anomaly in Apatity («Academgorodok») and wind speed (а), cloud amount (б).

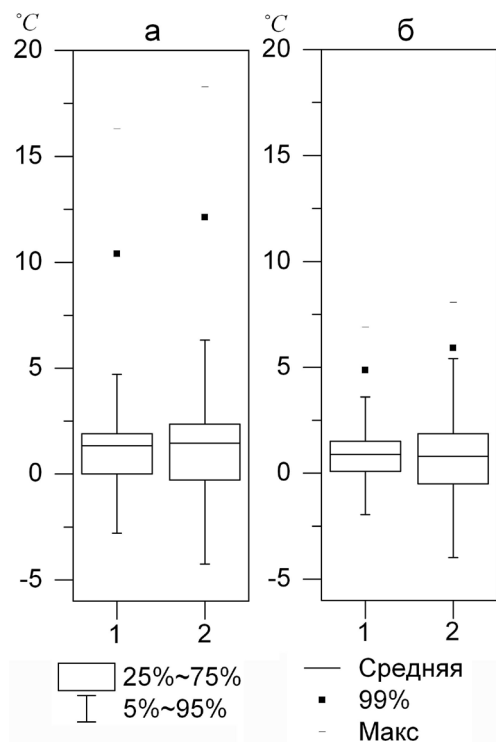
никновение, разность температур между г. Апатиты (городской холм) и прилегающей равниной будет выше, чем разность между верхней частью фонового холма и прилегающей равниной. Распределение этих разностей в центре Кольского п-ова в виде бокс-диаграммы приведено на рис. 2. Положительная аномалия в городе фактически не выходит за пределы естественной микроклиматической изменчивости, возможной в холмистом рельефе. Такие же по величине положительные аномалии, причем часто появляющиеся в то же самое время, возникают в верхних частях фоновых холмов и без антропогенного воздействия (Демин и др., 2018; Демин, 2019). Это позволяет говорить о слабом ГОТ в Апатитах и не учитывать его на практике при описании климатического режима города. Интенсивный ГОТ от 5°C (Константинов и др., 2015) до 10°C (Varentsov et al., 2016), сопоставимый по величине со значениями ГОТ крупнейших мегаполисов мира (Москва, Лондон и т.п.), объясняется либо полным игнорированием микроклимата при рас-

Рис. 2. Распределение разностей температуры воздуха между г. Апатиты («Академгородок», 200 м н.у.м.) и АМСГ «Апатиты» (1) и расположенной в верхней части фонового холма АМС (210 м н.у.м.) и АМСГ «Апатиты» (2): а – зима, б – лето (0-5 час).

Fig. 2 – Temperature differences between urban («Academgorodok», 200 m asl) and rural areas (CAMS «Apatity») (1), between the upper part of the rural hill (210 m asl) and the CAMS «Apatity» (2); а – winter, б – summer nights (0-5 hour).

ем в обширной орографической депрессии, занимаемой озером Имандра, куда с окружающих возвышенностей стекает холодный воздух. Из-за накопления холодного воздуха на ГМС в Тик-Губе температура ниже, чем на находящейся на более открытом месте АМСГ «Апатиты», причем разность температур между ними может достигать 10°C.

Более высокие температуры в городе по сравнению с окружающей сельской местностью часто рассматривают как проявление городского острова тепла (ГОТ), что не всегда физически обоснованно. ГОТ – явление исключительно антропогенное, возникающее из-за изменения радиационных, термических, влажностных и аэродинамических характеристик ландшафта в процессе строительства города и его функционирования. Положительная тепловая аномалия в г. Апатиты создается одновременно стоком холодного воздуха и антропогенным ГОТ. Если ГОТ имеет сколь-нибудь заметный вклад в ее воз-



четах («город Апатиты...его равнинное положение исключает влияние инверсий на температурный режим городской территории», «небольшие плавные перепады рельефа (до 20 м в центральной части) не должны оказывать заметного влияния на температурное поле изучаемого района» (Константинов и др., 2015) или его неправильным учетом (например, сравнением температур на близких высотах, вместо сравнения на участках с одинаковыми условиями для притока и стока холодного воздуха, как принято в микроклиматологии).

В окрестностях г. Апатиты наибольший градиент зимой наблюдается до отметки примерно 170 м н.у.м., между 170 и 200 м. н.у.м. вариации температуры незначительные – в среднем около 0.1 °С. Это объясняется тем, что стекающий с холма холодный воздух растекается по окружающей равнине: в пределах этого слоя наблюдается значительный вертикальный градиент температуры, а над ним ее изменения небольшие (Гольцберг, 1967).

В теплое время года влияние рельефа на температуру воздуха следует рассматривать отдельно для дневного и ночного времени суток. Пространственные вариации послеполуденных температур вблизи г. Апатиты за счет интенсивного турбулентного перемешивания, возникающего при скоростях ветра более 2-3 м/с и проводящего к выравниванию распределения температуры по элементам рельефа, не превышают 0.5 °С. Несмотря на большую площадь искусственных поверхностей, поглощающих солнечную радиацию и ее поступление за счет продолжительного светового дня в количестве, сопоставимом со средними широтами (Климат, 2001), более высоких дневных температур в городской застройке не было обнаружено. Результат может быть вызван небольшими размерами города: даже при слабых ветрах воздушная масса быстро покидает его территорию, не претерпевая существенной тепловой трансформации. Интересно также, что температура воздуха в 15 час на ГМС «Апатиты», несмотря на близость (250-300 м) обширной и холодной в это время года акватории озера Иmandры, практически совпадает с температурой на АМСГ «Апатиты» (более 10 км от озера). Охлаждающий эффект Иmandры, по всей видимости, ограничен первыми десятками или сотнями метров от берега.

В ночное время, к которому летом следует отнести и период с отрицательным радиационным балансом, существующим при низкой высоте Солнца над горизонтом, вновь возникают ситуации, когда разность температур между г. Апатиты и пригородами становится значительной. Однако из-за меньшей продолжительности ночного времени аномалии меньше, чем зимой (рис. 2). Наибольшие разности (до 6-8 °С) наблюдаются при теплой адвекции: в понижениях рельефа создается застой воздуха, за счет радиационного выхолаживания и ослабления турбулентного обмена температура снижается, в то время как верхние части холмов остаются в более теплом слое.

Зависимость тепловой аномалии в городе от погоды (рис. 1) может привести к любопытному эффекту. Установление циркуляционной эпохи с меньшими скоростями ветра или с меньшей облачностью, приведет к увеличению наблюдаемой разности температур между ГМС, расположенной в городе и за его пределами, и появлению тренда, что при достаточно формальном подходе (без учета микроклимата) будет интерпретировано как усиление ГОТ, даже если в действительности техногенное воздействие города на тепловой режим воздуха останется неизменным.

Заключение

Метеорологические измерения, выполняемые в городе и его окрестностях, показывают, что корректная оценка термического режима в Апатитах по данным ближайших ГМС возможна только в определенных погодных условиях: при скоростях ветра более 3 м/с, в дни со сплошной облачностью и осадками, а также летом в дневные часы. Только в эти периоды, когда подавляются неоднородности, связанные с различными микроклиматами, температуры воздуха в городе и в его ближайших пригородах можно считать примерно одинаковыми, а измеренные на ГМС значения допустимо экстраполировать на территорию города. Зимой, а летом – ночью, при слабом ветре и ясном небе температура воздуха в городе может оказаться гораздо выше, в пригородах. За счет более высоких минимальных температур, обусловленных, главным образом, положением города в верхней части холма, среднемесячные значения температуры выше, чем в пригородах.

Практические расчеты, связанные с оценками теплового режима г. Апатиты, требуют использования измерений на метеорологических станциях, расположенных непосредственно в черте города.

Литература

1. Гольцберг И.А. Микроклимат СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1967. 282 с.
2. Демин В.И., Козелов Б.В., Собакин А.П. и др. Влияние микроклимата на результаты моделирования городского острова тепла (на примере города Апатиты) // Математические методы в естественных науках. Апатиты. 2018. С. 65–78.
3. Демин В.И. К вопросу о величине острова тепла в городе Апатиты // Земля из космоса – наиболее эффективные решения. 2019. № 10 (26). С. 46–49.
4. Каушила К.А. К вопросу о территориальном распределении и годовом ходе различий минимальной температуры воздуха, обусловленных рельефом // Труды ГГО. 1970. Вып. 264. С. 90–96.
5. Климат России. Под ред. Кобышевой Н.В. СПб.: Гидрометеиздат. 2001. 654 с.
6. Константинов П.И., Грищенко М.Ю., Варенцов М.И. Картографирование островов тепла городов Заполярья по совмещенным данным полевых измерений и космических снимков на примере г. Апатиты (Мурманская область) // Исследование Земли из космоса. 2015. № 3. С. 27–33.
7. Мищенко З. А. Биоклимат дня и ночи. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 280 с.
8. Суханов Д.В. К вопросу об особенностях термического режима низин и лесных полян // Труды ГГО. 1949. Вып. 15 (77). С. 3–73.
9. Varentsov M., Konstantinov P., Repina I. et al. Experimental research of urban heat island effect for the biggest Arctic cities. Arctic Frontiers conference, Tromsø, Norway, January 28, 2016. Эл. публикация доступна по ссылке [<https://istina.msu.ru/download/22094094/1fD7PQ:qWmTumG2ojM7-TmafPxUDs-ZaZA>].

Перспективные направления биоиндикации качества пресных вод в Арктике

Денисов Д.Б.¹, Косова А.Л.¹, Вокуева С.И.²

¹ *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, proffessuir@gmail.com*

² *АФ ФГБУО ВО «Мурманский государственный технический университет», Апатиты, Sonyavokueva23@mail.ru*

Аннотация. Проведены масштабные исследования сообществ водорослей и цианопрокариот, а также диатомовых комплексов донных отложений озер Северной Фенноскандии и показана их высокая эффективность при решении задач оценки качества вод и нормирования антропогенной нагрузки на водные ресурсы региона. Диатомовые комплексы из озерных осадков разнотипных водных экосистем отражают современное потепление климата Арктики и последствия аэротехногенного загрязнения. Инструментом для интегральной оценки состояния экосистем и качества вод могут служить диатомовые комплексы поверхностных (0–1 см) слоев озерных отложений.

Ключевые слова: биоиндикация, Арктика, пресные водоемы, водоросли, диатомеи, загрязнение, изменения климата.

Perspective trends of the Arctic freshwaters quality bioindication

Denisov D.B.¹, Kosova A.L.¹, Vokueva S.I.²

¹ *Institute of the North industrial environmental problems – the division of Federal research center «Kola Science Center RAS», Apatity, proffessuir@gmail.com*

² *FSIE HE «Murmansk State Technical University», Apatity, Sonyavokueva23@mail.ru*

Abstract. Large-scale studies on the algae and cyanobacteria communities, as well as diatom complexes of lake sediments in Northern Fennoscandia have been conducted. High efficiency of the algae indication and assessing water quality and the regional anthropogenic loads control has been shown. Diatom assemblages from sediments of various aquatic ecosystems reflect the present-day Arctic climate warming with the effects of aerotechnogenic pollution. Diatom analysis of surface (0–1 cm) lake sediments layers could be a perspective method for integral assessment of the ecosystem state and water quality.

Key words: bioindication, Arctic, freshwaters, algae, diatoms, pollution, climatic changes.

Введение

Традиционным инструментом биоиндикации качества высокоширотных водоемов выступают водоросли и цианопрокариоты, для которых суровые климатические условия не являются препятствием для активной жизнедеятельности, а также в силу их широкой распространенности и высокой чувствительности к изменению всех факторов среды. В то же время, использование альгоценозов в оценке состояния экосистем пресных вод Евро-Арктического региона сопряжено с рядом трудностей. Одной из них является короткое «гидробиологическое лето», на протяжении которого зачастую происходит резкая смена температурного и гидрологического режимов, меняется период наступления ледостава и половодья. При этом периоды формирования стабильных в таксономическом и количественном отношении альгоценозов могут существенно различаться, что делает выбор оптимального периода отбора проб сложной задачей. Также весьма проблематична организация масштабной гидробиологической съемки в пределах одного крупного водного объекта (или водосборной территории), синхронизированной по времени для обеспечения возможности сравнительного анализа результатов. Одним из вариантов решения этой проблемы является использование диатомовых комплексов (ДК) поверхностных слоев донных отложений (ДО) водоемов, что позволяет получить интегральные характеристики современного состояния экосистемы (Денисов, Косова, 2018; Вокуева, Денисов, 2018). Разработка и совершенствование систем биоиндикации на основе водорослевых сообществ представляет особую актуальность в связи с мощным развитием промышленности и освоением стратегических ресурсов Арктической зоны РФ. В этой связи целесообразным представляются исследования водорослевых сообществ, развивающихся в условиях мощ-

ной техногенной нагрузки, когда загрязнителями вод выступают токсические элементы, включая тяжелые металлы.

Материалы и методы

Материалом для исследований послужили сообщества водорослей и цианопрокариот, а также ДК из ДО различных водных объектов Северной Финноскандии, отобранные в период с 2013 по 2016 гг., включая оз. Имандра и малые озера, расположенные на его водосборе, а также разнотипные водоемы водосбора озерно-речной системы р. Паз (Патсойоки). Отбор, обработка и анализ проб осуществлялся по стандартным общепринятым методикам, по схеме, описанной ранее (Denisov, Genkal, 2018; Денисов и др., 2015; Денисов, 2010; Диатомовый анализ, 1949). Для оценки качества среды и состояния водных объектов использовались показатели таксономического разнообразия, экологическая структура и количественные характеристики. Для оценки условий обитания были использованы данные химического состава вод и донных отложений исследованных водных объектов, выполненных в аналитической лаборатории ИППЭС КНЦ РАН.

Результаты и обсуждение

Оценка качества вод крупнейшего озера европейского северо-запада – Имандра (Мурманская область) по гидробиологическим и гидрохимическим показателям затруднена в силу практической невозможности синхронизировать время отбора проб в различных участках акватории. Короткое «гидробиологическое лето» определяет значительную вариативность гидробиологических показателей, что особенно ярко проявляется в сообществах фитопланктона. Поэтому в качестве основного индикатора условий формирования качества вод и состояния экосистемы целесообразно использовать ДК

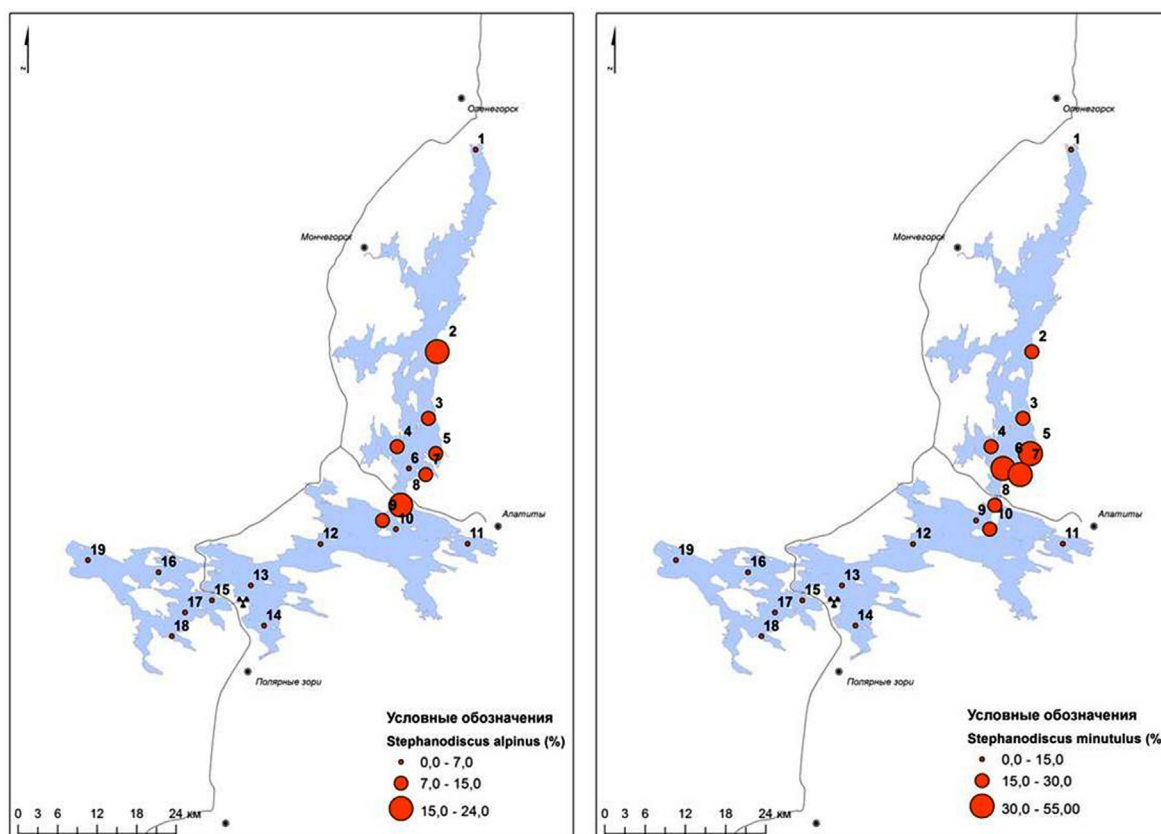


Рис. 1. Относительная численность диатомей (%) – индикаторов загрязнения вод в составе диатомовых комплексов поверхностных слоев донных отложений в различных участках акватории оз. Имандра.

Fig. 1. Relative abundance (%) of the diatoms – indicators of water pollution in the diatom assemblages of the surface sediments in different parts of Imandra Lake.

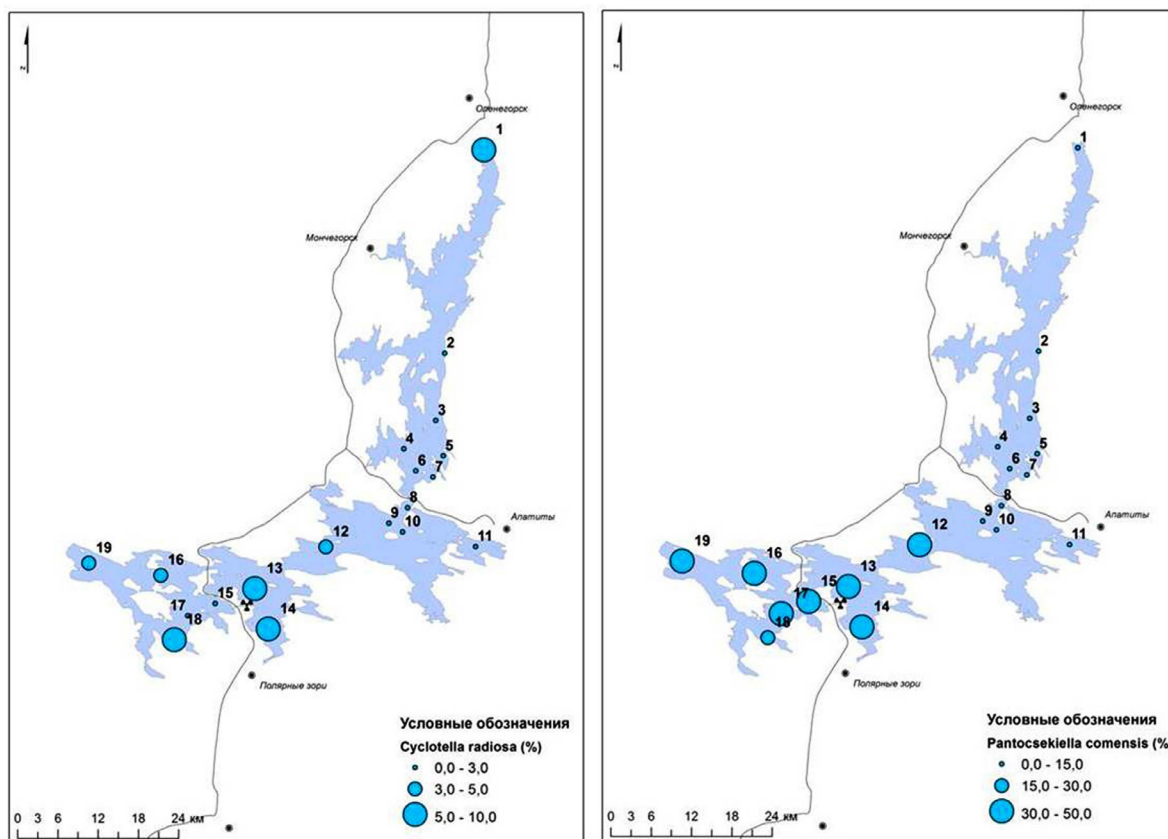


Рис. 2 Относительная численность диатомей (%) – индикаторов незагрязненных вод в составе диатомовых комплексов поверхностных слоев донных отложений в различных участках акватории оз. Имандра.

Fig. 2. Relative abundance (%) of the diatoms – indicators of unpolluted waters in the diatom assemblages of the surface sediments in different parts of Imandra Lake.

поверхностных слоев ДО, содержащие интегральную информацию о видовом составе и структуре сообществ диатомовых сообществ за последние годы, что позволяет корректно провести сравнительный анализ состояния водной среды в различных участках акватории (Вокуева, Денисов 2018).

Для оз. Имандра были определены диатомеи – индикаторы качества вод и состояния экосистемы, которые можно использовать для задач регионального мониторинга. Относительная численность планктонных диатомовых *Stephanodiscus alpinus* Hust. и *Stephanodiscus minutulus* (Kütz.) Cleve & Möller может служить надежным индикатором антропогенных преобразований оз. Имандра, связанных, в первую очередь с поступлением биогенных элементов, а также другими видами загрязнения (рис. 1). Максимальные количественные показатели этих видов оказались приурочены к участкам акватории, подверженным загрязнению апатитовой и металлургической промышленностью, где сточные воды характеризуются высоким содержанием биогенных элементов. Среднее содержание фосфатов в воде этих участков более 3.0 мкгР/л, а концентрации фосфора в ДО составляет более 9000 мкг/г.

Доля *Cyclotella radiosa* (Grun.) Lemm. и *Pantocsekiella comensis* (Grun.) Kiss & E.Ács, напротив, указывает на отсутствие интенсивного загрязнения вод. Эти виды развиваются, преимущественно, в удаленных от источников загрязнения участках акватории (рис. 2), где среднее содержание фосфатов в воде менее 1.0 мкгР/л, и концентрация фосфора в ДО – менее 3000 мкг/г. Численность указанных видов можно рекомендовать при оценке качества вод крупных Арктических озер, а также при разработке региональных систем нормирования фосфорной нагрузки.

Эффективность данного подхода подтвердилась при сравнении ДК современных седиментов с так называемыми «доиндустриальными». На примере десяти разнотипных озер Печенгского рай-

она, различающихся степенью загрязнения выбросами комбината «Печенганикель» было показано, что современное видовое богатство диатомей (число таксонов рангом ниже рода) определяется интенсивностью загрязнения озер приоритетными загрязнителями региона – тяжелыми металлами Cu, Ni, Cd, а также общей степенью загрязнения (Денисов, Косова, 2018).

Анализ долговременных изменений окружающей среды и климата с помощью ДК голоценовых ДО малых ледниковых озер показал их реакцию на современное потепление климата Арктики на фоне аэротехногенного загрязнения. Для малого оз. Раббватн (Северная Норвегия) возраст седиментов, определенный на основе модели CRS – Constant Rate of Supply (^{210}Pb , ^{137}Cs) показал, что верхние 17 см формировались в течение последних ста лет. Начиная с глубины отложений 10 см, что соответствует 1939 г. (ввод в эксплуатацию комбината «Печенганикель», сейчас принадлежащего ПАО «ГМК «Норильский никель») произошли изменения условий аккумуляции элементов: резко снизилась концентрация щелочных и щелочноземельных металлов, цинка, железа и марганца, что, очевидно, объясняется поступлением в озеро кислотообразующих соединений. С 60-х годов XX века вновь началось их накопление. Также с 1939 г. в отложениях стали активно накапливаться тяжелые металлы, как результат аэротехногенного загрязнения территории.

Было показано (Ruhland et al., 2015), что реакцией ДК в ДО арктических озер на потепление климата является увеличение доли планктонных таксонов *Cyclotella* s.l. (sensu lato) с одновременным снижением доли толстопанцирных таксонов рода *Aulacoseira* и бентосных представителей порядка *Fragilariales*. В оз. Раббватн наблюдается иная картина: примерно с 1939 года началось снижение относительной численности *Cyclotella* s.l. и увеличение доли мелкоклеточных *Aulacoseira* ssp. Вероятно, это результат загрязнения озера выбросами комбината «Печенганикель», в условиях которого изменились гидрохимические условия формирования качества вод. Основным показателем современного потепления климата следует считать увеличение общей численности диатомей в осадках, которое выросло на порядок в современных слоях ДО по сравнению с доиндустриальными. Тенденции к увеличению количественных показателей водорослевых сообществ и рост продукционного потенциала фотоавтотрофов в пресных водах, наблюдаемые в многолетнем ряду наблюдений за состоянием сообществ современного фитопланктона (Денисов, Кашулин, 2016), подтверждается результатами палеоэкологических исследований. Помимо оз. Раббватн, увеличение количественных показателей диатомей в поверхностных слоях отложений было выявлено как в малых горных (Косова, Денисов, 2017), так и крупных озерах (Денисов и др., 2015).

Мощное промышленное загрязнение и высокая концентрация промышленных объектов в некоторых регионах АЗРФ, включая Мурманскую область, актуализирует поиск надежных биоиндикаторов токсической нагрузки на водоемы, расположенные в импактных зонах, в непосредственной близости от источников загрязнения. В этой связи перспективными представляются исследования водорослевых сообществ, развивающихся в условиях мощной техногенной нагрузки. На примере малых озер, расположенных в зоне влияния медно-никелевого комбината (Мончегорская площадка Кольской ГМК), было показано, что одним из факторов устойчивости планктонных организмов к токсической нагрузке следует считать избыток биогенных элементов (Денисов и др., 2018). При этом экстремальные концентрации токсикантов замедляют процессы эвтрофирования, что демонстрирует низкий трофический статус озер по показателям фитопланктона.

Заключение

Использование ДК из поверхностных ДО озер позволяет получить интегральные характеристики первого трофического уровня экосистемы, с помощью которых можно адекватно оценить состояние водоема и выделить наиболее значимые регулирующие факторы. Этот метод позволяет избежать влияния на конечный результат резких сезонных изменений в сообществах водорослей, а также выявлять специфические чувствительные виды-индикаторы к определенным факторам среды, применимые в условиях Арктических широт. Видовое богатство диатомей (выраженное числом таксонов внутриродового ранга) может использоваться в качестве индикатора загрязнения вод приоритетными загрязнителями Евро-Арктического региона – токсичными тяжелыми металлами

Cu, Ni, Cd. Наиболее информативным показателем, отражающим динамику интенсивности продукционных процессов в водоеме в ответ на климатические изменения, является общее содержание створок диатомовых водорослей в ДО. На примере озер различных природных зон выявлен тренд увеличения численности диатомей по направлению к современным слоям ДО. Сообщества водорослей и цианобактерий, развивающихся в водоемах, непосредственно подверженных мощному загрязнению предприятиями цветной металлургии, представляют собой уникальный модельный объект для анализа состояния водных экосистем в экстремальных условиях. Так, было показано, что сочетание загрязнения токсичными тяжелыми металлами и эвтрофикации вод определяет устойчивость сообществ фитопланктона: чем больше содержание доступных биогенных элементов, тем выше их сопротивляемость токсичности среды.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0045 и частично поддержана из средств гранта РФФИ РФФИ 18-05-60142 Арктика

Литература

1. Вокуева С.И., Денисов Д.Б. Использование математических методов в оценке состояния экосистемы озера Имандра по диатомовым комплексам донных отложений // Математические исследования в естественных науках: Тр. XIV Всероссийской (с международным участием) научной школы / Апатиты, 23 октября 2017 г. / Науч. ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К&М, 2018. С. 134–144.
2. Денисов Д.Б. Экологические особенности водорослевых сообществ разнотипных субарктических водоемов // Вестник Кольского научного центра РАН. №1. 2010. С. 48–55.
3. Денисов Д.Б., Кашулин Н.А., Даувальтер В.А. Диатомовые комплексы донных отложений озера Имандра в зоне влияния подогретых вод Кольской АЭС // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 9. Серия «Лимнология». С. 10–24.
4. Денисов Д.Б., Кашулин Н.А. Цианобактерии в составе планктона оз. Имандра (Кольский полуостров) // Труды Кольского научного центра РАН. Прикладная экология Севера. Апатиты, 2016. Вып. 4. № 7 (41). С. 40–56.
5. Денисов Д.Б., Валькова С.А., Терентьев П.М., Черепанов А.А., Разумовская А.В. Экологическая характеристика малых озер в зоне деятельности Мончегорской площадки АО «Кольская ГМК» // Труды Карельского НЦ РАН. 2018. № 9. серия «Лимнология и океанология». С. 65–76.
6. Денисов Д.Б., Косова А.Л. Диатомовые водоросли в оценке качества вод озерно-речной системы Паз // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ Кольского НЦ РАН. 2018. № 15. С. 449–452.
7. Диатомовый анализ. М.; Л.: Госгеолгиздат, 1949. Кн. 1. 240 с.; Кн. 2. 238 с.
8. Косова А.Л., Денисов Д.Б. Диатомовые комплексы донных отложений оз. Щучье (Хибинский горный массив, Кольский п-ов) // Arctic Environmental Research. 2017. Т. 17. № 3. С. 212–221.
9. Denisov D.B., Genkal S.I. Centric diatom algae of Lake Imandra (Kola Peninsula, Russia) // International Journal on Algae. 2018. V.20. N.1. С. 23–32.
10. Ruhlman K.M., Paterson A.M., and Smol J.P. Lake diatom responses to warming: Reviewing the evidence // J.Paleolimnol. 2015. №54. P. 1–35.

Монацит — геотермометр Монтеля

Денисова Ю.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Аннотация. В работе представлены результаты использования монацита в качестве геотермометра по методу Дж. М. Монтеля. На основе термометрии насыщения по монациту были рассчитаны температуры образования гранитов Николайшорского массива (Приполярный Урал), которые согласно представленным результатам находятся в диапазоне от 708 °С до 784 °С и в среднем составляет 738 °С. Полученные данные были сопоставлены с температурами, выявленными ранее для циркона (метод Дж.- П. Пюпена и Е.Б. Ватсона) и апатита (метод Е.Б. Ватсона).

Ключевые слова: монацит, гранит, Николайшорский массив, Приполярный Урал, геотермометр, Дж. М. Монтел.

Monazite as a Montel geothermometer

Denisova Yu.V.

Institute of geology of Komi SC UB Ras, Syktyvkar, yulden777@yandex.ru

Abstract. The paper presents the results of using monazite as a geothermometer by the J. M. Montel method. On the basis of monazite saturation thermometry, the temperatures of granite formation in the Nikolayshor massif (the Subpolar Urals) were calculated, which are in the range from 708 °C to 784 °C and averages 738 °C according to the presented results. The obtained data were compared to the temperatures previously identified for zircon (J.- P. Pupin and E.B. Watson method) and apatite (E.B. Watson method).

Key words: monazite, granite, Nikolaishor massif, Subpolar Urals, geothermometer, J. M. Montel.

Введение

В настоящее время все чаще используют акцессорные минералы в качестве природных геотермометров. Большинство работ по термометрии связано с цирконом, что объясняется разнообразием существующих методик: классическая эволюционно- кристалломорфологический анализ (Pupin et al., 1980), термометрия насыщения (Watson et al., 1983), термометр Ti-in-zircon (Watson et al., 2006). Однако, если термометрия насыщения Е.Б. Ватсона позволяет определять температурные режимы формирования различных пород, методика Дж.М. Монтеля (Montel, 1993), основанная так же на изучении породного уровня организации вещества, дает такую информацию только для гранитов.

Целью работы является определение температуры формирования гранитов Николайшорского массива с использованием термометрии насыщения Дж.М. Монтеля.

В юго-восточной части Приполярного Урала в бассейнах рр. Николай-Шор и Иг-Шор отмечается группа мелких изолированных тел гранитоидов, прорывающих гнейсы няртинского метаморфического комплекса раннепротерозойского возраста. Наиболее крупное из этих тел, длина которого составляет 4 км при средней ширине 1.5 км, получило название Николайшорского массива (рис. 1). Породы рассматриваемого массива, согласно А.М. Пыстину (Пыстин и др., 2008), определяются как плагиогранито- гнейсы и гранито- гнейсы. Причем гранито- гнейсы развиваются преимущественно за счет плагиогранито- гнейсов и пространственно тесно связаны с ними. По классификации Б. Чаппела (Charpeil, 1974) Николайшорский массив относится к S - типу.

Монацит в изученных гранитах встречается преимущественно в виде полупрозрачных округлых желтых и темно-желтых зерен, размер которых составляет 0.10-0.20 мм. Наиболее часто этот минерал отмечается в виде включений в биотите.

Методика Дж.М. Монтеля, позволяет рассчитать температуру кристаллизации монацита, представляющего собой фосфат лантаноидов, и монацитсодержащей породы на основе экспериментально установленной зависимости между содержаниями LREE, основных элементов и H₂O в расплаве и температурой:

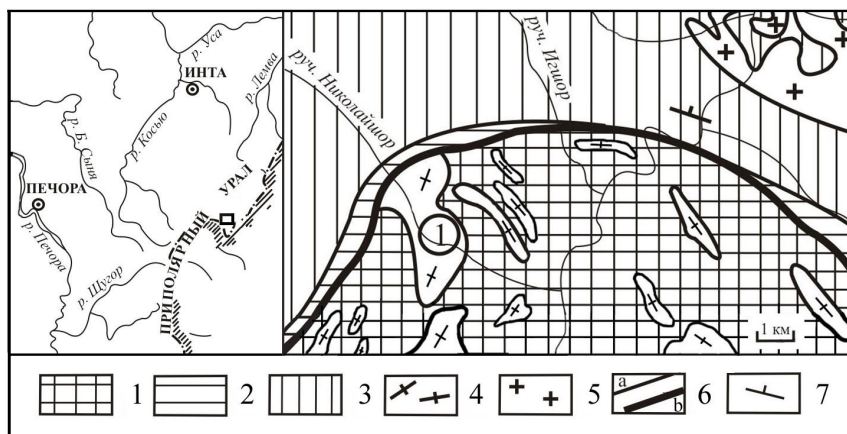


Рис. 1. Николайшорский гранитный массив (по А.М. Пыстину).

1 – биотитовые и двуслюдяные гнейсы с простоями амфиболитов; 2 – известковистые кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболовые сланцы; 3 – слюдяно- кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, метапорфиры, кварциты; 4 – гранито-гнейсы; 5 – граниты; 6 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 7 – элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Николайшорский.

Fig. 1. The Nikolaihor granite massif (after A. M. Pystin).

1 – biotite and two-mica gneisses with amphibolites layers; 2 – calcareous shales, marbles, quartzites, amphibole shales; 3 – mica-quartz shales, green orthoshales, metaporphyry, quartzites; 4 – granitoid gneisses; 5 – granites; 6 – geological boundaries: a – stratigraphic and magmatic, b – tectonic; 7 – elements of occurrence of planar structures. Massifs (numerals in circles): 1 – the Nikolaihor massif.

$$\ln(\text{LREE}) = 9.5 + 2.34M_{\text{mz}} + 0.3879\sqrt{\text{H}_2\text{O}} - 13318/\text{T}^{\text{K}},$$
$$\text{LREE} = (\sum(\text{REE}_i)/\text{REE})/X_{\text{mz}},$$
$$M_{\text{mz}} = 100(\text{Na} + \text{K} + \text{Li} + 2\text{Ca})/(\text{Al}(\text{Al} + \text{Si})),$$

откуда

$$\text{T}^{\text{C}} = 13318 / (9.5 + 2.34M_{\text{mz}} + 0.3879\sqrt{\text{H}_2\text{O}} - \ln(\text{LREE})) - 273.15,$$

где REE_i – содержание La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd в расплаве, атом. вес, REE – суммарное содержание LREE в расплаве, атом. вес, X_{mz} – суммарное содержание LREE в расплаве, мол. вес, M_{mz} – соотношение катионов, H_2O – предполагаемое содержание воды в расплаве, T^{K} – температура, Кельвин, T^{C} – температура, Цельсий.

Для расчета температур насыщения для монацита были использованы данные химического состава гранитов Николайшорского массива (табл. 1).

Таким образом, кристаллизация монацита происходила при высоких температурах, а именно от 708 °С до 784 °С. Кроме того, согласно последовательности кристаллизации минералов, которую для рассматриваемого массива определили М.В. Фишман и его коллеги (Фишман, 1968), николайшорский монацит выделялся на заключительной стадии формирования гранитов изученного массива. Это не соответствует предположению В.П. Водолазской (Водолазская и др., 1997) о низкотемпературном характере рассматриваемых пород.

Заключение

Полученные результаты, основанные на использовании монацита в качестве геотермометра, позволяют сделать вывод, что граниты Николайшорского массива являются высокотемпературными образованиями, причем завершающая стадия формирования пород изученного массива проходила при температурах от 708 °С до 784 °С.

Это подтверждает более ранние данные автора, согласно которым температурный диапазон образования пород Николайшорского гранитного массива составляет: на основе термометрии насыщения Е.Б. Ватсона по циркону – 606-648 °С, термометрии насыщения Е.Б. Ватсона по апатиту

- 650-900 °С, эволюционного кристалломорфологического анализа Дж.- П. Пюпена - 634-877 °С (Денисова, 2016, 2018).

Таблица 1. Химический состав гранитов Николайшорского массива.

Table 1. Chemical composition of the Nikolaishor massif granites.

Номер пробы	Н-1	Н-2	Н-4	Н-5	Н-7
Основной компонент, масс. %					
SiO ₂	74.20	75.50	76.11	76.14	75.76
TiO ₂	0.13	0.16	0.05	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	13.53	13.72	13.67	12.57	13.14
FeO	0.61	0.72	1.01	0.89	0.97
Fe ₂ O ₃	1.65	1.21	0.48	0.42	0.75
MnO	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02
MgO	0.05	0.30	0.35	0.18	0.42
CaO	2.01	1.55	0.46	1.22	0.59
Na ₂ O	4.28	3.84	3.11	3.28	3.33
K ₂ O	2.53	3.53	4.89	4.31	5.14
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02
ппп	0.74	0.32	0.23	1.08	0.62
Σ	99.80	100.87	100.39	100.25	100.86
Редкие элементы, г/т					
La	18.91	15.30	16.70	24.12	14.48
Ce	28.21	22.97	33.57	43.15	21.59
Pr	3.34	2.68	3.87	4.48	2.11
Nd	9.35	7.42	11.9	14.59	6.15
Sm	2.25	1.84	4.79	6.69	3.59
Eu	0.41	0.33	0.41	0.52	0.29
Gd	2.19	1.91	2.85	3.38	1.85
Tb	0.39	0.32	0.49	0.59	0.28
Dy	2.42	1.92	2.88	3.68	1.73
Ho	0.53	0.39	0.63	0.77	0.35
Er	1.54	1.14	1.64	1.92	1.05
Tm	0.23	0.17	0.28	0.35	0.15
Yb	1.01	0.83	1.29	1.65	0.87
Lu	0.20	0.15	0.28	0.33	0.17
Температура, °С					
T ^с	718	720	755	785	708

Примечание. Химический состав гранитов получен с помощью силикатного метода в ЦКП «Наука» Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар, аналитик О.В. Кокшарова). Содержания редких элементов получены с помощью ICP-MS метода в Институте геологии и геохимии (Екатеринбург, аналитик Ю.Л. Ронкин).

Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН ГР № АААА-А17-117121270035-0 и при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

Литература

1. Денисова Ю.В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. № 11. 2016. С. 11–22.
2. Денисова Ю.В. Апатит Николайшорского гранитного массива (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. № 9. 2018. С. 24–29.

3. Водолазская В.П., Котов К.Н., Шергина Ю.П. О возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала // Гранитоидные вулcano- плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Сыктывкар. Геопринт. 1997. С. 34–36.
4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25–38.
5. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л.: Наука. 1968. 252 с.
6. Chappell B.W., White A- J. R. Two contrasting granite types // *Pacif. Geol.* 1974. V. 8. P. 173–174.
7. Montel J.M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // *Chem. Geol.* V. 110. 1993. P. 127–146.
8. Pupin J.- P. Zircon and granite petrology // *Contrib. Miner. Petrol.* V. 73. 1980. P. 207–220.
9. 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.* V. 64. 1983. P. 295–304.
10. Watson E.B., Wark D. A., and Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* V. 151. 2006. P. 413–433.

Гранитоиды Эльмусской структуры и связанная с ними рудная минерализация (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, Центральная Карелия)

Дмитриева А.В.

ИГ Кар НЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: dmitrievaa-v@yandex.ru

Аннотация. В работе приводятся результаты исследования гранитоидов Эльмусской структуры и связанной с ними рудной минерализации (южная часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса).

Ключевые слова: Эльмусская структура, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, золоторудная минерализация.

Elmus structure granitoids and associated ore mineralization (Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia)

Dmitrieva A.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, e-mail: dmitrievaa-v@yandex.ru

Abstract. The results of the study of the granitoids and associated ore mineralization of the Elmus Structure (southern Vedlozero-Segozero greenstone belt) are reported.

Keywords: Elmus structure, Vedlozero-Segozero greenstone belt, gold mineralization.

Введение

Изучение геологического строения и поисковые работы в пределах Эльмусской структуры проводились в разные периоды времени Карельской ГЭ, ГПП «Невскгеология», ООО «Индустрия», сотрудниками ИГ КарНЦ РАН. В настоящей статье приводится обобщение материалов по кислому интрузивному магматизму Эльмусской структуры, накопленных автором, а также полученных в ходе предшествующих исследований.

Геологическое строение

Эльмусская мезоархейская структура в низах геологического разрез представлена метабазиитами и коматиитами, которые перекрываются метаандезитами и вулканогенно-осадочными толщами среднего и кислого состава (2.9-2.86 млрд. лет), в верхней части установлены конгломераты и песчаники, сопоставляемые с осадочными образованиями «pull-apart» бассейнов, подобные таковым (2.7-2.68 млрд. лет) в Койкарской структуре (Светов и др., 2005). В СЗ части структуры в районе оз. Пунозеро развиты аркозы и полимиктовые граувакки с обломками полевых шпатов и темноцветных минералов (1-5 мм) и крупными обломками амфиболитов (до 20 см), аналогичных метапироксенитам Эльмусского массива. Метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ не превышает уровня зеленосланцевой фации. Мезоархейские вулканиды с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются палеопротерозойскими отложениями (PR₁sm-sr – PR₁jt).

В Эльмусской структуре установлены позднеархейские субмеридиональные и субширотные сдвиговые деформации, определившие заложение «pull-apart» бассейнов и направление расщеливания в этих зонах (Кулешевич, Лавров, 2007; Светов и др., 2005). Интракратонные протерозойские синклинали структуры контролируются разломами СЗ и С-СВ простирания. Постятулийские сдвиговые деформации имеют доминирующие СЗ и СВ направления.

Интрузивный магматизм

Мезоархейские вулканиды Эльмусской структуры в северной части прорываются телами ультрабазитов (Столбовая гора) и габброидов (Гавшламная), в северо-восточной – Орехозерским диорит-гранодиоритовым плутоном (ранний ТТГ-комплекс) и сопутствующими ему дайками.

В центральной части структуры расположен плагиогранит-порфировый массив Талпус с возрастом 2861 ± 11 млн. лет (Иванов, Лохов, 2015). Северо-восточнее оз. Пальезеро находится Карташовский pluton порфировидных гранитов, имеющий близкий возраст – 2810 ± 60 млн. лет (Лобач-Жученко, Левченков, 1985).

В западном обрамлении развиты небольшие тела плагио-микроклиновых гранитов и мигматит-граниты.

Дайковый комплекс включает малые тела плагиопорфиров и гранит-порфиров.

Неоархейский умереннощелочной магматизм представлен дифференцированным Эльмусским массивом (2741 ± 7 млн. л., Vibikova et al., 2005) в ЮЗ борту структуры.

Орехозерский диорит-гранодиоритовый массив представляет собой часть более крупного гранитоидного блока в восточном борту структуры.

Талпусский плагиогранит-порфировый pluton образует небольшое субвулканическое тело, возможно, является апофизом более крупного интрузива – Карташовского массива. На участке Талпус-гранитный в рассланцованных породах штокверковая зона представлена системой кварцевых жил ($290-295^\circ$; $310-320^\circ$; $45-50^\circ$, реже 30°) с пирит-галенит-арсенопиритовой минерализацией.

Эльмусский дифференцированный умереннощелочной массив сложен преимущественно монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами (II-фаза). Порфировидные кварцевые монцодиориты центральной части plutona содержат зональный полевой шпат, в краевой зоне они сменяются монцодиоритами. В СЗ эндоконтакте массива развиты метапироксениты I-фазы. В интрузиве выделяются зоны рассланцевания (аз. пр. 315° ; 340°) и трещины, выполненные эпидотовыми прожилками (70°).

Петро-геохимическая характеристика пород

Гранодиориты *Орехозерского* plutona содержат $68.67\% \text{ SiO}_2$, $\Sigma \text{alk } 6.76\%$, $\text{Na} > \text{K}$ (рис. 1). Породы обладают низкой магнезиальностью ($\# \text{mg} = 0.47$) и невысокими концентрациями Sr и Ba – 265 и 562 ppm, соответственно. Сопровождающие Орехозерский массив дайки плагиопорфиров содержат больше SiO_2 75.2% и меньше $\Sigma \text{alk } 5.99\%$ ($\text{Na} > \text{K}$). Для пород характерны более низкая магнезиальность ($\# \text{mg} = 0.42$), а также количество Ba (327-335 ppm) и Sr (72-75 ppm). В плагиопорфирах

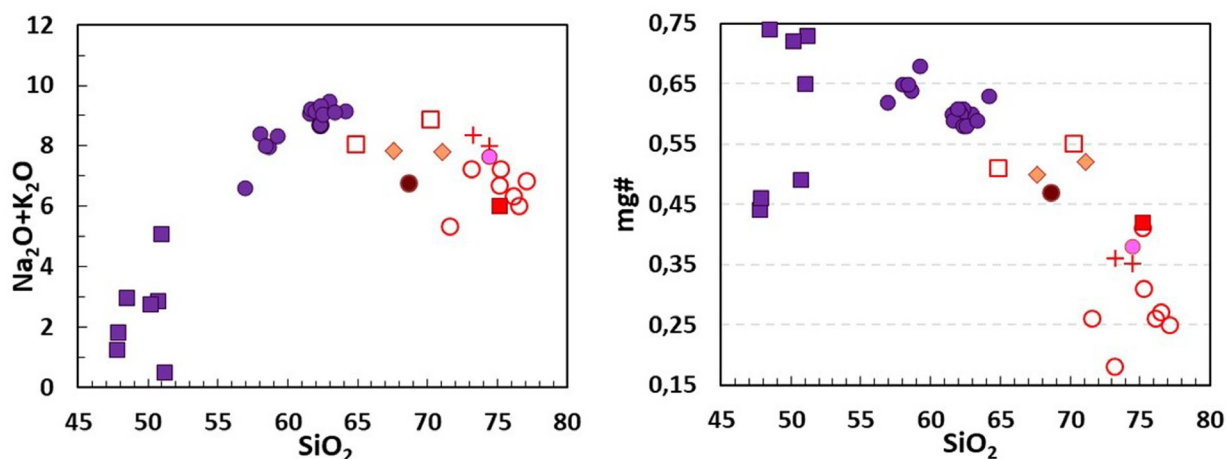


Рис. 1. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Эльмусской структуры.

1 – гранодиориты Орехозерского массива; 2 – плагиогранит-порфиры массива Талпус; 3 – плагио-микроклиновые граниты западной части структуры; 4 – пироксениты и 5 – монцодиориты, кварцевые монцодиориты Эльмусского массива; 6 – мигматит-граниты (район оз. Пунозеро). Дайки: 7 – плагиопорфиры (район оз. Орехозеро); 8 – гранит-порфиры; 9 – плагиопорфиры (район оз. Педролампи).

Fig. 1 Petrochemical diagrams for Elmus structure granitoids.

1 – granodiorites, Orekhzero massif; 2 – plagiogranite-porphiry, Talus massif, 3 – plagio-microcline granites, western part of the study area; 4 – pyroxenites and 5 – monzodiorites and quartz monzodiorites, Elmus massif; 6 – migmatite-granites (Pynozero Lake area). Dikes: 7 – plagioporphiry, (Orekhzero Lake area); 8 – granite-porphiry; 9 – plagioporphiry, (Pedrolampi Lake area).

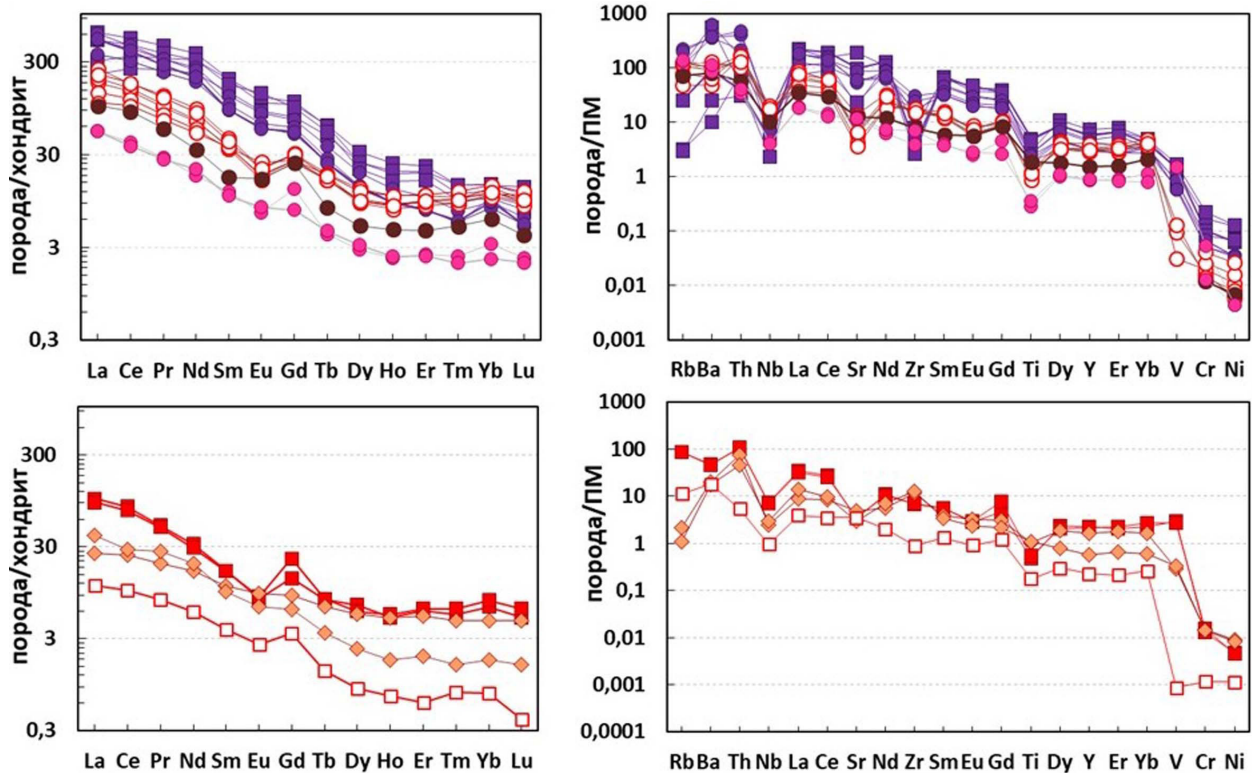


Рис. 2. Распределение редкоземельных и редких элементов в гранитоидах Эльмусской структуры, нормированные на хондрит и примитивную мантию, соответственно, по (Sun, MacDonough, 1989): условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 2. Chondrite- and primitive-mantle-normalized rare-earth and trace element distribution, respectively, in Elmus Structure granitoids. After (Sun, MacDonough, 1989): for the symbols, see Fig. 1.

отмечаются повышенные содержания As – 235-325 ppm, в то время как в гранодиоритах его концентрация очень низкая (2.2 ppm).

Плагิโอгранит-порфиры массива Талнус содержат 73.16-77.12 % SiO₂, Σalk 5.33-7.24 % (Na>>K) и характеризуются низкой #mg=0.18-0.41. Породы имеют фракционированный спектр распределения REE (ΣREE=190-250 ppm, La_N/Yb_N=16-23), умеренно обеднены HREE. На мультиэлементных диаграммах отмечается наличие отрицательных аномалий Eu, Nb, Sr и Ti (рис. 2). По геохимическим характеристикам гранит-порфиры соответствуют ТТГ низкого давления (<10 кбар), формирующимся в равновесии с безгранатовым амфиболовым реститом (роговая обманка + плагιοоклаз). Реститовый плагιοоклаз концентрирует Eu и Sr, что приводит к обеднению ТТГ-магм низкого давления данными компонентами (Моуэн, 2011)

Плагιο-микроклиновые граниты, расположенные в западном борту структуры, содержат 74.4 % SiO₂, Σalk 7.67 % (Na>K). Породы имеют аналогичные гранодиоритам Орехозерского массива спектры распределения редкоземельных и редких элементов, отличающиеся более низкими абсолютными значениями (рис. 2).

Мигматит-граниты района оз. Пунозеро содержат 73.3-74.5 % SiO₂ и Σalk 7.96-8.32 %, имеют переменный состав большинства редких и редкоземельных элементов, а также повышенные концентрации As – 50-307 ppm.

Дайки тонкозернистых плагιοпорфиров в районе оз. Педролампи содержат SiO₂ 67.6-71.1 %, Σalk 7.8 %, имеют существенно натриевую щелочность, повышенную #mg=0.5-0.52 и переменный состав HREE (рис. 2). Дайки гранит-порфиров южнее Орехозерского массива и в устье р. Педро характеризуются повышенной суммой щелочей 8.04-8.87 % (Na>K) и #mg=0.51-0.55 (MgO 1.06-2.3 %) при содержании SiO₂ 64.85-70.25 %, а также низкими значениями ΣREE и большинства редких элементов (рис. 2).

Породы *Эльмусского умереннощелочного массива* имеют высокую магнезиальность, сумма щелочей и количество P_2O_5 при широком диапазоне содержаний SiO_2 (рис. 1; Дмитриева, 2015, 2017). По составу они отвечают санукитоидной геохимической серии. В пироксенитах содержание SiO_2 47.82-51.16 %, Σalk 0.5-2.87 %, в интенсивно калишпатизированных разностях возрастает – до 5.09 %, $\#mg=0.44-0.76$. Отношение Na_2O/K_2O изменяется в диапазоне 1.86-4.66. Содержание TiO_2 достигает 1.04 %, P_2O_5 0.7 % и обусловлено присутствием титанита, апатита и темноцветных минералов. Пироксениты характеризуются высокими содержаниями REE – 400-1300 ppm и резко фракционированным спектром их распределения ($La_N/Yb_N=51-52$). Содержание Cr составляет 250-655, Ni 130-250 ppm. Концентрация Ba – 170-620, Sr – 490-2040 ppm, в измененных разностях (с калишпатом и биотитом) увеличивается до 3800 и 4030 ppm, соответственно. Монцодиориты имеют высокую магнезиальность ($\#mg=0.64-0.68$) при содержании SiO_2 58.0-59.2 % и Σalk 7.96-8.4 % ($Na_2O/K_2O=0.86-1.64$). В породах ΣREE 416-584 ppm ($La_N/Yb_N=46-56$). Концентрация Cr ~200 и Ni ~70 ppm. Одновременно наблюдается обогащение несовместимыми элементами – Ba и Sr, 2500-4290 и 1280-1835 ppm, соответственно. Кварцевые монцодиориты отличаются более высоким содержанием SiO_2 61.52-64.14 % и Σalk 8.69-9.47 % ($Na_2O/K_2O=0.78-1.36$). Магнезиальность пород незначительно снижается до 0.60-0.63. Содержание ΣREE 526-608 ppm ($La_N/Yb_N=56-59$). Количество в породах Cr снижается до 151-153 ppm, Ni – в тех же пределах. Концентрации Ba и Sr высокие – 2474-2560 и 1104-1285 ppm, соответственно. В кварцевых монцодиоритах отмечается повышенное содержание Th до 40 ppm, который входит в состав торита.

С увеличением содержания в породах *Эльмусского массива* SiO_2 , снижается количество TiO_2 , FeO, Fe_2O_3 , MgO, CaO и P_2O_5 , возрастает сумма щелочей и концентрация Al_2O_3 , что отражает уменьшение количества темноцветных минералов и преобладание полевых шпатов в процессе кристаллизации расплава. Вариации составов пироксенитов связаны с их интенсивным преобразованием. Для пород массива характерно фракционированное распределение REE (рис. 2). С увеличением SiO_2 их содержание уменьшается. Пироксениты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты обладают резко выраженными отрицательными аномалиями Nb, Zr и Ti. Наряду с высокой $mg\#$ (>0.6), высокими содержаниями Cr (150-655 ppm), Ni (65-250 ppm) и щелочей, для них характерна обогащенность Ba (до 4300 ppm) и Sr (до 4030 ppm). В монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах II-фазы относительно пироксенитов увеличивается содержание Ba, Rb, Th, Zr, контролируемые полевыми шпатами, слюдами, торитом и цирконом.

Рудная минерализация *Эльмусского массива* в метапироксенитах I-фазы представлена бедной апатит-титанитовой вкрапленностью и медно-сульфидной (пирит-халькопиритовой) минерализацией. Содержание ΣREE в них достигает 1350 ppm. В монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах II-фазы установлены высокие содержания Ba (до 3800 ppm), Sr (до 4300 ppm) и Th (до 40.4 ppm). Ba и Sr входят в состав K-полевых шпатов и более позднего барита. Th концентрируется в торите, REE – в алланите, Се-эпидоте, карбонатах бастнезит-паризитового ряда (Дмитриева, 2015, 2017).

Кварцевый штокверк в плагиогранит-порфирах *массива Талпус* сопровождается кварц-серицитовыми изменениями, во внешнем ореоле развиты эпидот, кальцит и хлорит. В штокверке относительно слабо измененных гранитов отмечается увеличение As, Pb, Zn, Cu, Sb и Ag. В зальбандах кварцевых жил выделяется галенит-арсенопиритовая минерализация, которая на удалении сменяется арсенопирит-сфалерит-халькопирит-пиритовой. Плагиогранит-порфиры массива Талпус имеют Au-S-As специализацию (Олейник и др., 2013; Кулешевич и др., 2015а-б).

Влияние гранитов во внешнем ореоле проявлено во вмещающих толщах и колчеданных рудах, расположенных восточнее массива (проявление *Талпус-колчеданный*). Во вмещающих андезит-дацитовых туфогенно-осадочных породах по зонам расланцевания формируются альбит-серицит-кварц-карбонат(кальцит-анкерит)-хлоритовые метасоматиты. Рудная минерализация представлена пиритом, вкрапленностью арсенопирита и пирротина, реже сульфидами полиметаллов, Cu-, Pb- и Ag-сульфосолями и золотом (Коваль, Полеховский, 2015; Кулешевич и др., 2015а; Кулешевич, 2016).

В дайках плагиопорфиров также отмечаются повышенные содержания As 235-325 ppm.

Работа выполняется по теме НИР № ГР АААА-А18-118020290084-7 ИГ КарНЦ РАН.

Литература

1. Дмитриева А.В. Геохимические особенности интрузивных пород Эльмусской структуры и их рудоносность // Матер. XXVI молодежной школы-конф., посвящ. пам. чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск. 2015. С. 89–92.
2. Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неоархейского умереннощелочного магматизма Центральной Карелии. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб. 2017. 20 с.
3. Иванов Д.В., Лохов К.И. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитоидного массива Талпус (Эльмусская площадь, Ц. Карелия) // Матер. IV международ. науч.-практич. конф. молодых ученых и специалистов пам. акад. А.П. Карпинского. СПб. 2015. С. 431–435.
4. Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В., Лавров О.Б., Иванов Д.В. Эльмусская зеленокаменная структура: эволюция интрузивного магматизма, изменения пород и благороднометалльная минерализация (Центральная Карелия) // Матер. XII Всерос. петрографического совещания. Петрозаводск. 2015а. С. 441–444.
5. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В. Золото-сульфоарсенидная минерализация проявления Талпус, Эльмусская площадь, Карелия // Труды XII Всерос. (с между. уч.) Ферсмановской науч. сессии, посв. 80-летию со дня рожд. акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты. 2015б. С. 130–134.
6. Коваль А.В., Полеховский Ю.С. Условия локализации и минеральные парагенезисы золота рудопроявления Талпус, Центральная Карелия // Матер. IV международ. науч.-практич. конф. мол. уч. и специалистов пам. акад. А.П. Карпинского. СПб. 2015. С. 107–110.
7. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. № 10. С. 140–158.
8. Кулешевич Л.В. Золото-сульфоарсенидная минерализация Эльмусской площади (Карелия) // Материалы международ. Федоровской науч. сессии. СПб. 2016. С. 143–145.
9. Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. Новые данные по геохронологии Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. 1985. С. 5–26.
10. Олейник И.Л., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Иванов Д.В. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Материалы международ. конф. «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск. 2013. С. 141–145.
11. Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н., Антропова Е.А. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. № 8. С. 5–17.
12. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
13. Moyen J.-F. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a nonunique tectonic setting for Archaean crustal growth // Lithos. 2011. V. 123. P. 21–36.
14. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. № 42. P. 313–345.

Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы палеопротерозойских (PR_{1sm}) расслоенных массивов

Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В.

ИГ Кар НЦ РАН, Петрозаводск, dmitrievaA-V@yandex.ru; kuleshev@krc.karelia.ru

Аннотация. В работе приводится сводка по результатам изучения рудной минерализации палеопротерозойских расслоенных массивов С. Карелии, выполненных разными исследователями (проявлений Луккулайсваара, Кивакка, Травяная Губа, Панфилова гора, Климовское). Наибольшее внимание уделяется минералам металлов платиновой группы.

Ключевые слова: минералы ЭПГ, проявления расслоенных интрузий Олангской и Беломорской группы, С. Карелия.

Mineral species of North Karelia: ore minerals of Paleoproterozoic (PR_{1sm}) layered massifs

Dmitrieva A.V., Kuleshevich L.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, dmitrievaA-V@yandex.ru; kuleshev@krc.karelia.ru

Abstract. The results of the study of ore mineralization in the Paleoproterozoic layered massifs of North Karelia conducted by various researchers (Lukkulaisvaara, Kivakka, Travyanaya Guba, Panfilova Gora, and Klimovskoye occurrences), are reported. Attention is focused on platinum-group metal minerals.

Keywords: PGE minerals, Olanga and Belomorian Group layered intrusion occurrences, N.Karelia.

Ранний палеопротерозойский интрузивный базит-гипербазитовый магматизм Беломорского складчатого пояса и западной части Северной Карелии представлен метаморфизованными интрузивными телами и небольшими дайками комплексов лерцолит-габбро-норитов, габбро-анортозитов (~2.45 млрд. лет) (по данным М.М. Лаврова, В.С. Степанова, результатам работ производственных геологических организаций и др.). Настоящие тезисы являются обобщением результатов (сводка) многолетних исследований платинометалльной минерализации в расслоенных интрузиях сумийского возраста С. Карелии и приводятся по работам геологов, изучавших их металлогеническую нагрузку.

Интрузии Олангской группы находятся в северо-западной части Лоухского района. Минерагеническая зона, включающая палеопротерозойские (PR_{1sm}) расслоенные интрузии, прослеживается от СЗ Финляндии (вблизи границы с Карелией – интрузия Койлисмаа) в В-СВ направлении до Олангской площади. На территории Финляндии в районах Кеми и Койлисмаа к подобным интрузиям приурочены несколько крупных месторождений и проявления Fe-V-Ti, Cr, Cu и ЭПГ (<https://gtkdata.gtk.fi/mdae/index.html>). Им аналогичны сумийские интрузии Карелии: в С. Карелии – это рудопроявления и наиболее крупные интрузии Олангской группы (Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга) и некоторые небольшие массивы в Беломорском складчатом поясе (Беломорская группа).

Рудная минерализация массивов Луккулайсваара и Кивакка

Расслоенный перидотит-пироксенит-габброноритовый массив Луккулайсваара расположен на СЗ Лоухского района Р. Карелия. Он изучался ЦКЭ в 90-х гг. прошлого века. В начале 2000-х гг. ЗАО «Норит» проводилось бурение и оценка интрузии на никель и платиноиды. В результате в массиве Луккулайсваара были выявлены вкрапленная пентландит-халькопирит-пирротиновая минерализация и ЭПГ. А также выделены следующие типы никелевой минерализации: 1) миллерит-борнит-халькопиритовая, 2) пентландит-борнит-миллеритовая, 3) пентландит-халькопиритовая. Но основным типом оруденения является платинометалльное. Таким образом, в результате проведенных работ было установлено, что для массивов Олангской группы характерна платинометалльная специализация и выделены проявления Надежда, Восточное КЗ, № 2 и № 15 и еще несколько перспективных участков с аномальными концентрациями ЭПГ (Минерально..., 2005). Все вместе они

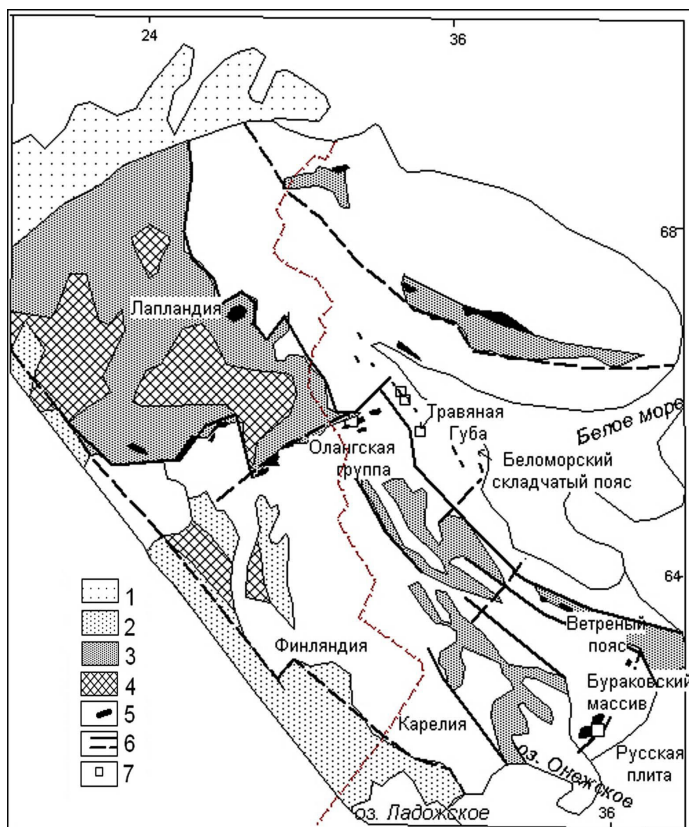


Рис. 1. Региональное положение PR1sm расслоенных интрузий Северной Карелии и проявлений ЭПГ, основа по С.И. Турченко (2007).

1 – каледониды; 2 – палеопротерозойские аккреционные образования; 3 – палеопротерозойские рифтогенные осадочно-вулканогенные образования; 4 – гранитоиды (1.8-1.74 млрд. лет); 5 – расслоенные интрузии и дайковые тела (PR1sm); 6 – тектонические зоны, трансформные разломы; 7 – PR1sm ЭПГ-рудопоявления: Олангская группа (Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга), Беломорская группа: Травяная Губа, Панфилова гора, Климовское.

Fig. 1. Regional position of PR1sm layered intrusions and PGE occurrences in North Karelia.

1 – Caledonides; 2 – Paleoproterozoic accretionary rocks; 3 – Paleoproterozoic riftogenic sedimentary-volcanogenic rocks; 4 – granitoids (1.8-1.74 Ga); 5 – layered intrusions and dikes (PR1sm); 6 – tectonic zone, transform fault; 7 – PR1sm PGE occurrences: Olanga group (Lukkulaisvaara, Kivakka, Tsipringa), Belomorian group: Travyanaya Guba, Panphilova Gora, Klimovskoe.

объединяются в рудопоявление *Луккулайсваара*. Среднее содержание Σ ЭПГ в рудах колеблется от 3.84 до 9 г/т. Содержание ЭПГ сильно варьирует. На проявлении Надежда концентрация Pt достигает 3.22 г/т, Pd – 14.68 г/т. При среднем содержании ЭПГ 7.5 г/т, ресурсы P1+P2 составляют ~13.2 т (по данным работ С.Ф. Ключина).

Установлено, что рудная минерализация локализуется в толще переслаивания микрогабброноритов с мелкозернистыми норитами и прослоями анортозитов (критической зоне). Платиновая минерализация тяготеет к малосульфидным ассоциациям с сульфидами меди. Основное изучение рудной минерализации и минералов платиновой группы были выполнены А.Ю. Барковым (Барков и др., 1991, 1992, 1993; Barkov et al., 1996а-б, 2000, 2002, 2004 и др.). Они представлены теллуридами и висмито-теллуридами (такими как меренскиит, мончеит, теларгпалит, котульскит, соболевскит, майченерит, сопчеит, теллуropалладинит, луккулайсваараит, фаза $(Pd,Ag)_2Te$), сульфидами (брэггит, висоцит), сульфоарсенидами (холлингуотит, ирарсит), арсенидами (сперрилит, меньшеиковит, стиллуотерит), станнидами и плюмбидами (минералы серии атокит-рустенбургит, паоловит, звягинцевит, таймырит, фазы $Pd_2(Sn,Sb)$, $Pd_2(Sn,As)$), антимонидами (мертиит, изомертиит, стибнопалладинит), сплавами (туламинит, Pt-Pd и Au-Ag сплавы), сульфотеллуридами (оуланкаит $(Pd,Pt)_5(Cu,Fe)_4SnTe_2S_2$), интерметаллидами – $(Fe,Ni)_3Cr$. Встречаются гессит, галенит. Составы некоторых редких платиноидов, обнаруженных впервые в Карелии и впервые открытых в массиве Луккулайсваара, приведены в таблице 1.

К впервые установленным в Карелии относятся Pd-Ni-арсенид – меньшеиковит; Ag-Pd теллуриды – теларгпалит и сопчеит; атокит-рустенбургит, таймырит, звягинцевит (Pd 60.03, Pb 40.2 %), туламинит, к впервые открытым – оуланкаит и луккулайсваараит.

Оуланкаит $(Pd,Pt)_5(Cu,Fe)_4SnTe_2S_2$, в том числе, с Ag, был обнаружен в сульфидных обособлениях среди пегматоидных пироксенитов (табл. 1/1-2). Он был назван по р. Оланге (Оуланке – фин.). Минерал образует пластинки размером до 0.2×0.1 мм в тесной ассоциации с медными и никелевыми сульфидами и минералами ЭПГ – мончеитом, котульскитом, теларгпалитом. Луккулайсваараит $(Pd_{14}Ag_2Te_9)$ – новый минерал, получивший название по массиву Луккулайсваара, содержит Ag до 7.34-7.68 % (табл. 1/3-4). В линзах ЭПГ-Ag-содержащих габброноритов была обнаружена также не-

обычная высокоглиноземистая ассоциация и микрокристаллический ставролит. Апатит и амфиболы в рудном горизонте содержат высокое содержание хлора в добавочных анионах, что характерно для рудного процесса и является типоморфной чертой рудопроявления (Барков и др., 1993).

Таблица 1. Составы редких минералов ЭПГ в массивах Олангской группы (мас. %).

Table 1. Rare-mineral compositions of PGE in Olanga Group massifs, wt. %.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pd	41.3	42.04	52.15	51.49	48.48	48.66	43.4	24.8	15.9	51.0	56.2	0.4
Pt	2.6	2.37							57.3	28.2	9.5	76.5
Cu	17.4	17.45					0.4		0.7	0.4	6.1	11.8
Fe	2.7	2.31					0.4		0.3	0.1	0.1	10.6
Ni					17.22	17.60						1.0
Ag			7.34	7.68			28.9	34.3	0.2		0.3	
Sn	9.6	9.65							25.6	20.03	26.8	
Te	21.6	21.21	39.98	41.03			23.4	40.7				
Bi							1.6					
As					33.71	33.46						
S	4.7	4.88					0.9					
Сумма	99.9	99.91	99.47	100.2	99.41	99.93	99.2	99.8	100	100.1	99.0	100.6
Ссылка	1	1	2	2	3	4	5	5	5	5	5	5

Примечание. 1-2 – оуланкаит $(Pd,Pt)_5(Cu,Fe)_4SnTe_2S_2$, 3-4 – луккулайсваарит $(Pd_{14}Ag_2Te_9)$, 5-6 – меньшековит $(Pd_3Ni_2As_3)$, 7 – теларгпалит, 8 – сопчеит, 9 – атокит, 10 – промежуточный атокит-рустенбургит (Pb-0.1 %), 11 – таймырит, 12 – туламенит. Ссылки: 1 – Barkov, 1996 б; 2 – Vymazalova et al., 2014; 3 – Barkov, Martin, 2002; 4 – Barkov et al., 2000; 5 – Barkov, Lednev, 1993.

Среди сульфидов обнаружен новый минерал – Cu-Мо-рениит $(Cu,Fe)(Re,Mo)_4S_8$ (Barkov, Lednev, 1993), состава: Re 55.39, Мо 10.87, Cu 5.75, Fe 1.14, S 26.46 мас. %. Cu-Мо-рениит всегда ассоциирует с минералами-платиноидами.

В расслоенном перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Кивакка небогатое никелевое оруденение содержит Ni 0.36-0.4 %, Cu 0.3-0.65 % (рудопроявления *Кивакка*, *Кивакка-1*, *Кивакка-2*; по данным работ С.Ф. Ключина; Минерально..., 2005), в массиве Ципринга (*3. Ципрингское*) Cu – 1 %, северо-восточнее в массиве Ханкусъярви Cu – до 3.75 %. В габброноритовой зоне интрузии Кивакка локализуется халькопирит-пентландит-пирротиновая минерализация. Мощность рудных зон выделяемых проявлений составляет 5-40 м, протяженность достигает 400 м. В массиве Кивакка в расслоенной серии было выявлено несколько проявлений минерализации ЭПГ с содержанием $\Sigma(Pt+Pd)$ 3-6 г/т (Pt 1-3, Pd 1-5 г/т), а также был установлен полный ряд составов минералов серии меренскиит-мончеит. Реже встречаются котульскит и сперрилит. Прогнозные ресурсы ЭПГ по Олангскому узлу в целом по категориям (P1+P2) оцениваются в 26.48 т, по категории P3 – 35 т (Минерально..., 2005).

В Беломорском складчатом поясе в Куземском лерцолит-габбро-пироксенитовом комплексе (Беломорская группа интрузий) небогатая пентландит-халькопирит-пирротиновая гнездово-вкрапленная минерализация локализуется в краевых (верхней и придонной) частях интрузии. Руды проявления *Гора Панфилова* содержат в среднем Ni 0.74 % и Cu 1.18 % (P1+P2 меди – 50 тыс. т; никеля – 40 тыс. т); $\Sigma(Pt+Pd)$ достигает 5.56 г/т (P1+P2 – 10 тыс. т, по данным ГР работ Полякова Е.В. за 2002; Минерально..., 2005). Малосульфидная платинометаллическая рудная минерализация представлена висмуто-теллуридами.

В Климовском рудном узле выделяются рудные зоны с вкрапленной медно-никелевой минерализацией и повышенными концентрациями Ni – 0.28-0.5 %, Cu – 0.26-1.0 % и благородных металлов (по ГР работам Абрамова А.В. за 1992 г., материалам статей и отчетов сотрудников ВСЕГЕИ).

На проявлении Климовском в амфиболитизированных габбро-пироксенитах (2.43-2.41 млрд. лет) в области развития пегматитов (месторождение им. Чкалова) выявлена вкрапленная сульфидная минерализация (пирротин, халькопирит, борнит, пентландит, виоларит, пирит) с мельчайшими рассеянными минералами благородных металлов – висмута-теллуридов Pd, реже сульфоарсенидов (сперрилита, холлингуортита), кобальтина-герсдорфита, а также тонкодисперсное золото, электрум, пильзенит, гессит, висмут (по работам ВСЕГЕИ – Соколова С.В., Петрова О.В., Шевченко С.С., Крупник В.А. и др.) Первичные силикаты основных пород замещены амфиболом и хлоритом (выделяются как пропициты), на поздних стадиях породы бывают биотитизированы. Содержания Pd составляют 0.1-1.4 г/т, Pt 0.04-0.18 г/т, Au 0.05-0.32 г/т (Шевченко, 2009; Шевченко и др., 2009). Данные, полученные по изотопному составу серы сульфидной минерализации, указывают на ее мантийный источник. В наложенных зонах расщепления и развития серицита с пиритом характерны повышенные концентрации Au. Влияние свекофенских процессов – образование гранитов и пегматитов (1799±9 млн. лет), сопровождалось обогащением рудной минерализации Bi, Te, Mo, образованием турмалина, слюд, скаполита и более низкотемпературных минералов и смешением геохимических ассоциаций.

Ильменит-титаномагнетитовые руды проявления Травяная Губа, расположенного восточнее оз. Кереть в С. Карелии, приурочены к небольшой интрузии сумийского возраста (PR_{1sm}), прорывающей архейские толщи. Интрузивное тело сложено оливиновыми и рудными вебстеритами, амфиболитами по ним и габбро (Степанов, 1994, 2001). Совместно с вмещающими толщами оно было смято и метаморфизовано в условиях амфиболитовой фации. Интрузия сечется пегматитами с жилами ильменита. Процессы метаморфического преобразования сопровождаются выделением гидротермальных цирконов (Кожевников, Земцов, 2014).

Таблица 2. Минералы палладия и платины (мас. %).

Table 2. Palladium and platinum minerals, wt. %.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Fe %		3.12	4.09	1.20		1.37	1.60	3.47					0.86
Co						1.32	3.23	15.07					
Ni				0.97		7.37	6.12	6.43					
Cu	2.42	1.38	0.63	3.14		1.23			6.24	2.12	0.96		
As	9.56	8.90	8.38	20.08	10.42	25.04	14.76	30.17		23.5		43.08	41.12
Pd	74.43	70.07	67.39	74.61	82.37	62.31	53.45	44.86	66.54	12.3	2.37		
Pt			8.49			1.36				62.09	96.67	56.92	48.55
Rh													7.18
Sb	9.48	4.53	6.57		7.22		1.42						
Bi	4.11	9.71	4.02				19.42						
Te		2.28	4.53										
Sn									26				
Сумма	99.99	99.99	100	100	100.01	100	100	100	100	100	100	100	99.99

Примечание. Составы минералов взяты из работы (Кулешевич, Земцов, 2009). 1-2 – Bi-Sb-As-палладинит (Pd,Cu)₃(As,Sb,Bi,Te)₁, 3 – винцентит ?; 4 – арсенопалладинит (Pd₃As); 5 – арсениды-стибиоарсениды Pd₂(As,Sb); 6 – Pd-Ni-арсенид (Pd,Ni)₇As₃; 7 – Pd-Ni-бисмутаарсенид (Pd, Ni)₂(As,Bi)₃; 8 – Co-Pd арсенид (Pd,Co,Ni)₂As (маякит?); 9 – станнопалладинит (Pd,Cu)₃Sn, Au до 1.56 %; 10 – Pd-Pt-арсениды; 11 – платина; 12 – сперрилит PtAs₂, 13 – Rh-сперрилит (Pt,Rh)(As,S)₂, с S – 2.48 %.

На рудопроявлении выделяются два типа руд: ильменит-титаномагнетитовые (1) и существенно ильменитовые (2) (Кулешевич, Земцов, 2009). Вкрапленные и сидеронитовые руды 1-го типа сложены титаномагнетитом, ильменитом и их симплектитовыми сростаниями с оливином и ортопироксеном. Нерудная ассоциация представлена оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами. Титаномагнетиты первично магматических руд 1-типа содержат TiO₂ 3.35-15.58 % и

V_2O_5 2.35-3.12 %. Как перекристаллизованные и переотложенные при метаморфизме выделяются руды 2-типа (ильменитового) в гранатовых амфиболитах и прожилки ильменита в пегматитах и вблизи контакта с ними. В магнетитах 2-типа руд содержание TiO_2 ниже – 0.62-1.7 %, однако V_2O_5 увеличивается до 7.9 %.

Pt-Pd минерализация приурочена к богатым титаномагнетитовым рудам, содержащим рассеянную вкрапленность сульфидов меди, которые выделяются на контакте с оксидами и в силикатной матрице (Кулешевич, Земцов, 2009). Содержание Σ ЭПГ в рудах достигает 2.8 г/т, Au до 2.5 г/т (по данным В.С. Степанова). Благороднометалльная малосульфидная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, Pd-Pt-стибиоарсенидами, в том числе с Bi и Te, сульфидами Pt и Pd, редкими интерметаллидами (Pd-Cu-Sn) и самородной платиной (табл. 2). В ильменитовых рудах и прожилках вблизи пегматитов обнаружены высокородиевый сперрилит и более поздняя ассоциация висмута, серебра, галенита и акцессорных минералов (циркон, монацит).

Работа выполняется по темам НИР ИГ КарНЦ РАН № ГР АААА-А18-118020290084-7, раздел «Минеральные виды Карелии» и АААА-А18-118020290085-4, раздел «Металлогения».

Литература

1. Барков А.Ю., Леднев А.И., Меньшиков Ю.П., Бритвин С.Н. Первая находка звягинцевита в Карело-Кольском регионе // ДАН СССР. 1991. № 318. С. 705–708.
2. Барков А.Ю., Леднев А.И., Меньшиков Ю.П. Некоторые особенности распределения и состава минералов ЭПГ из массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // ДАН СССР. 1992. № 323. С. 539–544.
3. Барков А.Ю., Савченко Е.Э., Меньшиков Ю.П. Хлорапатит как показатель флюидной мобилизации платиновых элементов в интрузии Луккулайсваара, Северная Карелия // ДАН. 1993. Т. 328. №1. С. 84–89.
4. Кулешевич Л.В., Земцов В.А. Минералогия благороднометалльных ильменит-титаномагнетитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // Записки РМО. 2009. Ч. 138. Вып. 5. С. 51–62.
5. Кожевников В.Н., Земцов В.А. Гидротермальные цирконы из рудных амфиболитов массива Травяная Губа, Северная Карелия // Труды КарНЦ РАН. Серия геология докембрия. 2014. № 1. С. 76–89.
6. Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Под ред. В.П. Михайлова и В.Н. Аминова. 2005. Кн. 1. 286 с.
7. Степанов В.С. Минеральные ассоциации рудных перидотитов, оливинных вебстеритов и амфиболитов района Травяной Губы оз. Кереть // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск. 1994. С. 53–76.
8. Степанов В.С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. Вып. 4. С. 54–62.
9. Шевченко С.С. Минералого-геохимические особенности благороднометалльных метасоматитов Беломорской подвижной зоны (Северная Карелия) // Материалы Всерос. конф. Минерагения докембрия. Петрозаводск. 2009. С. 299–300.
10. Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Благороднометалльные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны // Региональная геология и металлогения. 2009. № 37. С. 106–120.
11. Barkov A.Y., Alapieti T.T., Laajoki K., Peura R. Osmian hollingworthite and rhodian cobaltite-gersdorffite from the Lukkulaivaara layered intrusion, Russian Karelia // Mineralogical Magazine. 1996a. V. 60. P. 973-978.
12. Barkov A.Y., Laajoki K., Gervilla F., Makovicky E. Menshikovite, Pd-Ni arsenide and synthetic equivalent // Mineralogical Magazine. 2000. V. 64. P. 847–851.
13. Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F., Tarkian M. Compositional variations in oulankaite and a new series of argentoan oulankaite from the Lukkulaivaara layered intrusion, Northern Russian Karelia // The Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. P. 439–453.
14. Barkov A.Yu., Lednev A.I. A rhenium-molybdenum-copper sulfide from the Lukkulaivaara layered intrusion, northern Karelia, Russia // Eur. J. Mineralogy. 1993. V. 5. P. 1227–1233.
15. Barkov A.Y., Martin R.F. Menshikovite, $Pd_3Ni_2As_3$, a new platinum-group mineral species from two layered complexes, Russia // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 679–692.
16. Barkov A.Y., Men'shikov Y.P., Begizov V.D., Lednev A.I. Oulankaite, a new platinum-group mineral from the Lukkulaivaara layered intrusion, N. Karelia, Russia // European J. of Mineralogy. 1996b. V. 8. P. 311–316.
17. Vymazalova A., Grokhovskaya T.L., Laufek F., Rassulov V.A. Lukkulaivaarite, $Pd_{14}Ag_2Te_9$, a new mineral from Lukkulaivaara intrusion, northern Russian Karelia, Russia // Mineralogical Magazine. 2014. V. 78. № 7. P. 1743–1754. DOI 10.1180/minmag.2014.078.7.16.
18. <https://gtkdata.gtk.fi/mdae/index.html>

LA-ICP-MS анализ бадделеита, циркона и сульфидов из пород комплексных месторождений Фенноскандинавского щита в пределах Арктического региона

Дрогобужская С.В.¹, Баянова Т.Б.², Новиков А.И.¹, Нерадовский Ю.Н.², Субботин В.В.², Савченко Е.Э.²

¹ *Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, Drogo_sv@chemistry.kolasc.net.ru*

² *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, bayanova@geoksc.apatity.ru*

Аннотация. В статье даётся обзор новых разработанных методик определения *in situ* концентраций и распределений REE, Hf, U, Th, Y, Ti, в минеральных зернах циркона и бадделеита, а так же REE, PGE и других сидерофильных и халькофильных элементов в сульфидах методом LA-ICP-MS. Впервые приведены результаты LA-ICP-MS измерений большого числа элементов в цирконе, бадделеите и сульфидах, выделенных из пород комплексных месторождений Фенноскандинавского щита в пределах Арктического региона.

Ключевые слова: LA-ICP-MS, бадделеит, циркон, сульфиды, REE, PGE, комплексные месторождения.

LA-ICP-MS analysis of baddeleyite, zircon, sulfides from rocks of the Fennoscandian Shield complex deposits in the Arctic region

Drogobuzhskaya S.V.¹, Bayanova T.B.², Novikov A.I.¹, Neradovskiy Yu.², Subbotin V.V.², Savchenko E.E.²

¹ *Tananaev Institute of Chemistry KSC RAS, Apatity, Drogo_sv@chemistry.kolasc.net.ru*

² *Geological institute KSC RAS, Apatity, bayanova@geoksc.apatity.ru*

Abstract. The paper reviews new methods for *in situ* determination of concentrations and distributions of REE, Hf, U, Th, Y, Ti in mineral grains of zircon and baddeleyite, as well as REE, PGE and other siderophilic and chalcophilic elements in sulfides, by the LA-ICP-MS technique. For the first time, results of LA-ICP-MS estimations of many elements in zircon, baddeleyite and sulfides from rocks of complex deposits of the Fennoscandian Shield of the Arctic region.

Key words: LA-ICP-MS, baddeleyite, zircon, sulfides, REE, PGE, complex deposits.

Введение

Современные методы локального анализа, в том числе масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS), позволяют проводить изучение *in situ* минеральных зерен. Метод достаточно распространен в зарубежной практике, но мало используется в российских лабораториях, позволяет проводить анализ ультрамалой массы вещества, отбираемой с помощью лазерной установки и одновременно определять большое число элементов с низкими пределами обнаружения. Так как зёрна минералов часто имеют малые размеры (около 100 мкм) и внутреннюю неоднородность строения (зональность, секториальность, дефектность и включения) возникает необходимость применения локальных методов анализа.

Исследования минералов методом LA-ICP-MS основаны на измерениях концентраций и распределений изотопов редких элементов в отдельных зернах или их фрагментах. На экспериментальных данных по геохимии редких и рассеянных элементов базируются исследования в области строения и истории формирования земной коры и мантии, процессов миграции элементов. Наиболее интересны акцессорные минералы циркон и бадделеит для изучения распределений редких и редкоземельных элементов (REE), а также пирит, пентландит, пирротин и другие сульфиды для определения элементов платиновой группы (PGE), REE и др.

Для циркона изучение микроэлементного состава является широко применяемой практикой (Belousova E.A. et al., 2002; Hanchar E. et al., 2003). Бадделеит также является важным минералом, но менее распространенным, его геохимические характеристики изучены мало. Первые данные по определению концентраций и распределений REE в бадделеите были опубликованы в прошлом

веке (Reishmann et al., 1995). Бадделеит используют как минерал-геохронометр для прецизионного U-Pb датирования основных и щелочных пород (Баянова Т.Б., 2004, 2006; Rubatto D. et al., 2003). Можно отметить, что данные по его геохимическому составу весьма противоречивы, сильно варьирует величина *Ce*-аномалии, в ряде данных отсутствует *Eu*-аномалия и работ, касающихся геохимии бадделеита, существенно меньше.

Информация о содержании PGE, Au и Ag в сульфидах, включая данные об их распределении в минералах, важна для изучения источников происхождения благородных металлов в сульфидных рудах и понимания условий формирования комплексных месторождений. Определение концентраций других элементов-примесей (Cu, Co, Ni, As, Sb, Se, Te, Bi, Sn и REE) существенно дополняет геохимические данные. Однако отечественная практика применения LA-ICP-MS для решения данных задач не столь широка (Митрофанов и др., 2013; Викентьев И.В. и др., 2016).

Целью геохимических исследований являлось определение концентраций и распределений REE, Hf, U, Th, Y, Ti, PGE и других элементов в акцессорных минералах, выделенных из комплексных месторождений Арктического региона Фенноскандинавского щита с использованием локального анализа микропримесей LA-ICP-MS.

Методика исследования

Для исследования морфологии образцов использовали метод электронной (LEO-1415) и оптической (LEICA OM 2500 P, камера DFC 290) спектроскопии, местоположение локального анализа на кристаллах выбирали на основании анализа их BSE и CL-изображений. Измерения REE, PGE и других элементов *in situ* проводили методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer) с использованием лазерного испарителя UP-266 MACRO (New Wave Research) с длиной волны 266 нм. Лазерную абляцию циркона и бадделеита проводили в атмосфере аргона в точке диаметром 35–100 мкм или при сканировании «в линию» шириной 35–70 мкм с контролем геометрических параметров полученных кратеров, частотой повторения импульсов 10 Гц (длительность импульса 4 нс) и энергией в импульсе 14–15 Дж/см². Для получения градуировочной зависимости с расширенным диапазоном измерений до 3–4 порядков использовали силикатный образец NIST SRM 612 с известной концентрацией REE, U, Th, Ti, и Hf порядка 40 ppm, а для проверки правильности измерений - образец NIST SRM 610 с концентрацией около 450 ppm. Для расширения диапазона линейности при построении градуировочной зависимости изменяли диаметр лазерного пучка при постоянстве остальных параметров: от 35 до 240 мкм (точечный пробоотбор) и от 20 до 155 мкм при сканировании «в линию» ($r = 0.999$). Для всех определяемых элементов среднее квадратичное отклонение (СКО) по градуировочным стандартам не превышало 15 %. Предел определения концентраций изучаемых микроэлементов 0.01 ppm достигнут при диаметре лазерного пучка 155 мкм, что сопоставимо с имеющимися данными (Yuan H. et al., 2004). Правильность методики основана на результатах измерений международных стандартных образцов циркона 91500, TEMORA 1, Mud Tank и межлабораторной воспроизводимости (Николаев А.И. и др., 2016).

Измерения PGE, REE и других элементов (S, Cr, Fe, Cu, Ni, Co, As, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, Re, Ti, Te, Tl, Hf, W, Bi, Pb, Th, U) в сульфидах проводили в атмосфере аргона или гелия в точке диаметром от 35 до 155 мкм с частотой повторения импульсов 7 и 10 Гц и энергией в импульсе 3.0–3.5 мДж. Для градуировки прибора использовали NIST 610, NIST 612 и тандемную градуировку (по растворам) с учетом коэффициентов чувствительности изотопов. Значения концентраций элементов в стандартах получены из сертификата NIST и данных работ (Jochum K.P. et al., 2011; Pearce N.J.G., 1997). В качестве внутреннего стандарта использовали железо как самый равномерно распространенный элемент в сульфидных минералах. Для проведения нормирования по матричному элементу предварительно были подготовлены и проанализированы с помощью микрозонда (Cameca MS-46) основные элементы в эталонных образцах халькопирита, пентландита и пирротина. Проведенные измерения макроэлементов в сульфидных минералах методом LA-ICP-MS отразили хорошую воспроизводимость с данными микрозонда (средние значения для кристалла халькопирита - S – 35.2 и 35.1 %; Fe – 30.2 и 30.3 %; Cu – 34.2 и 34.5 % для LA-ICP-MS и микрозонда соответственно). При проведе-

нии измерений родия и рутения в халькопирите и пентландите были учтены интерференции меди и никеля.

Полученные результаты

Новые разработанные методики были использованы для определения REE, U, Th, Ti, и Hf в цирконе, выделенном из основных и кислых гранулитов и гранат-амфиболовых гнейсов Лапландского пояса, внутригранитных пегматитов Кейвской зоны, габбро-анортозитов Кандалакшской и Колвицкой зоны, из жильных пегматитов габброноритового состава Cu-Ni месторождения Терраса, г. Нюд Мончегорского плутона (Николаев А.И. и др., 2016; Стешенко Е.Н., 2017, 2018). Концентрации титана в зернах циркона были использованы для расчета температуры кристаллизации акцессорных минералов и закрытия U-Pb-системы по методике (Watson et al., 2006).

Бадделеит (кристаллы и фрагменты) был выделен из пород расслоенных ЭПГ интрузий в Мончегорском рудном узле (из средне-крупнозернистого лейкогабронорита и габбронорит-анортозита с Pt-Pd рудопроявлениями, из жильных пегматитов габброноритового состава Cu-Ni месторождения Терраса, г. Нюд,) и карбонатитов Ковдора и Вуориярви. Результаты определения микроэлементов в разных зернах циркона и бадделеита, нормированные на хондрит, приведены на рисунке 1.

В таблице 1 приведены диапазоны концентраций перечисленных элементов в зернах бадделеита, выделенных из реперных пород комплексных месторождений.

Таблица 1. Концентрации REE, Hf, U, Th, Ti, Y в бадделеите из реперных пород комплексных месторождений.
 Table 1. Concentrations of REE, Hf, U, Th, Ti, Y in baddeleyite from reference rocks of multimetal deposits.

Место отбора	Порода	Проба	Возраст, лет	Концентрации элементов, ppm					
				Hf, %	Ti	Th	U	Y	ΣREE
Мончегорский плутон	1	09-3 1-106	2.5 млрд.	0.30-0.75	469-1212	2.8-73.8	68.2-213	230-849	239-772
	2	09-3 7-106		0.14-0.56	260-879	12.6-32.9	58.2-114	109-336	144-291
	3	М-2		0.30-1.79	940-6015	2.8-27.6	136-1057	20.4-133	18.1-150
Вуори-ярви	4	Bd 400	380 млн.	0.14-1.98	69.3-623	0.83-15.8	2.5-48.1	5.4-65.9	19.5-103
Ковдор		Bd 300		0.098-0.91	10.7-92.2	0.04-6.7	2.7-76.2	2.2-27.3	2.1.5-18.5
		Bd 300 призмат		0.19-1.33	28.0-72.1	0.68-1.6	4.2-21.3	2.2-9.5	11.1-17.7

1 – средне-крупнозернистый лейкогабронорит, 2– габбронорит-анортозит, 3 – пегматиты габброноритового состава, 4 – карбонатиты.

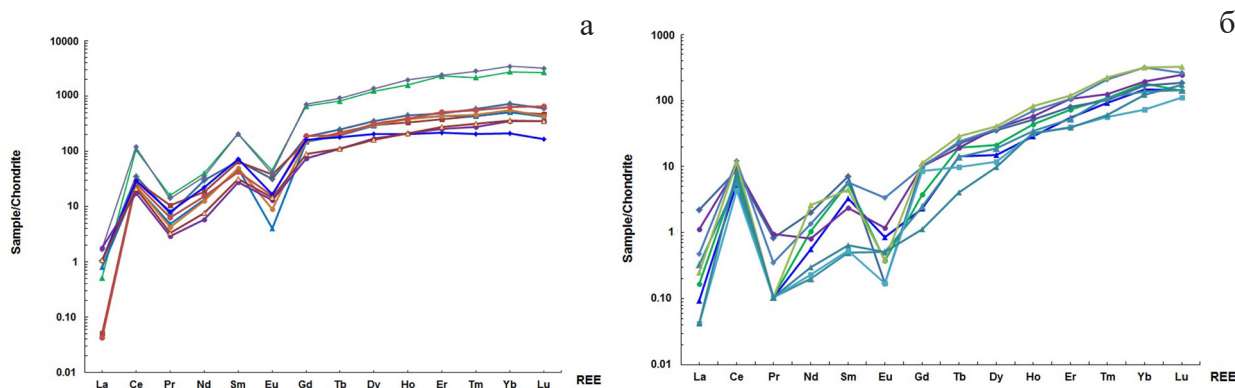


Рис. 1. Распределение REE, нормированных на хондрит (McDonough W. F., Sun S-S., 1995) в цирконе (а) и бадделеите (б), выделенных из жильных пегматитов габброноритового состава Cu-Ni месторождения Терраса, г. Нюд.

Fig. 1. Chondrite normalised REE distribution on zircon (a) and baddeleyite (b) from pegmatites vein of gabbronorite composition Cu-Ni Terrace deposit, Nyud Mt. (McDonough W. F., Sun S-S., 1995).

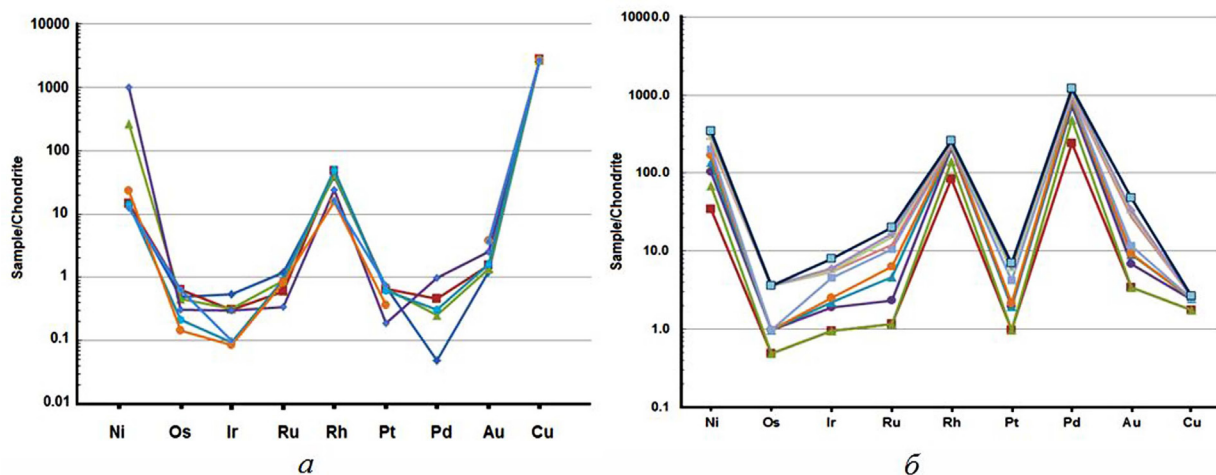


Рис. 2. Распределение PGE, Au, Cu и Ni в халькопирите (а) (Печенга) и пентландите (б) (м. Аллареченское), нормированные на хондрит (McDonough W. F., Sun S-S., 1995).

Fig. 2. Chondrite-normalised PGE, Au, Cu and Ni distribution in chalcopyrite (a) (Pechenga) and pentlandite (b) (M. Allarechenskoye) (McDonough W. F., Sun S-S., 1995).

Методики LA-ICP-MS были использованы для определения *in situ* благородных металлов (PGE, Au, Ag) и халькофильных элементов в сульфидных минералах с целью изучения их распределений в халькопирите, пентландите, пирите Cu-Ni месторождений Печенгское и Аллареченское, и PGE месторождений Федорова тундра и Северный Каменник.

В халькопирите (Печенга) отражено равномерное распределение Ti, Cr, Mn, Cd, Sn, Te, Pb, концентрации которых измерены на уровне первых десятков ppm. Можно отметить, что из платиновых металлов, Rh и Pt распределены более равномерно, концентрация которых варьируют от 0.65 до 2.0 ppm и от 0.54 до 3.8 ppm соответственно, крайне неравномерно по минералу распределен Os и Ru (от 0.02 до 0.9 ppm). Массовая доля Pd составляет 0.29-2.3; Ir – 0.29-1.75; Ag – 0.08-1.45; Au – 0.16-6.6 ppm, концентрация Re в образце – 0.17-1.3 ppm.

Халькопирит (Федорова тундра) отличается повышенным содержанием Se (0.03-0.05 %) и Ni (0.4-0.5 %). В халькопирите (уч. Чурозерский), в котором встречаются минералы PGE (сперрилит), в отдельных точках обнаружено рекордное количество Ag (п, %). В пентландите (м. Аллареченское) относительно равномерно распределено только Ag (1.7 ppm – сред.), диапазон концентраций PGE аналогичен халькопириту (уч. Чурозерский), массовая доля Se составляет 40 ppm. На рисунке 2 представлены распределения PGE, Cu и Ni в халькопирите (Печенга) и пентландите (м. Аллареченское), нормированные на хондрит (Sun S.S et al., 1989).

Методом LA-ICP-MS в сульфидных минералах впервые определены также *in situ* концентрации REE. В зернах халькопирита (Печенга) измерены концентрации REE от 1.45 до 15.3 ppm, доля лёгких LREE и тяжелых HREE соизмерима.

Таким образом, новые разработанные методики LA-ICP-MS позволяют проводить измерения концентраций и распределений REE, Hf, U, Th, Ti, Y в минеральных зернах циркона и бадделеита, а также PGE и др. сидерофильных и халькофильных элементов в сульфидах, что показано на примере анализа минералов, выделенных из пород комплексных месторождений Фенноскандинавского щита в пределах Арктического региона.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-ИХ-2018-0002, 0226-2019-0053, частично поддержана из средств гранта РФФИ (18-05-70082 Ресурсы Арктики) и Программы Президиума РАН 1.48.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма, СПб. Наука. 2004.174 с.

2. Баянова Т.Б. Бадделеит – перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма // *Петрология*. 2006. 14. № 2. С. 203–216.
3. Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С. Микропримеси в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // *Докл. Академии наук*. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330.
4. Николаев А.И., Дрогобужская С.В., Баянова Т.Б. Каулина Т.В., Лялина Л.М., Новиков А.И., Стешенко Е.Н. Изучение распределений REE в цирконе реперных пород Арктики методом LA-ICP-MS // *Докл. Академии наук*. 2016. Т. 470. № 4. С. 448–452.
5. Митрофанов А.Ф., Когарко Л.Н., Аносова М.О., Костицын Ю.А. Особенности распределения благородных металлов в сульфидных парагенезисах месторождения Федорова тундра (Кольский п-ов) // *Докл. Академии наук*. 2013. 451. № 6. С. 676.
6. Стешенко Е.Н., Николаев А.И., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Чащин В.В., Серов П.А., Лялина Л.М., Новиков А.И. Палеопротерозойский Кандакашский анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // *Докл. Академии наук*. 2017. 477. № 5. С. 595–599.
7. Стешенко Е.Н., Николаев А.И., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Чащин В.В., Серов П.А., Лялина Л.М., Новиков А.И., Елизаров Д.В. Палеопротерозойский Колвицкий анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // *Докл. Академии наук*. 2018. 479. № 2. С. 187–191.
8. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 143. P. 602–622.
9. Hanchar E., Hoskin P. Zircon / *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Washington: Mineralogical Society of America. 2003. V. 53. 500 p.
10. Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., and Enzweiler, J. Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2011. 35. V. 4. P. 397–429.
11. Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S.E., Neal C.R., Chenery S.P. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // *Geostandards Newslett.* 1997. 21. V. 1. P. 115–144.
12. Reishmann T., Brüggemann G.E., Jochum K.P., Todt W.A. Trace element and isotopic composition of baddeleyite // *Mineral and Petrology*. 1995. V. 53. P. 155–164.
13. Rubatto D., Scambelluri M. U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps) // *Contrib. Mineral Petrol.* 2003. V. 146. P. 341–355.
14. McDonough W. F., Sun S-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
15. Yuan H., Gao S., Liu X., Li H., Günther D., Wu F. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry // *Geostand. Geoanal. Res.* 2004. V. 28. P. 353–370.

Роль синхронности в геофизических исследованиях горно-геологических структур

Дьяков А.Ю., Калашник А.И.

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, dyakov@goi.kolasc.net.ru; kalashnik@goi.kolasc.net.ru

Аннотация. В статье приведены результаты комплексных геофизических исследований на наблюдательном полигоне ограждающей дамбы хвостохранилища АО «Ковдорский ГОК» различными по природе волновыми методами: георадиолокационным и сейсмическим зондированием. Выполнен сопоставительный анализ результатов сейсмических и георадиолокационных синхронных и не синхронных исследований, который по данным отношения скоростей продольной и поперечной упругой волны позволил установить границы зон и интервалы скоростей электромагнитной волны при переходе из сухих, плотных грунтов в увлажненные и, далее, в водонасыщенные. Установлено, что слагающие дамбу грунты находятся во влажном и водонасыщенном состоянии. Исследованиями уточнена структура ограждающей дамбы и подстилающего основания, а также выявлена зональная фильтрационная неоднородность слагающих дамбу грунтов. На основе вычисленного коэффициента корреляции значений скоростей электромагнитной и сейсмической волны выявлено, что синхронизация геофизических исследований позволяет существенно повысить достоверность полевых определений, а также получить более надежные данные.

Ключевые слова: ограждающая дамба, хвостохранилище, водонасыщение, георадиолокационное зондирование, сейсмическое зондирование, скорость волны, синхронность.

The role of synchronicity in geophysical studies of mining and geological structures

Dyakov A.Yu., Kalashnik A.I.

Mining Institute KSC RAS, Apatity, dyakov@goi.kolasc.net.ru; kalashnik@goi.kolasc.net.ru

Abstract. The article presents the results of complex geophysical studies at the observation site of the fencing of the tailing dump of JSC Kovdorsky GOK by wave methods of different nature: georadar and seismic sounding. A comparative analysis of the results of seismic and georadar synchronous and non-synchronous studies was carried out, which, according to the ratio of the velocities of the longitudinal and transverse elastic waves, made it possible to establish the boundaries of the zones and the intervals of the electromagnetic wave velocities during the transition from dry, dense soils to wet and then saturated. It is established that the components of the dam soils are in a wet and water-saturated state. Studies have refined the structure of the enclosing dam and underlying foundation, and also identified zonal filtration heterogeneity of the components of the dam soils. Based on the calculated correlation coefficient of the values of the electromagnetic and seismic wave velocities, it was revealed that the synchronization of geophysical studies can significantly increase the reliability of field definitions, as well as obtain more reliable data.

Key words: fencing dam, tailing, water saturation, GPR sounding, seismic sounding, wave speed, synchronization.

Введение

В настоящее время основными тенденциями геофизики при исследовании горно-геологических структур является повышение информативности и надежности получаемых данных. Существование большого количества методов геофизики свидетельствует об отсутствии какого-то одного стандартного геофизического метода, способного обеспечить оперативное и качественное получение требуемой информации о горно-геологической среде, ввиду сложности и неоднозначности получаемых данных. Поэтому рациональный выбор и комплексирование геофизических методов позволяет повысить уровень и надежность данных при решении различных задач. В свою очередь, оценка изменений состояния горно-геологических структур, обусловленных как техногенными, так и природными факторами, накладывает более жесткие требования на комплексирование методов, а также синхронности измерений для получения единых данных, отражающих структуру. Целью данного исследования являлось изучение роли синхронности при комплексных геофизических исследова-

дованиях грунтовых горно-геологических структур, в частности, ограждающей дамбы хвостохранилища, для изучения ее подповерхностной структуры и локализации зон различной водонасыщенности грунтов в ее теле. Система ограждающих дамб и хвостохранилище представляют собой ответственное гидротехническое сооружение, эксплуатация которого должна выполняться в строгом соответствии с требованиями промышленной безопасности. Нарушение устойчивости и функциональности ограждающих дамб может привести к аварийной ситуации и значительному социально-экономическому ущербу. Так, в 2013 г. и 2017 г. произошли интенсивные протечки и размывы нижнего склона ограждающей дамбы хвостохранилища АО «Ковдорский ГОК», приведшие к необходимости дополнительных исследований гидротехнического сооружения (Данилкин и др., 2014; Калашник и др., 2013, 2017, 2018; Мельников и др., 2010, 2016, 2017).

Результаты

В 2013 и 2017 году на наблюдательном полигоне дамбы хвостохранилища АО «Ковдорский ГОК», в целях уточнения границ вариаций контрольных геофизических показателей при локализации зон водонасыщения и намочения грунтов, выполнен цикл наблюдений сейсмическим и георадарным методами, где в качестве показателей результатов приняты: V_s/V_p – для сейсмического метода; V – скорость прохождения электромагнитной волны для георадарного метода наблюдений. Основные результаты выполненных синхронных исследований представлены в виде радарограммы скорости электромагнитной волны V (а) и сейсмотограммы соотношения сейсмических скоростей V_s/V_p (б) (рис. 1). На палитрах, выделенных по вышеуказанным показателям зон, визуально отмечается подобие в распределениях исследуемых разрезов, что отражает структурные особенности обследуемого участка. Для количественного сопоставления результатов построены графики изменчивости контролируемых показателей по трассам зондирования в отдельных разрезах на двух пикетах (рис. 2).

Интерпретация анализируемых результатов 2017 г. позволяет сделать следующие выводы. Приповерхностная зона до 289.5-289 м (1-1.5м), подверженная проникновению осадков, характе-

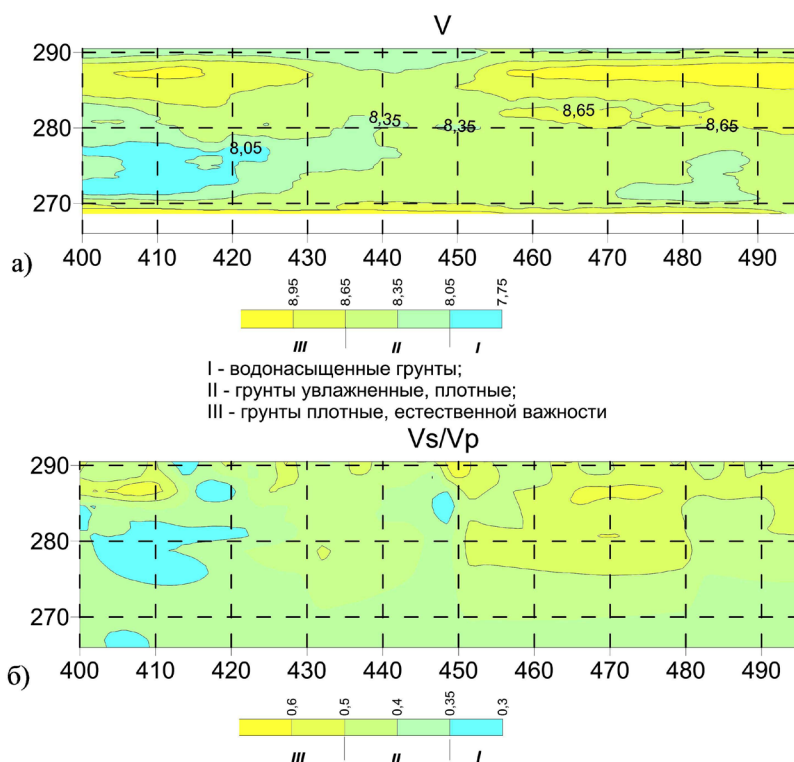


Рис. 1. Результаты синхронного георадарного (а) и сейсмического (б) зондирования дамбы 2017г.

Fig. 1. Results of synchronous georadar (a) and seismic (b) sounding of the dam 2017.

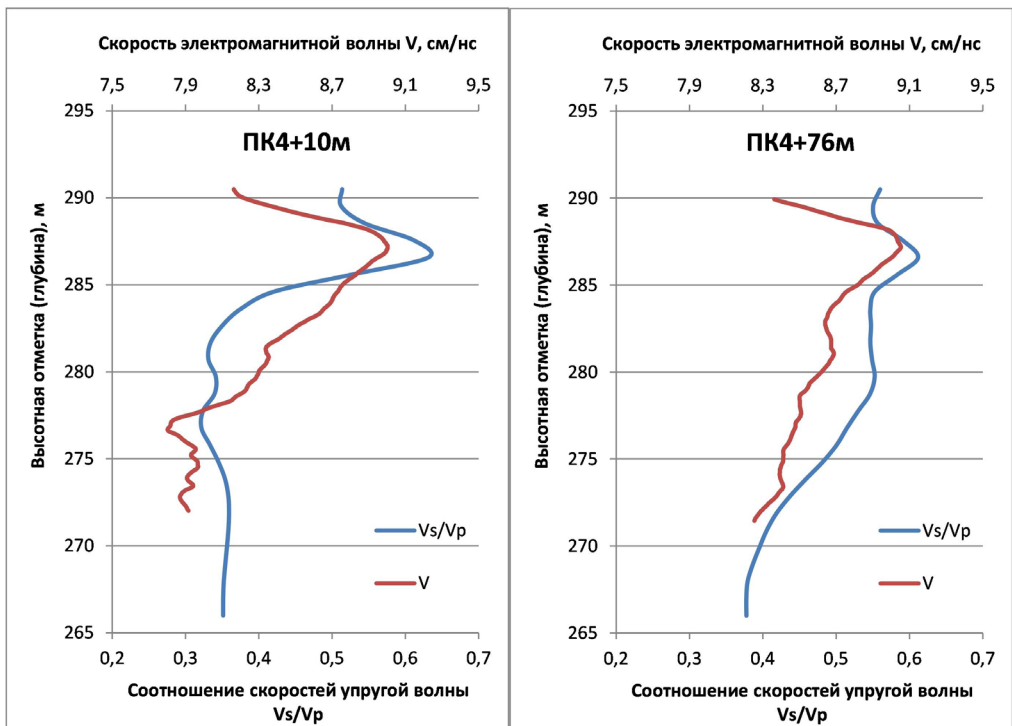


Рис. 2. Сопоставление результатов наблюдений 2017 г. георадарным (V) и сейсмическим (Vs/Vp) зондированием по трассам в сечениях дамбы.

Fig. 2. Comparison of the results of observations in 2017 by georadar (V) and seismic (Vs/Vp) sounding along the routes in the dam sections.

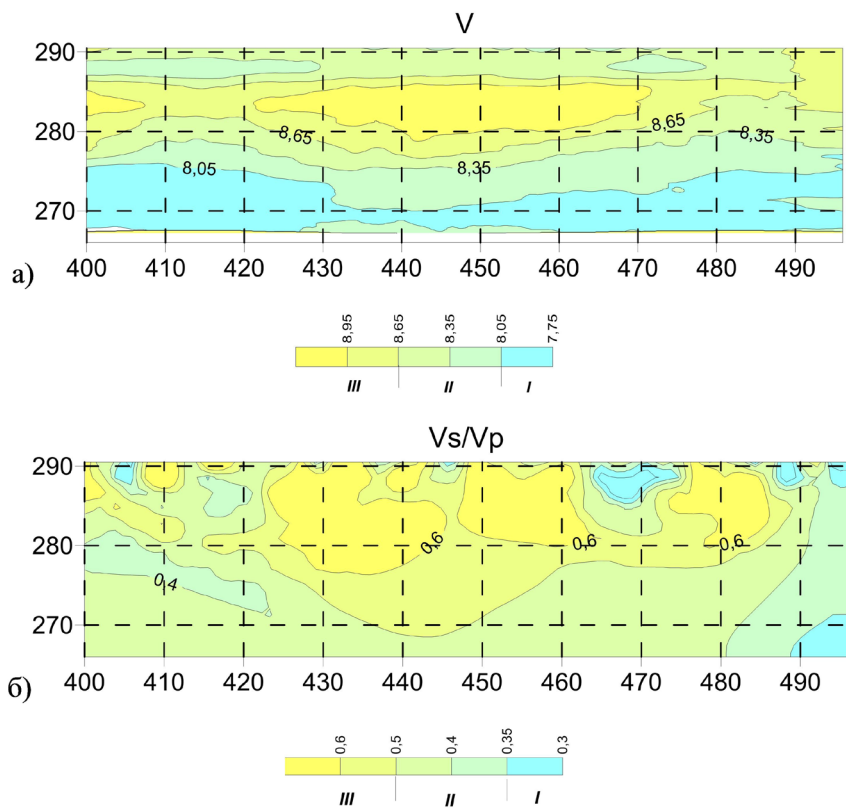


Рис. 3. Результаты зондирования дамбы 2013 г. георадарным (а) и сейсмическим (б) методами.

Fig. 3. Results of dam sounding in 2013 by georadar (a) and seismic (b) methods.

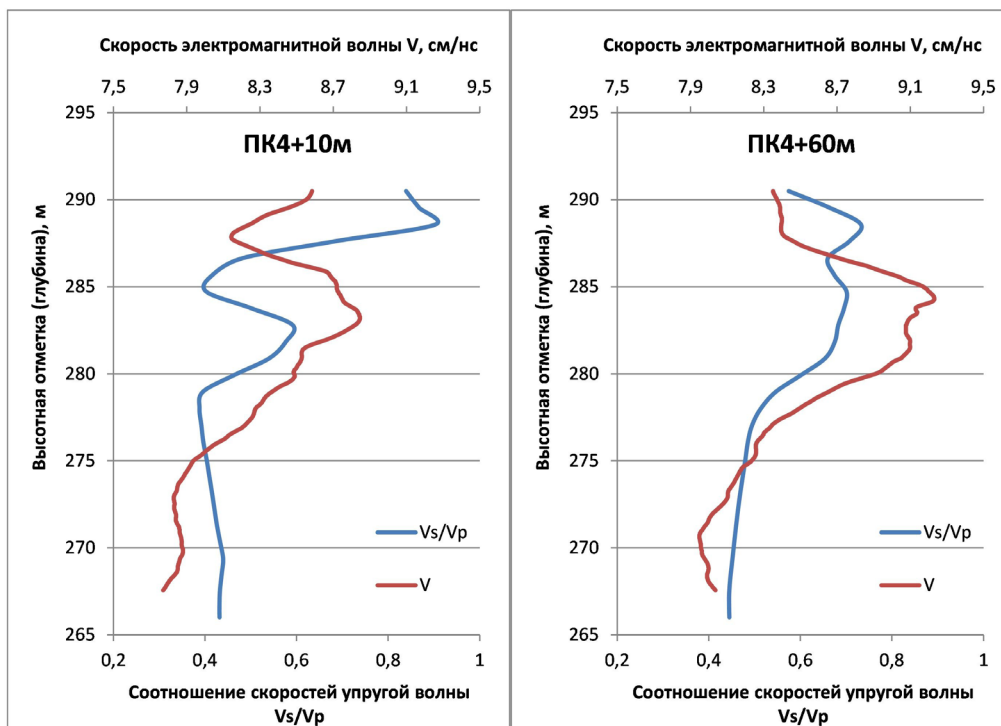


Рис. 4. Сопоставление результатов наблюдений 2013 г. георадарным (V) и сейсмическим (Vs/Vp) зондированием по трассам в сечениях дамбы.

Fig. 4. Comparison of the results of the observations of 2013 by georadar (V) and seismic (Vs/Vp) sounding along the routes in the dam sections.

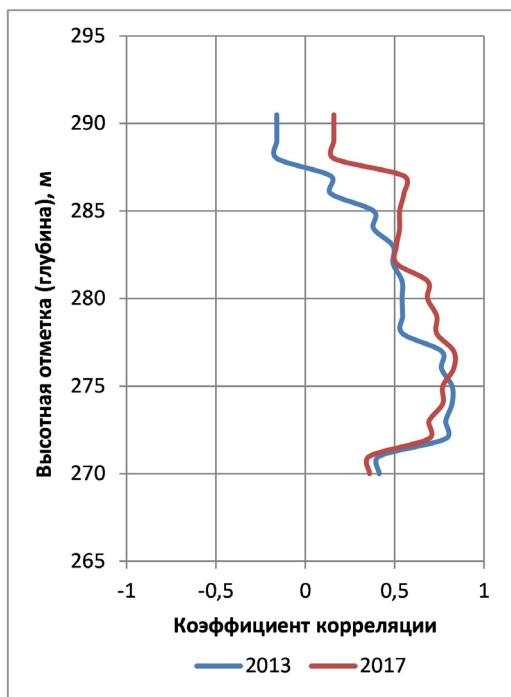


Рис. 5. Коэффициент корреляции связи скоростей электромагнитных волн V и отношения скоростей упругой волны Vs/Vp.

Fig. 5. The correlation coefficient of the coupling of the velocities of electromagnetic waves V and the ratio of the velocities of the elastic wave Vs/Vp.

ризуется начальной невысокой скоростью $V = 8.1-8.22$ см/нс, с дальнейшим резким ее нарастанием до $V = 8.36-8.71$ см/нс на глубине 282.5-280 м (8-10 м), что обусловлено, скорее всего, ростом плотности и снижением влажности грунтов. В интервале высотных отметок 280-270 м фиксируется зона резкого падения величин скоростей до значений $V = 7.35-7.71$ см/нс. Глядя на подобные изменения показателя Vs/Vp на этих же отметках и составляющего 0.30-0.35 по сейсмограмме (рис. 1, б – голубая палитра рисунка), можно заключить, что грунты здесь подвержены значительному намоканию.

Интерпретация результатов 2013 г. (рис. 3) позволяет сделать следующие выводы. Анализ палитры выделенных зон по вышеуказанным критериям показал визуальное несоответствие в распределениях скоростей исследуемых разрезов, отражающих структурные особенности обследуемого участка. По данным георадиолокации приповерхностная зона на глубину до 2 м. представлена увлажненными грунтами на двух интервалах 400-430 м, 470-480 м, в свою очередь по данным сейсмического метода приповерхностная зона увлажнена только очень небольшими локальными участками до 5 м шириной, и только в конце профиля 470 м совпадает с данными георадиолокации.

По данным сейсмического метода водонасыщенные грунты выделяются в самом конце профиля на интервале 485–498 м на всю глубину разреза, а по данным георадиолокации водонасыщенные грунты определяются по всей длине профиля на абсолютной отметке 270–275 м. Такие изменения можно объяснить не единовременным комплексированием методов, разница во времени измерений составила несколько дней, а также влиянием природных (обильные осадки) и техногенных факторов (сброс воды с фабрики), которые также нельзя исключать. Однако в центральной части профиля данные имеют очень хорошую повторяемость, здесь повсеместно плотные грунты естественной влажности. Для более конкретного сопоставления результатов представлены графики (рис. 4) изменчивости контролируемых показателей в отдельных разрезах на двух пикетах.

Сравнение данных георадарного и сейсмического зондирования показало наличие уверенной корреляции (сходимости) полученных результатов. Однако данные 2017 имеют более тесную связь (рис. 5), что связано с комплексированием данных методов в пространственно-временной увязке.

Заключение

Выполнены комплексные геофизические исследования для целей оценки состояния ограждающей дамбы АО Ковдорского ГОКа. Проведенные работы позволили оценить состояние дамбы и выявить локальные зоны повышенного водонасыщения и фильтрации. Установлено, что слагающие дамбу грунты находятся во влажном и водонасыщенном состоянии. Выявлена зональная фильтрационная неоднородность слагающих дамбу грунтов, уточнена структура ограждающей дамбы и подстилающего основания. На основе вычисленного коэффициента корреляции значений скоростей электромагнитной и сейсмической волны выявлено, что синхронизация геофизических исследований позволяет существенно повысить достоверность полевых определений, а также получить более надежные данные. Результаты проведенных исследований представляют собой основу для прогнозирования наиболее уязвимых мест (зон) насыпного грунтового гидротехнического сооружения, а так же локализацию водонасыщенных участков в теле грунтовых сооружений с большей надежностью и технологичностью.

Литература

1. Данилкин А.А., Калашник А.И., Запорожец Д.В., Максимов Д.А. Мониторинг состояния ограждающей дамбы в зоне отработки техногенного месторождения Ковдорского ГОКа // ГИАБ. 2014. № 7. С. 344–351.
2. Калашник А.И., Запорожец Д.В., Калашник Н.А. Идентификация фильтрационно-деформационных процессов в теле ограждающей дамбы хвостохранилища // Вестник Кольского научного центра РАН. 2013. № 2. С. 13–16.
3. Калашник А.И., Дьяков А.Ю. Информационные технологии в задачах мониторинга гидротехнических сооружений горнодобывающих предприятий подповерхностным георадиолокационным зондированием // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2017. № S23. С. 283–291.
4. Калашник А.И., Дьяков А.Ю., Абрамов Н.Н. Комплексирование георадарного и сейсмического зондирования дамбы хвостохранилища // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2018. № 4. С. 104–111.
5. Мельников Н.Н., Калашник А.И. Определение подповерхностной структуры и мониторинг состояния природно-технических систем // Север промышленный. 2010. № 4 (34). С. 50–51.
6. Мельников Н.Н., Калашник А.И., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю., Максимов Д.А. Опыт применения георадарных подповерхностных исследований в западной части российского сектора Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1. С. 39–49.
7. Мельников Н.Н., Калашник А.И., Калашник Н.А., Запорожец Д.В. Применение современных методов для комплексных исследований состояния гидротехнических сооружений региона Баренцева моря // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1 (1). С. 13–20.

Состав почвенных вод в Лапландском государственном природном биосферном заповеднике и государственном природном заповеднике «Пасвик»

Ершов В.В.¹, Исаева Л.Г.¹, Поликарпова Н.В.²

¹ *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, slavo91@gmail.com, Isaeva@inep.ksc.ru*

² *ФБГУ Государственный природный заповедник «Пасвик», Никель, polikarpova-pasvik@yandex.ru*

Аннотация. Данная работа направлена на оценку состава почвенных вод хвойных и лиственных лесов, формирующихся под влиянием атмосферных выбросов медно-никелевых комбинатов «Североникель» и «Печенганикель» (АО «Кольская ГМК») в Мурманской области. Объектами исследования послужили почвенные воды в ельнике кустарничково-зеленомошном и сосняке лишайниково-кустарничковом в Лапландском заповеднике, сосняке зеленомошно-кустарничковом и березняке разнотравном в заповеднике «Пасвик». Критические нагрузки рассчитываются с помощью химических индикаторов, предлагаемых, в том числе, для состава почвенных вод. Для оценки процессов подкисления почв использовали такой индикатор, как молярное отношение основных катионов и алюминия ($Ca + Mg + K / Al$). Результаты исследования показывают существенное внутривидовое и межбиогеоценозическое варьирование состава почвенных вод в исследуемых биогеоценозах. Показатель BC/Al во всех четырех биогеоценозах не опускался до уровня критического значения. На концентрацию элементов в почвенных водах существенное влияние оказывают, как состав древостоя и тип растительного сообщества, так и расстояние от источника загрязнения и состав его выбросов.

Ключевые слова: почвенные воды, атмосферное промышленное загрязнение, биогеоценозы, критические нагрузки, природный заповедник.

The composition of soil waters in the Lapland State Natural Biosphere Reserve and the State Pasvik Natural Reserve

Ershov V.V.¹, Isaeva L.G.¹, Polikarpova N.V.²

¹ *Institute of the North Industrial Ecology Problems, KSC RAS, Apatity, slavo91@gmail.com; isaeva@inep.ksc.ru*

² *FBGU Pasvik State Nature Reserve, Nickel, polikarpova-pasvik@yandex.ru*

Annotation. This work is aimed at assessing the composition of soil waters of coniferous and deciduous forests, formed under the influence of atmospheric emissions of copper-nickel smelters Severonikel and Pechenganikel in the Murmansk region. The objects of study were soil water in coniferous and foliar biogeocenoses. Critical loads are calculated using chemical indicators proposed, inter alia, for the composition of soil water. An indicator such as the molar ratio of basic cations and aluminum ($Ca + Mg + K / Al$) was used to assess the processes of soil acidification. The results of the study show a significant intra-profile and inter-biogeocenotic variation in the composition of the soil waters in the biogeocenoses under study. The BC / Al index in all four biogeocenoses did not fall to the level of the critical value. The concentration of elements in soil waters is significantly influenced by both the composition of the stand and the type of plant community, and the distance from the source of pollution and the composition of its emissions.

Key words: soil waters, atmospheric industrial pollution, biogeocenoses, critical loads, natural reserve.

Введение

Воздушное промышленное загрязнение является крупномасштабным фактором, определяющим современное состояние лесов. Бореальные леса принимают на себя значительную массу компонентов промышленного загрязнения и выступают трансформатором нисходящих атмосферных техногенных потоков, своеобразным фильтром биосферного уровня в большом биогенном потоке вещества (Цветков, Цветков, 2012).

Мурманская область наиболее индустриально развитый и урбанизированный регион на Европейском Севере. Одним из крупнейших предприятий, как Мурманской области, так и Северо-запада России является АО «Кольская горно-металлургическая компания». Основными источниками за-

грязнения воздуха являются два комбината АО «Кольская ГМК» «Североникель» (г. Мончегорск), расположенный в центральной части и «Печенганикель» (пгт. Никель) – на северо-западе региона. Вследствие промышленной деятельности в атмосферу выбрасываются тонны газообразных веществ и твердых частиц, которые затем переносятся воздушными массами на территории как непосредственно прилегающие к промышленному объекту, так и находящиеся на довольно большом расстоянии (Kashulina et al., 2014).

Почва – важнейший компонент лесной экосистемы служит аккумулятором для большинства техногенных соединений элементов вовлекаемых в биосферу. Важной составляющей почвы является вода, заполняющая пространства между твердыми частицами (Лукина, Никонов, 1998). Химический состав почвенных вод позволяет получить информацию, как о доступности элементов питания, так и о негативном воздействии поллютантов на лесные экосистемы. Почвенные воды являются информативной матрицей для оценки негативного воздействия поллютантов на лесные экосистемы. Одним из подходов к такой оценке является концепция критических нагрузок (Nilsson, Grennfelt, 1988). Критические нагрузки рассчитываются с помощью химических индикаторов, предлагаемых, в том числе, для состава почвенных вод. К таким индикаторам относится молярное отношение основных катионов и алюминия ($Ca + Mg + K / Al$), которое рекомендуется для оценки процессов подкисления почв.

С 2006 г. Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН участвовал в международной программе мониторинга лесов ICP Forests. Программа ICP Forests была учреждена Европейской экономической комиссией ООН в рамках Конвенции о трансграничном загрязнении воздуха в 1985 году (de Vries et. al., 2014). В соответствии с этой программой в юго-западном направлении в 31 км от комбината «Североникель» и 50-75 км в северо-западном от комбината «Печенганикель» были заложены четыре площадки интенсивного мониторинга.

Цель данного исследования – дать сравнительную характеристику состава почвенных вод с учетом внутрипрофильного и межбиогеоценотического варьирования в лесах, расположенных на территории заповедников Лапландского и «Пасвик».

Объекты и методы исследования

Объектами исследования послужили мониторинговые площадки постоянного наблюдения (ППН), расположенные в ельнике кустарничково-зеленомошном (1s-06) и сосняке лишайниково-кустарничковом (2p-06) в Лапландском заповеднике, сосняке кустарничково-зеленомошном (4p-09) и березняке разнотравном (5b-09) в заповеднике «Пасвик».

Для отбора почвенных вод на каждой пробной площади было установлено по 12 гравитационных лизиметров по почвенным горизонтам (A0, Bhfa, BC) на глубине 5, 20 и 40 см с учетом порцеллярной структуры. Перед установкой лизиметра специальным буром ($d = 30$ см) извлекали неповрежденный почвенный монолит с необходимой глубины, затем буром меньшего диаметра делали углубление для приемной бутылки. После установки лизиметра почвенный монолит возвращали на место. Отбор почвенных вод проводился специальным насосом, объем почвенной воды с каждого лизиметра измерялся, по каждой глубине пробы объединялись в одну смешанную пробу. Период исследования составил 3 года (2010-2012 гг.).

Показатель pH определяли потенциометрически, катионы – методом атомно-абсорбционной спектrophотометрии, анионы – методом ионообменной хроматографии. Показатель BC/Al рассчитывали, как отношение между суммой основных катионов ($Ca+Mg+K$) и алюминием. Расчет описательных статистик проводили в Microsoft Excel 2007. Для сравнения внутрипрофильных и межбиогеоценотических различий применяли критерий Манна-Уитни и программу Statistica 10.

Результаты исследования

Лапландский заповедник (1s-06 и 2p-06)

В почвенных водах (табл. 1) из органогенных горизонтов (A0) еловых лесов среди концентраций всех элементов доминирует углерод, из основных катионов – кальций, из тяжелых металлов – медь и никель. Показатель BC/Al в 3 раза выше его критического значения – $BC/Al < 1.2$

Таблица 1. Кислотность, содержание элементов, показателя ВС/АI в почвенных водах лесных биогеннозавоеванных заповедников, мг/л.

Table 1. Acidity, elements content, BC/AI index in soil waters of forest biogeocenoses of reserves, mg/l.

ППП	Глубина	Значение	pH	К	Са	Mg	Na	SO ₄ ²⁻	С	Al	Cu	Pb	Co	Ni	Cd	Cr	BC/AI
Заповедник «Пасвик»																	
4р-09	5	Среднее	<u>5.28</u>	<u>2.30</u>	<u>2.08</u>	<u>0.97</u>	<u>1.74</u>	<u>6.73</u>	<u>61.08</u>	<u>0.97</u>	<u>0.0048</u>	<u>0.0006</u>	<u>0.0012</u>	<u>0.0074</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.0010</u>	<u>6.60</u>
		Ст.ошибка	0.19	0.44	0.21	0.13	0.27	0.95	12.43	0.26	0.0006	0.0001	0.0001	0.0012	0.0012	0.0000	0.0001
	20	Среднее	<u>6.28</u>	<u>2.07</u>	<u>5.70</u>	<u>0.54</u>	<u>0.73</u>	<u>0.73</u>	<u>27.30</u>	<u>0.16</u>	<u>0.0030</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.0004</u>	<u>0.0022</u>	<u>0.0000</u>	<u>0.0004</u>	<u>135.94</u>
5b-09	40	Среднее	<u>5.72</u>	<u>0.41</u>	<u>0.45</u>	<u>0.29</u>	<u>0.93</u>	<u>2.14</u>	<u>25.06</u>	<u>0.08</u>	<u>0.0028</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.0004</u>	<u>0.0020</u>	<u>0.0000</u>	<u>0.0003</u>	<u>33.38</u>
		Ст.ошибка	0.19	0.10	0.05	0.07	0.06	0.34	10.27	0.04	0.0008	0.0000	0.0001	0.0003	0.0000	0.0001	9.13
	5	Среднее	<u>5.37</u>	<u>3.96</u>	<u>3.75</u>	<u>1.25</u>	<u>0.76</u>	<u>0.76</u>	<u>44.55</u>	<u>1.13</u>	<u>0.0105</u>	<u>0.0004</u>	<u>0.0007</u>	<u>0.0067</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.0021</u>	<u>27.85</u>
1s-06	20	Среднее	<u>5.34</u>	<u>3.84</u>	<u>2.05</u>	<u>0.73</u>	<u>1.07</u>	<u>3.05</u>	<u>42.01</u>	<u>0.61</u>	<u>0.0125</u>	<u>0.0003</u>	<u>0.0006</u>	<u>0.0047</u>	<u>0.0000</u>	<u>0.0014</u>	<u>36.56</u>
		Ст.ошибка	0.27	0.51	0.32	0.08	0.13	0.38	6.65	0.14	0.0027	0.0001	0.0001	0.0004	0.0000	0.0002	23.40
	40	Среднее	<u>5.65</u>	<u>3.87</u>	<u>2.21</u>	<u>0.80</u>	<u>1.58</u>	<u>6.66</u>	<u>49.64</u>	<u>0.25</u>	<u>0.01</u>	<u>0.0002</u>	<u>0.0004</u>	<u>0.0045</u>	<u>0.0000</u>	<u>0.0018</u>	<u>41.14</u>
2р-06	5	Среднее	<u>3.84</u>	<u>0.73</u>	<u>1.48</u>	<u>0.30</u>	<u>0.34</u>	<u>4.35</u>	<u>44.97</u>	<u>0.54</u>	<u>0.04</u>	<u>0.001</u>	<u>0.002</u>	<u>0.04</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.001</u>	<u>4.05</u>
		Ст.ошибка	0.04	0.27	0.13	0.02	0.04	0.30	4.51	0.07	0.01	0.0002	0.0002	0.004	0.00001	0.0001	0.54
	20	Среднее	<u>5.30</u>	<u>1.53</u>	<u>0.42</u>	<u>0.22</u>	<u>0.51</u>	<u>4.02</u>	<u>14.52</u>	<u>0.16</u>	<u>0.005</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.001</u>	<u>0.01</u>	<u>0.00004</u>	<u>0.001</u>	<u>14.97</u>
1s-06	40	Среднее	<u>0.07</u>	<u>0.15</u>	<u>0.03</u>	<u>0.02</u>	<u>0.03</u>	<u>0.22</u>	<u>4.16</u>	<u>0.02</u>	<u>0.001</u>	<u>0.0000</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.001</u>	<u>0.00001</u>	<u>0.0001</u>	<u>4.08</u>
		Ст.ошибка	0.24	0.45	0.07	0.08	0.08	0.08	13.43	0.01	0.003	0.0002	0.0003	0.002	0.00001	0.0001	4.81
	5	Среднее	<u>4.35</u>	<u>0.38</u>	<u>0.78</u>	<u>0.34</u>	<u>0.64</u>	<u>4.90</u>	<u>21.78</u>	<u>0.60</u>	<u>0.02</u>	<u>0.0003</u>	<u>0.002</u>	<u>0.05</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.001</u>	<u>1.99</u>
2р-06	20	Среднее	<u>0.03</u>	<u>0.08</u>	<u>0.07</u>	<u>0.04</u>	<u>0.06</u>	<u>1.82</u>	<u>0.09</u>	<u>0.002</u>	<u>0.0005</u>	<u>0.0002</u>	<u>0.0002</u>	<u>0.01</u>	<u>0.00002</u>	<u>0.0001</u>	<u>0.19</u>
		Ст.ошибка	5.06	0.73	0.44	0.24	0.57	3.58	40.29	0.25	0.01	0.0005	0.0001	0.001	0.0001	0.0001	7.44
	40	Среднее	<u>0.14</u>	<u>0.24</u>	<u>0.05</u>	<u>0.05</u>	<u>0.06</u>	<u>0.21</u>	<u>10.18</u>	<u>0.04</u>	<u>0.001</u>	<u>0.0002</u>	<u>0.0002</u>	<u>0.001</u>	<u>0.00001</u>	<u>0.0002</u>	<u>3.27</u>
1s-06	5	Среднее	<u>5.49</u>	<u>0.64</u>	<u>0.61</u>	<u>0.17</u>	<u>0.60</u>	<u>3.99</u>	<u>29.02</u>	<u>0.09</u>	<u>0.002</u>	<u>0.0002</u>	<u>0.001</u>	<u>0.01</u>	<u>0.00004</u>	<u>0.0003</u>	<u>22.77</u>
		Ст.ошибка	0.14	0.09	0.08	0.03	0.06	0.41	9.19	0.03	0.001	0.0001	0.0001	0.002	0.00001	0.0001	8.99

(Iost et al., 2012). В водах из элювиальных горизонтов (Е) почв по сравнению с органогенным горизонтом наблюдается достоверное ($p < 0.05$) снижение концентраций основных катионов, за исключением калия, алюминия и углерода до 3 раз, тяжелых металлов до 8 раз. В водах из иллювиальных (ВС) горизонтов почв по сравнению с органогенным горизонтом концентрации калия и сульфатов достоверно ($p < 0.05$) выше до 4 раз, содержание углерода, алюминия и тяжелых металлов ниже до 5 раз. В водах из минеральных горизонтов почв по сравнению с горизонтом А0 показатели актуальной кислотности и ВС/А1 увеличиваются.

В сосновых лесах, в водах из органогенных горизонтов почв самые высокие концентрации углерода, среди катионов – кальция, из тяжелых металлов – никеля. Показатель ВС/А1 выше его критического значения в 1.5 раза. Содержание большинства элементов, за исключением калия, в водах из минеральных горизонтов почв достоверно ($p < 0.05$) до 7 раз ниже, чем в водах из органогенных горизонтов. Также, как и в еловых лесах, в почвенных водах сосновых лесов показатели рН и ВС/А1 увеличиваются с глубиной почвенного профиля.

В почвенных водах елового биогеоценоза концентрации меди и свинца в водах из А0 и ВС горизонтов, углерода, кальция и хрома в водах из А0 горизонтов достоверно ($p < 0.05$), до 4 раз выше, чем в сосновых лесах. Показатель рН в водах из органогенных горизонтов выше ($p < 0.05$) в сосновых лесах, а показатель ВС/А1 выше ($p < 0.05$) в еловых, причем как в водах из А0, так и в водах из Е горизонтов почв. Это можно объяснить более сильным влиянием крон еловых деревьев на трансформацию и кислотность осадков за счет более мощной и плотной кроны (Лукина, Никонов, 1998).

Заповедник «Пасвик» (4р-09 и 5b-09)

В почвенных водах из органогенных горизонтов почв сосновых лесов наибольшие концентрации наблюдаются у углерода, среди основных катионов – у калия, из тяжелых металлов – у никеля. Показатель ВС/А1 выше его критического значения в 5.5 раз. В водах из минеральных горизонтов почв концентрации всех элементов достоверно ($p < 0.05$) ниже, в элювиальных горизонтах до 6 раз (за исключением кальция и меди – $p > 0.05$), а в иллювиальных до 12 раз (за исключением меди), по сравнению с водами из органогенных горизонтов. Показатель ВС/А1 достоверно ($p < 0.05$) увеличивается с глубиной почвенного профиля, показатель рН достоверно повышается только в элювиальном горизонте.

В березовом биогеоценозе в почвенных водах из органогенных горизонтов среди концентраций всех элементов доминирует углерод, из основных катионов – калий, из тяжелых металлов – медь. Показатель ВС/А1 выше его критического значения в 33 раза – $ВС/А1 < 0.8$ для *Betula pendula* (Iost et al., 2012). В водах из элювиальных горизонтов почв концентрации кальция, магния и сульфатов достоверно ($p < 0.05$) до 2 раз ниже, чем в органогенных горизонтах. В водах из иллювиальных горизонтов концентрации кальция, меди и никеля до 2 раз ниже, а натрия и сульфатов до 2 раз выше, чем в органогенном горизонте. Наблюдается достоверное увеличение показателя ВС/А1 в водах из иллювиальных горизонтов почв.

В почвенных водах из всех горизонтов березового биогеоценоза концентрации большинства элементов достоверно ($p < 0.05$) выше, чем в сосновом биогеоценозе, исключение составляет свинец, кобальт и натрий в водах из органогенных горизонтов. В водах их элювиальных горизонтов показатель рН выше в сосновых лесах, других достоверных отличий по рН и по показателю ВС/А1 не обнаружено. Такая разница в концентрациях элементов в почвенных водах может объясняться тем, что в листьях березы содержание большинства элементов выше, чем в хвое сосны (Сухарева, 2017).

Сравнительный анализ состава почвенных вод в различных биогеоценозах, расположенных на удалении от комбинатов «Печенганикель» и «Североникель»

Концентрации основных катионов углерода и алюминия в почвенных водах из всех горизонтов елового и соснового биогеоценоза Лапландского заповедника в большинстве случаев достоверно ($p < 0.05$) ниже, чем в сосновом и березовом биогеоценозе на территории заповедника «Пасвик». Содержание меди, никеля, свинца и кобальта, напротив, выше в почвенных водах биогеоценозов Лапландского заповедника, что особенно ярко выражено в водах из органогенных горизонтов почв. Концентрации сульфатов в водах из органогенных горизонтов почв биогеоценозов заповед-

ника «Пасвик» в большинстве случаев, выше, а в минеральных горизонтах ниже, чем в водах биогеоценозов Лапландского заповедника. Это можно объяснить тем, что выбросы комбината «Печенганикель» содержат SO_2 в 3 раза больше, а Cu и Ni до 2 раз меньше, чем комбината «Североникель» (данные АО «Кольская ГМК»).

Заключение

Полученные результаты показывают существенное внутривидовое и межбиогеоценозическое варьирование состава почвенных вод в исследуемых биогеоценозах. Показатель Bc/Al во всех четырех биогеоценозах не достигал критического значения, что можно объяснить богатством почвообразующих пород и почв региона исследований основными катионами. На концентрацию элементов в почвенных водах существенное влияние оказывает тип растительного сообщества, состав древостоя, а также расстояние от источника загрязнения и состав его выбросов. Для продолжения изучения реакций лесных экосистем на воздушное промышленное загрязнение в природных заповедниках требуется поддерживать стационарные мониторинговые исследования.

Исследование проводилось при финансовой поддержке темы НИР АААА-А18-118021490070-5 и грантов РФФИ (18-35-00170 мол_а и 18-05-60142_Арктика).

Литература

1. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. 316 с.
2. Сухарева Т. А. Особенности накопления химических элементов древесными растениями северотаежных лесов на фоновых и техногенно нарушенных территориях // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 438–448.
3. Цветков В.Ф., Цветков И.В. Промышленное загрязнение окружающей среды и лес: моногр. Архангельск: ИПЦ САФУ. 2012. 312 с.
4. De Vries, W., Dobbertin M.H., Solberg S., van Dobben H.F., Schaub M. Impacts of acid deposition, ozone exposure and weather condition on forest ecosystem in Europe: an overview // Plant Soil. 2014. V. 380. P. 1–45.
5. Kashulina G., Caritat P., Reimann C. Snow and rain chemistry around the «Severonikel» industrial complex, NW Russia: Current status and retrospective analysis // Atmospheric Environment. 2014. V. 89. P. 672 – 682.
6. Iost S., Rautio P., Lindrooset A.-J. Spatio-temporal Trends in Soil Solution Bc/Al and N in Relation to Critical Limits in European Forest Soils // Water Air Soil Pollut. 2012. V. 223. P. 1467–1479.
7. Nilsson J., Grennfelt P. Critical loads for Sulphur and nitrogen // Miljorapport. 1988. P. 418.

О перспективах обнаружения месторождений офсетных апатит-нефелиновых руд в районе Хибинского массива

Жиров Д.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье предложено новое поисковое обоснование в отношении месторождений офсетных апатит-нефелиновых руд в районе Хибинского массива. Детально рассмотрены тектонические предпосылки формирования офсетных залежей – останцов толщи фойдолитов и руд в месте первичного залегания после реидного перемещения руд и протрузивного поднятия центральной части Хибинского плутона. На примере восточной части массива разработан прогноз локализации офсетных апатит-нефелиновых руд.

Ключевые слова: месторождение, рудное тело, разлом, поиск, апатит-нефелиновый.

On prospects for discovery of off-set apatite-nepheline deposits in the Khibiny massif area

Zhirov D.V.

Geological institute KSC RAS, Apatity, zhirov@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article suggests a new basis for prospecting deposits of off-set apatite-nepheline ores in the Khibiny massif area. It allows extending the prospect area of commercially valuable objects. The paper provides a detailed study of the tectonic background that preconditioned the off-set deposits, i.e. outliers of a foidolite complex and ores at the primary bedding site after a flowable ore movements and protrusive uplift of the central Khibiny pluton. A forecast of the off-set apatite-nepheline ores localization has been made based on the example of the eastern part of the Khibiny massif.

Key words: deposit, ore body, fault, prospects, apatite-nepheline.

Введение

Поисковая модель (ПМ) локализации рудных тел является необходимым условием эффективного и рационального поиска и разведки месторождений полезных ископаемых (ПИ). Как правило, ПМ должна описывать основные поисковые предпосылки, включая структурные, литологические или петрологические факторы контроля, а также ожидаемую глубину и условия залегания, масштаб: мощность, протяжённость рудных тел по простиранию и падению, качество ПИ. Чем адекватнее она отражает эти особенности, тем быстрее и эффективнее в экономическом и результативном смысле осуществляются геологоразведочные работы (ГРР). Поисковые модели бывают простые и сложные, частично или полностью совпадающие с реальными, фактическими параметрами. Если хорошо работает только ряд поисковых признаков, то нет необходимости увеличивать их количество и усложнять модель, однако, если вследствие их ограниченности могут быть пропущены «цели», то ПМ нуждается в доработке. Как правило, модели развиваются от простых к сложным, совершенствуясь и дополняясь по мере обнаружения новых рудных тел и их частей в нетипичных геологических обстановках. Нечасто, но бывает и наоборот: изменение прогнозных представлений об условиях локализации рудных тел приводит к открытию новых месторождений. Хорошо известными примерами служат открытие месторождения медно-никелевых руд Заполярное (Печенгская структура), которое было обнаружено благодаря новой ПМ, предложенной главным геологом Главникобальта МЦМ СССР Г.Д. Вареня (Медно-никелевые ..., 1999) и открытие Кольской платинометалльной провинции на основе рекомендаций и прогнозных построений директора ГИ КНЦ РАН Ф.П. Митрофанова (Митрофанов Ф.П. и др., 1999).

История открытий Хибинских апатит-нефелиновых месторождений прошла через смену нескольких вариантов относительно простых модельных представлений. При этом вне зависимости различий в интерпретации последовательности образования интрузивных комплексов и в оценке соотношения магматических / метасоматических процессов все эксплуатирующиеся и подготовлен-

ные к промышленному освоению месторождения были открыты и разведаны в пределах одной рудоконтролирующей структуры - ийолит-уртитовой дуги (ИУД) или в современных терминах – конических интрузий фойдолитов. Приуроченность апатит-нефелиновых руд к ИУД была отмечена А.Е. Ферсманом (Ферсман, 1929) и подтверждена первыми же поисковыми работами 1929-1930 гг. под руководством Б.М. Куплетского и В.Н. Влодавца, в результате которых были открыты месторождения Кукисвумчорр, Юкспорр и Расвумчорр (Куплетский, 1930; Геология..., 2002). В дальнейшем поисковая модель дополнялась деталями, которые в различной степени отразились на результативности. Так первооткрыватель нескольких месторождений – Е.А. Каменев (Каменев, 1975, 1987; Зак и др., 1972; Новые..., 1982) увязывал локализацию промышленного оруденения с морфологией и гипсометрическим уровнем подошвы (лежачего контакта) рудных тел. Его построения оказались полезными для разведки глубоких горизонтов крупных месторождений. Ф.М. Онохин (Онохин, 1975) предложил модель поисков новых месторождений, основанную на представлениях о дифференцированных вертикальных сбросо-взбросовых движениях крупных блоков по радиальным разломам. Эти построения и прогнозные обоснования на их основе стали одной из причин реализации уникального поискового проекта (1970-1973 гг.) с проводкой глубоких (до 2 км) скважин. По его результатам было уточнено строение и предварительно разведаны запасы Эвеслогчоррского месторождения, а также обнаружены проявления Вуоннемьок и Малый Вудъявр. В целом к середине 1980 гг. были открыты все известные промышленно-значимые месторождения и проявления Хибинского массива (ХМ). Было также несколько поисковых обоснований на слепые залежи и россыпи апатита, однако значимых результатов они не принесли. В период, начиная с конца 1980-х и по настоящее время, преимущественно выполнялись разведка и доразведка флангов и на глубину эксплуатирующихся месторождений. В советский период времени, по оценке Е.А. Каменева (устное сообщение), на воспроизводство фосфатной сырьевой базы, в т.ч. на поиски, тратилось в среднем 2% от стоимости добытых руд. Сейчас (2018-2019 гг.) этот показатель вряд ли превышает первые десятилетия долей процента. Вместе с тем накоплена критическая масса новых данных и результатов геолого-геофизических и тектонофизических исследований, позволяющих по-новому взглянуть на механизм формирования месторождений и применить ранее неиспользовавшиеся факторы структурного контроля их размещения и морфологии. Есть все предпосылки для разработки новой поисковой модели формирования рудных тел и месторождений, что позволит наметить перспективные, ранее неопределенные участки. При этом предлагаемая модель должна не отвергать, а дополнять и уточнять ранее апробированные представления.

Поисковое обоснование обнаружения офсетных руд

Какие из ранее не учтённых факторов могут существенно дополнить существующие, многократно апробированные? Во-первых, к ним относится вязко-пластическая и пликативная тектоника фойдолитов и, прежде всего, рудных тел. Большинство исследователей отмечали их распространение и проявление на всех месторождениях (Онохин, 1975; Каменев, 1987 и др.), но при этом им не уделялось соответствующего внимания, прежде всего, в связи с тем, что их фактическое влияние на локализацию и масштаб рудных тел минимальное. Вместе с тем вязко-пластические сдвиги, складки обычные и «волочения», затекание и перетекание руды в карманы и ниши, мультистадийное брекчирование руд и вмещающих пород с частым проявлением прямых и обратных геологических соотношений, – всё свидетельствует о весьма интенсивном проявлении недизъюнктивной тектоники. Половина из 8-9 выделяемых типов руд (основные типы: пятнистые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, блоковые, сетчатые, массивные, брекчиевидные и второстепенные: апатит-титанитовые и апатитсодержащие уртиты) имеет отчётливые следы вязко-пластических деформаций (рис. 1), а для большинства остальных они проявляются периодически. Незаслуженное внимание к этому аспекту можно объяснить незначительным влиянием пластических деформаций на геометрию, локализацию и масштаб рудных тел, так как все они приурочены ко внутренней части рудных тел и за их пределы, как правило, не выходят. То есть, ни условия залегания, ни линейные параметры тел они практически не меняют. Вязко-пластическая тектоника правильно

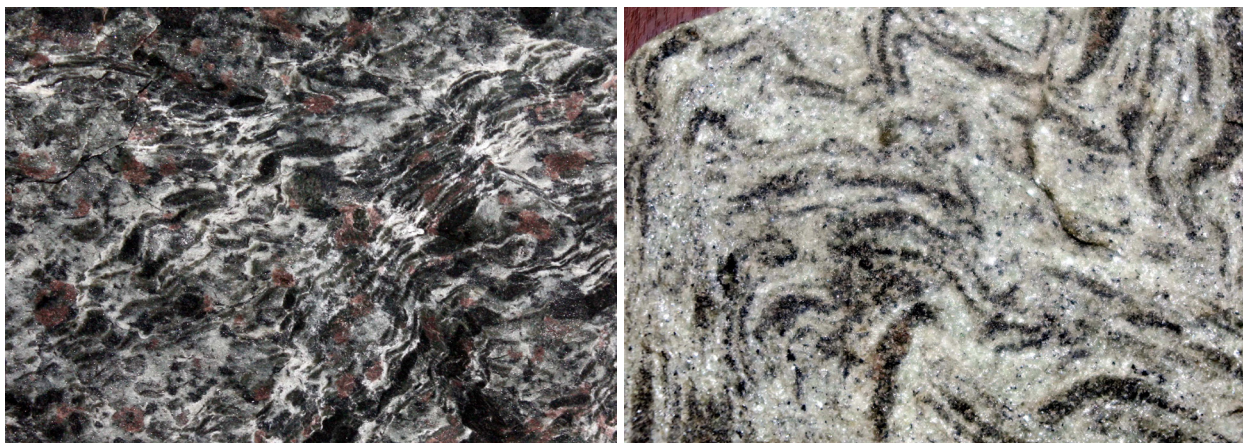


Рис. 1. Примеры вязко-пластической и пликативной тектоники в апатит-нефелиновых рудах.

Fig. 1. Examples of viscous flow and plicative tectonics in apatite-nepheline ores.

объясняет механизм образования «складок волочения», которые многократно документировали и описывали на месторождениях южного группы. Их образованию способствовало не смещение висячего крыла вмещающих пород (Онохин, 1975), а торможение растекающейся пластичной руды об это крыло. Фактор вязко-пластического течения важен в связи с возможностью перетекания и перераспределения руды из мест первичного залегания в новое месторасположение.

Вторым фактором, логически связанным с вязко-пластической тектоникой, служит характерная вертикальная зональность рудных тел. Если построить типовой разрез целого (неэродированного) рудного тела, то можно отметить следующие закономерности (рис. 2). При общей линзовидной морфологии рудные тела в приповерхностных (в приконтактных) частях характеризуются повышенной мощностью (горизонтальной и истинной), удельной долей (представительностью) богатых разновидностей руд и выполаживанием с налеганием на вершину гор и с образованием своеобразной «шапки» – субгоризонтального раздува, наплыва на поверхность вмещающих пород.

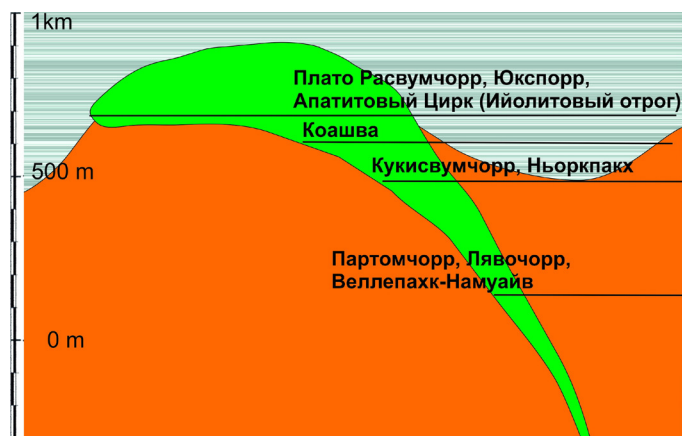


Рис. 2. Гипотетический полный разрез рудной залежи Хибин с примерной оценкой глубины эрозии известных месторождений. Оранжевым цветом обозначены вмещающие щелочные породы без расчленения, зелёным – комплекс фойдолитов с рудными телами.

Fig. 2. Hypothetic full section of the Khibiny ore deposit with approximately estimated erosion depths of the known deposits. Yellow color indicates host alkaline rocks with no separation. Green color indicates a complex of foidolites with ore bodies with no separation.

Возможное объяснение этого феномена – реидное выдавливание, перетекание и заполнение рудой ослабленной зоны в приконтактной, апикальной части массива. Вероятно, этому способствовал полистадийный характер магматизма, когда в ходе многочисленных инъекций по коническому кольцевому разлому каждые последующие порции магмы расширяли, раздвигали поверхность гидроразрыва (собственно Главного конического разлома) с образованием раздува в области ранее сформированной поверхности раздела между щелочными породами и вмещающими кристаллическими и/или осадочными породами. Под действием силы тяжести вышележащей толщи и, возможно, кристаллизационных сил пластичная руда выдавливалась к границе раздела и заполняла структурные линзовидные «карманы и ловушки», как в приповерхностной части, так и на глубине (рис. 3).

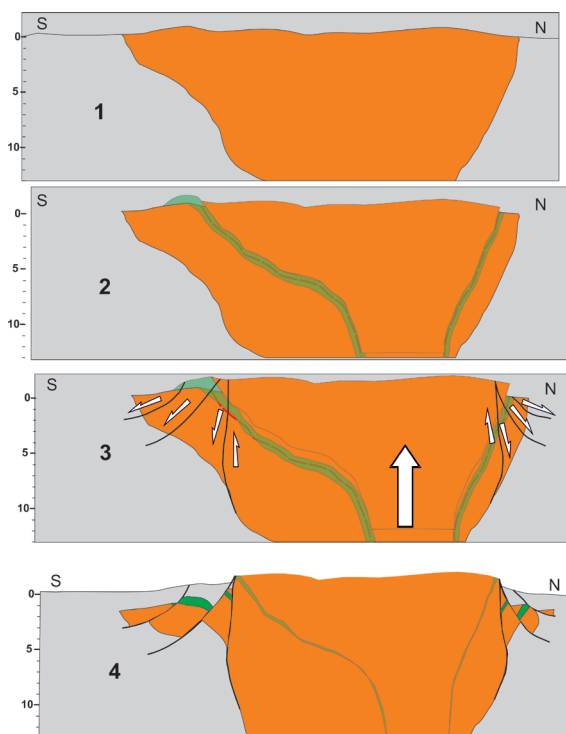


Рис. 3. Принципиальная схема формирования офсетных залежей Хибин.

1 – фаза формирования расслоенного щелочного интрузива (лополита); 2 – фаза формирования конического разлома и интрузий фойдолитов; 3 – фаза интенсивного реидного постумного (протрузивного) воздымания центральной части Хибин; 4 – примерное расположение офсетных «разъехавшихся» блоков с рудовмещающими фойдолитами.

Fig. 3. Basic scheme of the off-set deposits formation in the Khibiny.

1 – phase of formation of a layered alkaline intrusion (lopolith); 2 – phase of formation of a ring (cone-like) fault and foidolite intrusions; 3 – phase of an intensive flowable posterior (protrusive) uplift of the central part of the Khibiny; 4 – approximate location of off-set «separated» blocks with ore-bearing foidolites.

Останцы подобных «шапок» известны на «Ййолитовом отроге» (в среднем 20-25 м до 40 м вертикальной мощности богатых руд) и участке «Нагорный» – Юкспорр (от 1-5 до 48 м). Весьма вероятно, что эти образования были характерны для большинства известных месторождений, имели существенно бо'льшую мощность (до 100-150 м) и состояли в основном из богатых разновидностей руд (полосчатых, массивных, линзовидно-полосчатых, брекчиевидных). В ходе мезозой-кайнозойской эволюции ХМ эти «шапки» на большей части ИУД были эродированы. В отношении некоторых других участков имеются особые обстоятельства, предполагающие сохранность «шапок».

Третьим важным фактором являются особенности тектоники плутона, выявленные по результатам наших тектонофизических исследований 2012-2018 гг. (Жиров и др., 2016; Zhiron & Zhirona, 2018). Установлено, что на отрезке времени, начиная с нижнего мезозоя (верхний триас) до плейстоцена, ХМ испытал значительный постумный протрузивный подъем со срывом, разрушением краевых приконтактовых частей и образованием структур «псевдосброс» (см. рис. 3). Там, где ИУД подходила близко к внешней границе плутона (В, ЮВ и СВ части), создались все предпосылки для срыва приповерхностных, наиболее фертильных её частей с последующей консервацией в месте первоначального залегания. Центральная же часть массива была эксгумирована и подвергалась эрозии и выветриванию.

В современном рельефе горного массива Хибин, в его краевых частях хорошо дешифрируются многочисленные ступенчатые и унитарные «псевдосбросы» с суммарным видимым смещением от 300 до 500 м. Их поверхность имеет хорошо выраженные признаки кинематики сброса (рис. 4а). Одно из таких мест расположено на восточном склоне г. Суолуайв, где видимая, выходящая на дневную поверхность часть «псевдосброса» составляет минимум 3 км по горизонтали и не менее 370 м по вертикали, а предполагаемая – не менее 4.5 км по простиранию и до 1 км и, возможно, более по падению (см. рис. 4а, 4б). Также для него характерно постепенное выполаживание от 55-65° у вершины плато до 35-45° у подножия. Комплекс рудоконтролирующих фойдолитов при приближении к современной платообразной вершине выполаживается (см. рис. 4б), однако наиболее мощная, раздутая часть его оказалась в сброшенной части. Таким образом, в месте первоначального залегания осталась потенциально наиболее продуктивная «шапка». То есть, мы имеем тектонически обоснованные предпосылки для поисков офсетных руд.

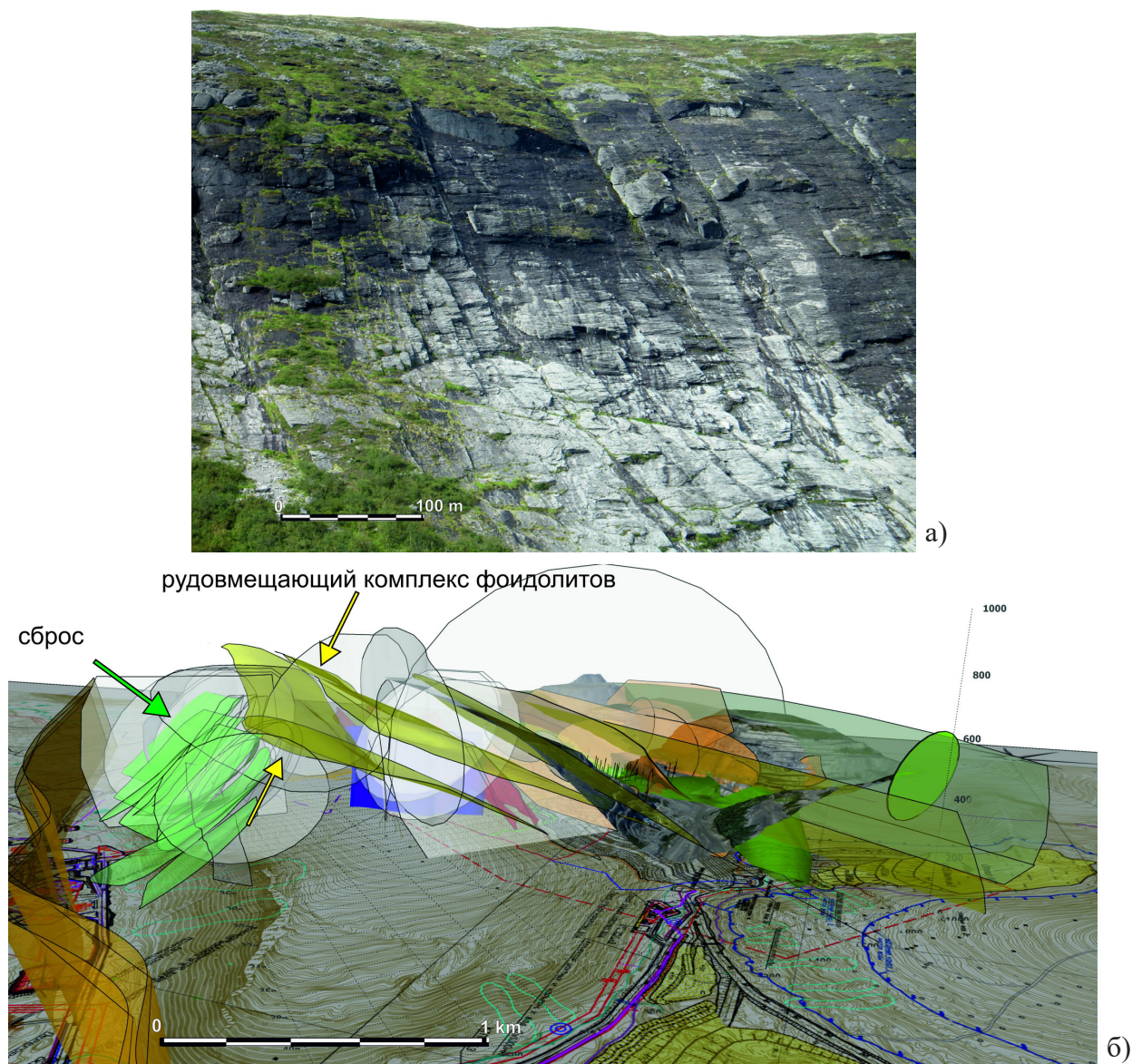


Рис. 4. Псевдосброс на ЮВ склоне г. Суолуайв (а). Сброс состоит из множества сближенных между собой поверхностей (лепестков) отдельных сместителей, которые в целом формируют протяжённый магистральный разлом. Положение рудовмещающего комплекса фойдолитов относительно псевдосброса (б).

Fig. 4. Pseudo-fault at the south-eastern slope of Mt. Suoluayv (a). The fault consists of numerous adjacent surfaces («petals») of individual displacements, which jointly form the extensive main fault. The position of the ore-bearing foidolites relative to pseudo-fault (b).

При геометризации рассматриваемого участка недр, перспективного на поиск «погребенных» офсетных апатит-нефелиновых руд, необходимо учесть следующие факторы: 1) фактическое смещение по псевдосбросу составляет не менее 450-500 м; максимальное может составлять до 1.0-1.2 км (максимальное превышение Хибин над окружающим рельефом с учётом приблизительной оценки эродированной части «шапки» в районе месторождений Плато Расвумчорр и Апатитовый Цирк); 2) воздымание центральной части Хибин с одновременным сползанием краевых частей сопровождалось как вертикальными, так и горизонтальными смещениями, что даёт при учете среднего угла падения сместителя в 30-35° горизонтальную составляющую, в 1.2-1.5 раза превышающую вертикальную. В соответствии с этими представлениями наиболее перспективный участок недр располагается к ЮВ и В от г. Суолуайв на горизонтальном расстоянии от 100-200 м от подножия до середины оз. Умбезеро (1.5-1.8 км) включительно, а предполагаемая глубина залегания кровли останца рудоконтролирующего комплекса фойдолитов в зависимости от варианта оценки абсолютной вели-

чины смещения варьирует от 200-250 м до 950-1000 м от дневной поверхности. Наиболее вероятная глубина подсечения ожидается в пределах 250-350 м.

Оценку потенциала офсетных руд можно выполнить, отталкиваясь от представительности руд месторождений Олений Ручей и Ньюкпахк во вмещающем фойдолитовом комплексе и среднего содержания P_2O_5 . Объемное соотношение руд и вмещающих фойдолитов варьирует в пределах 0.01-0.34 (0.12 в среднем), а среднее качество руды в геометризованных телах месторождений составляет 13-15 % P_2O_5 . Принимая за исходные данные длину псевдосброса вдоль В и ЮВ склона г. Суолуайв (до месторождения Ньюкпахк), равную 4.2-4.4 км, а вертикальную мощность «шапки» 150 м при средней предполагаемой ширине «сброшенного» участка плато вершины 300-400 м, получим порядок цифр прогнозных запасов 25-29 млн. м³ или 75-95 млн. тонн руды со средним содержанием 13-15 % P_2O_5 . Несомненно, что модель на данном этапе не может учесть все возможные осложняющие и, наоборот, упрощающие факторы, поэтому для её проверки необходимо выполнить минимум один опорный поисковый профиль из нескольких скважин с глубиной их проводки в 500-800 м.

Исследования выполняются в рамках раздела «Инновационные технологии и методы сбора, обработки и анализа геолого-геофизических данных в целях эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений стратегических полезных ископаемых» плановых НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Медно-никелевые месторождения Печенги (отв. ред. Н.П. Лаверов). М. ГЕОС. 1999. 236 с.
2. Митрофанов Ф.П. и др., Кольская платинометальная провинция: новые данные. В кн.: Платина России. Кн. 1. Москва ЗАО «Геоинформмарк». 1999. С. 43–52.
3. Ферсман А.Е. Проблема Хибинских и Ловозерских тундр / Природа. № 5 1929.
4. Куплетский Б.М. Геологическое строение Кукисвумчорра по данным работ 1930 г. // Хибинские апатиты. Т. 2. Л.: ГОНТИ. Ленхимсектор. 1932. С. 392–395.
5. Каменев Е.А. Геология и структура Коашвинского апатитового месторождения. Л. Недра. 1975. 128 с.
6. Каменев Е.А. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа (Методические основы). Л. Недра. 1987. 188 с.
7. Зах С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Арманд А.Л., Михеичев А.С., Петерсилье И.А. Хибинский щелочной массив. Л. Недра. 1972. 176 с.
8. Новые хибинские апатитовые месторождения (под ред. Е.А. Каменева, Д.А. Минеева (ИМГРЭ, Севзалгеология, МГРИ). М. Недра. 1982. 182 с.
9. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области (под ред. Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И.). Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2002. 359 с.
10. Dmitry Zhirov, Anzhela Zhirova Neotectonics of the Khibiny alkaline massif / Conference Proceedings SGEM-2018. Albena (Bulgaria) 30 June -09 July 2018. 2018. Issue 1.1 Science and Technology in Geology, Exploration and Mining. P. 355-362.
11. Жиров Д.В., Сим Л.А., Маринин А.В. Реконструкция палео стресс состояний в южной части Хибинского плутона (Восток Фенноскандинавского щита) / Труды конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей». Москва. МГУ. 24–26 мая 2016. М. Изд-во: Перо. 2016. С. 39–44.

Вклад геофизических исследований в изучение строения Хибин

Жирова А.М.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, anzhelaz@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье даётся обзор геофизической изученности Хибинского массива, интерес к которому связан с крупнейшими фосфатными месторождениями в регионе. За годы исследования применялись такие методы геофизики как сейсморазведка, гравиразведка, аэромагнитная съемка, магниторазведка в комплексе с высокоточной гравиметрией. Впервые для изучения рудных объектов применялась сейсморазведка методом отражённых волн. Приповерхностная часть массива в районе рудных тел была изучена достаточно хорошо на основе бурения многочисленных скважин с последующим геофизическим их исследованием. На основе полученных материалов построены многочисленные комплексные геолого-геофизические разрезы, обобщенные схемы строения и комплексная 3D геофизическая модель Хибин.

Ключевые слова: Хибинский массив, изученность геофизическими методами, сейсмогеологический разрез; 3D-моделирование, комплексная модель строения Хибинского плутона.

Contribution of geophysical research to the study of the Khibiny structure

Zhirova A.M.

Geological institute KSC RAS, Apatity, anzhelaz@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article reviews the geophysical research of the Khibiny massif, the interest in which is associated with the largest phosphate deposits in the region. During the years of research, such methods of geophysics as the seismic and gravity prospecting, aeromagnetic survey, magnetic prospecting with high-precision gravimetry were used. For the first time, the method of reflected waves of seismic exploration was used to study ore objects. The near-surface part of the massif in the area of ore bodies was studied quite well, based on the drilling of numerous bores, followed by their geophysical study. On the basis of the materials obtained, numerous complex geological and geophysical sections, generalized structural schemes and a complex 3D geophysical model of the Khibiny were constructed.

Key words: Khibiny massif, geophysical research, seismogeological section, 3D-modeling, complex model of structure of the Khibiny pluton.

Введение

Хибинский щелочной массив располагается на Кольском полуострове - классической области развития щелочного магматизма, характеризующегося крупнейшими массивами нефелиновых сиенитов и многочисленными интрузиями щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами. Строение и геология Хибинского массива вызвали интерес геофизиков ещё в 30-е годы прошлого века в связи с крупными месторождениями апатитовых руд, а также редкометальными месторождениями, с которыми связан массив. Первые геофизические работы, начатые в эти годы, получили своё планомерное развитие в дальнейшем усилиями различных исследователей, таких как Г.Н. Шаблинский, Н.А. Каверзнева, В.И. Богданов, И.И. Сорокина, А.В. Роллер, А.Л. Ронин, В.А. Тюремнов, О.Л. Сняtkова, Н.И. Пронягин, В.И. Павловский, Г.А. Иванов и многих других. Построены многочисленные геолого-геофизические разрезы в пределах массива, компиляционные схемы строения, а также объёмные модели глубинного строения Хибин на основе модельных исследований.

Геофизические исследования Хибин

На ранних этапах исследования массива проводилось картирование коренных пород, а также изучение фойдолитов, и выделение в них зон, обогащённых такими полезными ископаемыми, как апатит и сфен. Глубинная структура Хибинского массива и строение ийолит-уртитовой дуги являлись первоочередными задачами, стоявшие перед геофизикой. Основными методами исследования были методы структурной геофизики - сейсморазведки, гравиразведки, аэромагнитной съемки (Шаблинский, Каверзнева, 1965). При этом вначале производились поиски рудных объектов, выходя-

щих на поверхность коренных пород, но перекрытых чехлом четвертичных отложений. Основными методами картирования и оконтуривания этих объектов были магниторазведка с высокоточной гравиметрии. Следующий этап исследования Хибин был связан с поиском и разведкой глубокозалегающих рудных тел и структур, с которыми может быть связано это оруденение. Поскольку апатитовые месторождения массива приурочены к интрузии фойдолитов, то исследование тектоники данной интрузии явилось одной из важнейших задач геофизических методов разведки этого периода (Шаблинский, 1967).

В целом можно отметить, что изучение структуры Хибинского массива продвигалось по двум основным направлениям: изучение контактов массива и структуры ийолит-уртитовой толщи. Важно отметить, что до проведения геофизических исследований в 1960–62 г.г. предполагалось, что фойдолитовая интрузия имеет коническую форму (Елисеев, Ожинский, Володин, 1939), в центре которой находится толща фойяитов, нефелиновых сиенитов и рисчорритов. После изучения массива методами аэромагниторазведки и гравиразведки по отдельным маршрутам, установлено, что висячий бок интрузии по направлению к центру интрузии быстро выполаживается и его углы падения уменьшаются до $0 \div 10^\circ$. В центре массива верхнюю границу фойдолитов можно встретить на глубине $3 \div 4$ км. Таким образом, в результате геофизических исследований, была уточнена форма интрузии и установлено, что она имеет не конусообразную форму, а форму лакколита.

В более поздние годы (Сняtkова, Пронягин, 1983) с целью изучения структуры фойдолитового комплекса применялась сейсморазведка методом отражённых волн (МОВ), в результате чего были построены детальные разрезы. Глубинная тектоника и структура массива Хибинского массива изучалась сейсморазведкой, гравиразведкой и аэромагниторазведкой (Шаблинский, 1963 а). При исследовании контакта Хибинского массива с породами свиты Имандра-Варзуга ведущим методом была гравиразведка, с помощью которой над контактом пород выявлена чёткая аномалия силы тяжести. Через южный и западный контакт массива до глубины $4 \div 6$ км были построены разрезы. В этот же период была использована сейсморазведка МОВ для проверки результатов гравиразведки, а также исследования северного контакта массива, где развиты гнейсы, имеющие плотность, практически равную плотности пород Хибинского массива. В результате установлено, что наблюдаемые волны являются волнами, отражёнными от границ, находящихся в кристаллических породах, а на площади Хибинского и Ловозёрского массивов не удалось найти ни одного участка, где были бы зарегистрированы вступления отражённых волн, идущих из толщи щелочных изверженных пород. Глубинная граница плутона отмечалась как граница между областью существования многочисленных отражающих площадок и областью их полного отсутствия.

На основании данных геофизических работ Г.Н. Шаблинским (Шаблинский, 1963а) сделаны следующие выводы о глубинном строении Хибинского плутона. На севере его контакт с вмещающими гнейсами прослеживается на глубину до $6 \div 7$ км, причём на всем интервале этих глубин отмечается крутое падение контакта под углом 81° в сторону массива. Западный контакт плутона также падает под массив, но несколько более полого. До глубины $5 \div 6$ км здесь отмечаются углы падения порядка 70° , затем наблюдается тенденция к выполаживанию контакта, который на глубине $6 \div 7$ км характеризуется углами падения $40 \div 50^\circ$. Южные и юго-западные районы Хибинского плутона по геофизическим данным имеют лополитообразную форму.

Позднее результаты исследований методом отражённых волн (Шаблинский, 1963б) были пересмотрены последующими исследователями (Роллер, Ронин, 1978) в свете развития методов рудной сейсморазведки. Выполнены профильные сейсмические работы методом отражённых волн, и во внутренних точках среды методом вертикального сейсмопрофилирования (Роллер, Ронин, 1978). Установлены устойчивые и протяжённые группы отражений, связанные с Хибинским и Ловозёрским массивами. Сделан вывод о том, что Хибинский массив имеет форму асимметричного лополита с мощностью до 10 км. При этом устанавливается закономерное выполаживание контактов отдельных интрузивных комплексов с глубиной.

Важно отметить, что приповерхностная часть массива в районе рудных тел ийолит-уртитовой дуги была изучена достаточно хорошо, поскольку в этой части Хибин проводилось бурение много-

численных скважин. Бурение колонковых скважин глубинами до первых сотен метров проводилось с последующим геофизическим их исследованием (ГИС) различными методами. Так, выполнялись ГИС-исследования скважин методами нейтронного активационного каротажа, гамма-гамма метода измерения плотности, каротажа магнитной восприимчивости и гамма-метода (О результатах оценки..., 2005). Полученные материалы использовались для построения по скважинам комплексных геолого-геофизических разрезов.

Обобщение и анализ результатов геофизических исследований Хибин

Основываясь на геофизических исследованиях, проведённых в регионе в течение многих лет его освоения, А.В. Галаховым была построена обобщённая схема глубинного строения Хибинского массива (рис. 1). Основная масса отражающих площадок установлена в восточной и центральной части, а также в районе массивных хибинитов и их контактов с комплексом Имандра-Варзуга. На их основе проведены условные сейсмические границы. В целом по разрезу А.В. Галахова (рис. 1) (Галахов, 1975) можно отметить, что геологическое строение верхней части и контакты плутона изучены геолого-геофизическими методами достаточно хорошо, однако строение на глубине - условное и корневая часть массива практически не освещена.

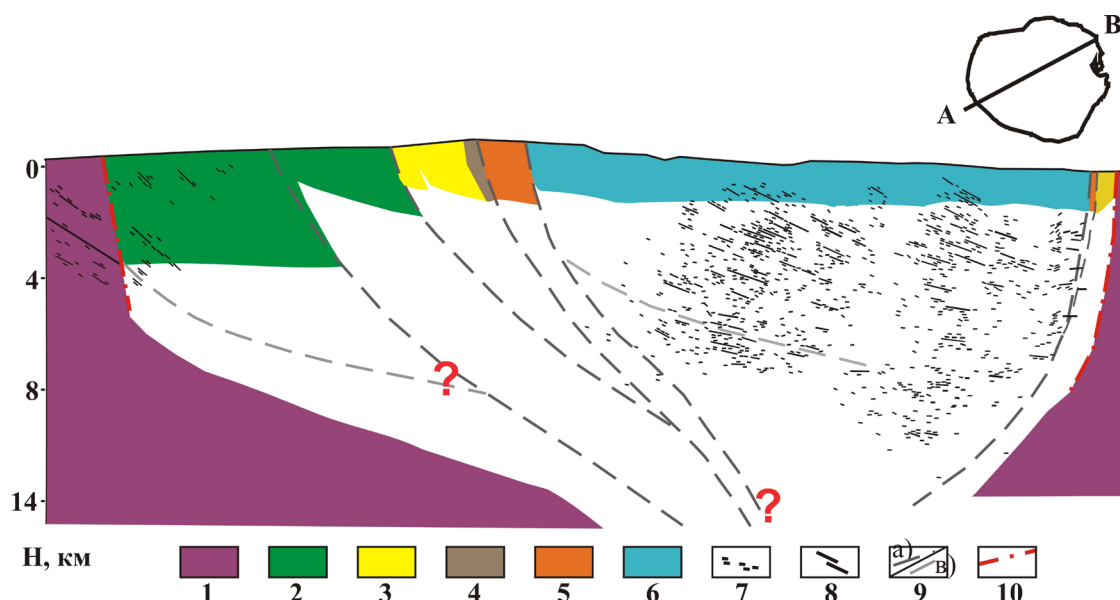


Рис. 1. Компилационная схема глубинного строения Хибинского массива (Галахов, 1975).

1 – архейские и протерозойские породы, 2 – хибиниты, 3 – рисчорриты, 4 – малиньиты, 5 – льявоchorриты, 6 – фойайиты, 7 – отражающие площадки, 8 – условные сейсмические границы, 9 – контакты между интрузиями массива: а) между субфазами одной интрузии; б) 10-контакты массива по геофизическим данным.

Fig. 1. Compilation scheme of the deep structure of the Khibiny massif (Galakhov, 1975).

1 – Archean and Proterozoic rocks; 2 – khibinites; 3 – rischorrites; 4 – malignites; 5 – lyavocharites; 6 – foyaites; 7 – reflecting areas; 8 – conditional seismic boundaries; 9 – contacts between the intrusions of the massif: a) between subphases of one intrusion; b) 10-contacts of the massif according to geophysical data.

Следующий этап изучения Хибинского массива был связан с моделированием его строения. Так, В.Н. Глазневым и другими исследователями (Арзамасцев, Беа, Беяцкий и др., 2002) выполнено петроплотностное моделирование, в результате которого получено конически-кольцевое строение плутона до глубины 10 км (рис. 2).

Объёмная сейсмическая модель массива была построена в рамках работ по изучению 3D-строения Лапландского гранулитового пояса и соседних структур, которая частично включала и Хибинский массив (Буянов, Глазнев, Митрофанов и др., 1996). Сейсмическая модель вошла как одна из составных частей единой комплексной модели региона исследований.

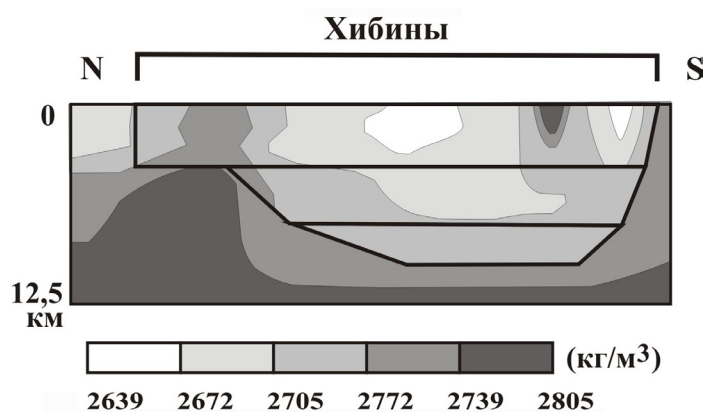


Рис. 2. Плотностной разрез Хибинского массива по результатам 3D-моделирования В.Н. Глазнева и др. (Арзамасцев, Беа, Беляцкий и др., 2002).

Fig. 2. Density profile of the Khibiny massif according to results of 3D-modeling of V.N. Glaznev et al. (Arzamastsev, Bea, Belyatsky et al., 2002).

дна. Установлено, что выполаживание юго-западного контакта массива с протерозойскими эффузивами происходит на уровне менее 4 км. Для донной части массива получена оценка глубины, равная 11÷12 км. Спецификой глубинного строения массива является наличие аномальных объектов, установленных на глубинах 2÷5 км. Можно предположить, что эти аномальные тела представляют фрагменты палеокальдеры Хибинского массива. Детальное выяснение геологической природы выявленных глубинных геофизических неоднородностей требует привлечения петрологических данных по щелочным породам региона.

Позже была получена объёмная комплексная модель строения верхней части коры в районе Хибинского и Ловозёрского плутонов (Глазнев, Жирова, Раевский, 2007) (рис. 3). Модель базируется на всём накопленном в регионе сейсмическом и гравиметрическом материале и использовании современных вычислительных алгоритмов. Согласно построенной модели, Хибинский массив имеет сложное строение в средней части разреза, что отличается от геологических представлений о его концентрически зональной конусообразной форме (Сняtkова, Пронягин, 1983), (Шаблинский, 1963 а). Различия также проявляются в характере юго-западного контакта плутона с окружающими породами и поведении рельефа

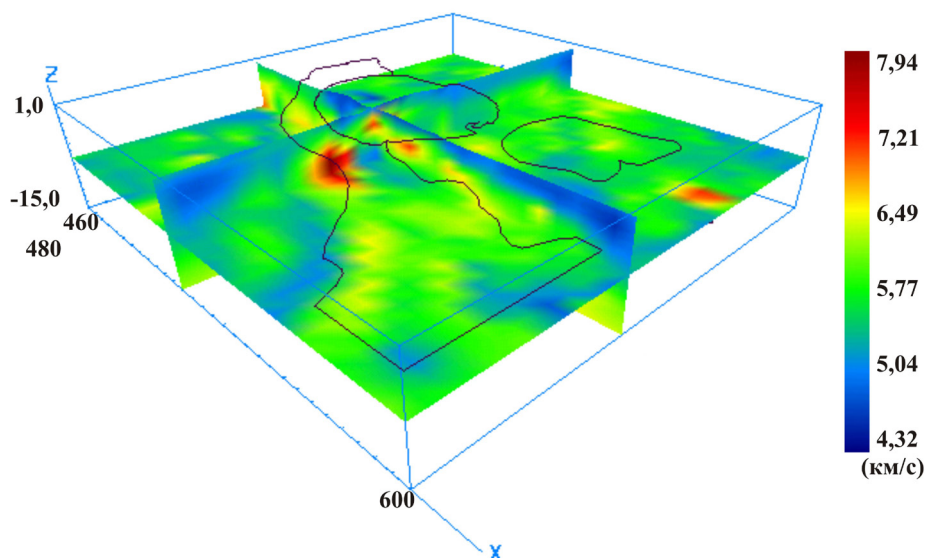


Рис. 3. 3D-комплексная модель строения земной коры в районе Хибинского и Ловозерского массивов, представленная в значениях скорости продольных волн (км/с) (Глазнев, Жирова, Раевский, 2007).

Fig. 3. 3D-complex model of the structure of the Earth's crust in the area of the Khibiny and Lovozero massifs, presented in the values of the velocity of longitudinal waves (km/s) (Glaznev, Zhirona, Raevsky, 2007).

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В. и др. Палеозойские процессы плюм- литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерация: сб. статей / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР. 2002. С. 104–145.
2. Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Митрофанов Ф.П. и др. Трёхмерное строение Лапландского гранулитового пояса и соседних структур Балтийского щита по геофизическим данным // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 48–63.
3. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука. 1975. 256 с
4. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Сейсмоплотностная модель гигантских щелочных массивов Хибин и Ловозера (Кольский полуостров) // Материалы 34-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Москва: ИФЗ РАН. 2007. С. 78–81.
5. Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр // Труды Ленингр. геол. упр-я. 1939. Вып. 19. 68 с.
6. О результатах оценки промышленной значимости спателлитовых рудных тел на участках «Нагорный» и «Ийолитовый отрог» (Хибинский массив) за 2001-2005 гг.: отчёт (заключительн.) / Открытое акционерное общество «Апатит» ОАО «Мурманская геологоразведочная экспедиция»; исполн.: Ф.В. Минаков и др. Апатиты. 2005. 4 книги. 1 папка. № N51-2002-13/1.
7. Роллер А.В., Ронин А.Л., Пронягин Н.И. Применение метода отражений волн при изучении глубинного строения Хибинского массива: сб. статей / Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л. 1978. С. 96–102.
8. Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И. Новые данные о структуре апатит-нефелиновых месторождений // Разведка и охрана недр. 1983. № 7. С. 10–14.
9. Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленингр. об-ва естествоиспытателей, 1963а. Т. 74. № 1. С. 41–43.
10. Шаблинский Г.Н. Метод отражённых волн при исследовании глубинного строения щелочных массивов Кольского п-ова // Записки ЛГИ. 1963 б. Т. 46. № 2. С. 28–32.
11. Шаблинский Г.Н., Каверзнева Н.А. О применении геофизических методов для поисков апатитовых руд // Разведка и охрана недр. 1965. № 9. С. 32–35.
12. Шаблинский Г.Н. Очередные задачи геофизических работ при поисках апатитовых руд на Кольском полуострове: сб. статей / Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд. Л: Недра. 1967. С. 107–112.

Глубинный цикл углерода: система «эклогит-карбонатит-алмаз» в природной лаборатории «Тонсвика», Скандинавские Каледониды

Зозуля Д.Р.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zozulya@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье приведены данные о новом генетическом типе карбонатитов, формирующегося в условиях ультравысокого давления при парциальном плавлении карбонатизированных эклогитов. Показано, что при понижении температуры во вмещающих породах и за счет привноса летучих (главным образом H_2O , CH_4 , F) происходит понижение фугитивности кислорода и образуются алмазы. Полученные результаты могут быть использованы в изучении глобального цикла углерода.

Ключевые слова: эклогит; карбонатит; алмаз; углерод; субдукция.

Deep carbon cycle: «eclogite-carbonatite-diamond» system in the natural laboratory «Tonsvik», Scandinavian Caledonides

Zozulya D.

Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, zozulya@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article presents data on a new genetic type of carbonatites, which is being formed under the conditions of ultrahigh pressure with the partial melting of carbonatized eclogites. It is shown that with a decrease in temperature in the host rocks and due to the influx of volatiles (mainly H_2O , CH_4 , F), oxygen fugacity decreases and diamonds are formed. The results can be used to study the global carbon cycle.

Key words: eclogite; carbonatite; diamond; carbon; subduction.

Генезис карбонатитовых расплавов путем парциального плавления мантийных пород (перидотитов и эклогитов) является одним из наиболее распространенных предположений способа происхождения карбонатитов. Существует значительное количество экспериментальных исследований и численных моделей, подтверждающих этот способ происхождения карбонатитов (Dasgupta et al., 2004; Yaxley, Brey, 2004; Kiseeva et al., 2012; и др.). Карбонатизация и метасоматоз сублитосферной мантии также рассматриваются как одни из важных механизмов формирования алмазоносных кимберлитов и лампроитов; известны и единичные проявления алмазоносных карбонатитов. Наконец, существуют многочисленные находки алмазоносных эклогитов как в пределах орогенных поясов, так и в виде мантийных ксенолитов из трубок взрыва и даек ультраосновных пород. Все вышесказанное позволяет предположить генетическую связь между эклогитами, карбонатитами и алмазоносными породами. Проявление Тонсвика в Северной Норвегии (район г.Тромсе) является единственным известным на сегодня природным объектом (лабораторией), где выявлены все компоненты системы «эклогит-карбонатит-алмаз» и возможны исследования глубинного сегмента глобального цикла углерода *in situ*.

Проявление карбонатитов Тонсвика (рис. 1) обнаружено в пределах Скандинавских каледонид и представляет серию жил и даек во вмещающем комплексе эклогитов и его ретроградных продуктов (карбонатизированные и метасоматизированные эклогиты), гранатовых клинопироксенитов и глиммеритов, а также гранат-фенгитовых гнейсов и мраморов (Ravna et al., 2017). Во вмещающих породах (гранат-кианит-фенгитовые гнейсы) обнаружены алмазы (Janak et al., 2013). Карбонатит имеет массивную текстуру и обладает следующим минеральным составом: Mg-Fe-кальцит (50-90 об %) ± Fe-доломит + гранат альмандин-гроссуляр-пиропового состава + Cr-диопсид ± омфациит + флогопит; второстепенные и аксессуарные минералы: апатит, рутил, ильменит, алланит, титанит, циркон, монацит. Реже встречаются жилы (до 10 см мощности) практически мономинеральных карбонатных пород. Во всех случаях силикокарбонатиты и карбонатиты имеют резкие интрузивные контакты с вмещающими породами, при этом наблюдается интенсивная фенитизация последних K-содержащими флюидами с образованием флогопита на контакте.

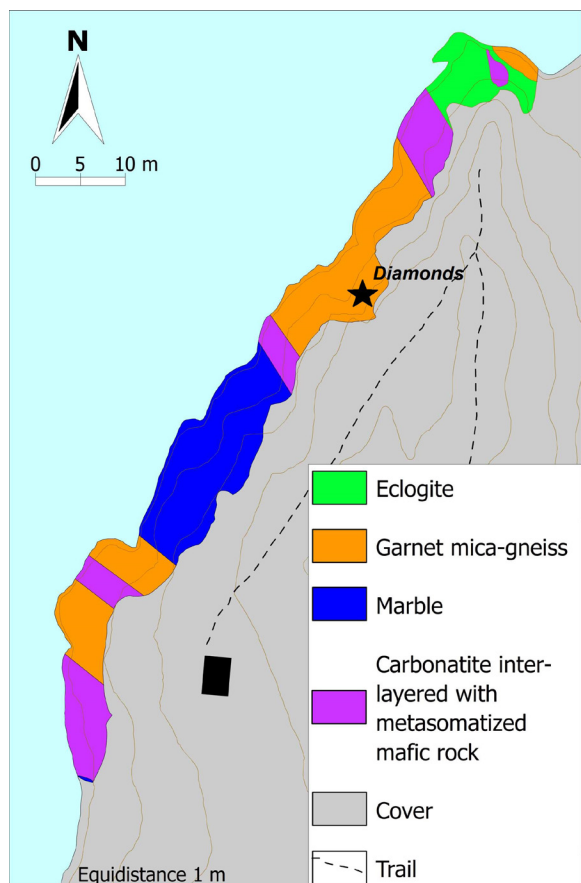


Рис. 1. Геологическая схема строения проявления Тонсвика.

Fig. 1. Geological scheme of the Tonsvik occurrence structure.

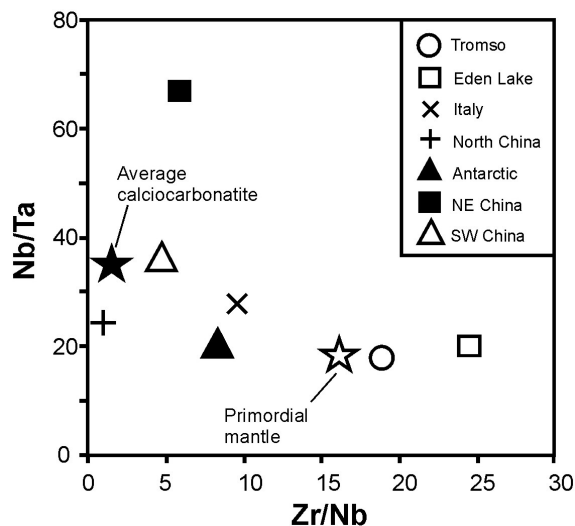
U–Pb возраста циркона и титанита из карбонатита составляют 452–455 млн. лет (Ravna et al., 2017) и совпадают в пределах ошибки с возрастом вмещающих эклогитов ((452.1 ± 1.7) млн. лет). Хондрит-нормализованные распределения несовместимых элементов и REE сходны с таковыми для типичных карбонатитов и отличаются от ассоциирующих мраморов значительно более высокими содержаниями (Ravna et al., 2017).

Содержание и соотношения некоторых редких и рассеянных элементов являются весьма информативными для определения тектонической обстановки формирования карбонатитовых комплексов. Подавляющее большинство карбонатитов Мира образуется во внутриплитной обстановке, в частности в континентальных рифтах. Эти карбонатиты характеризуются высокими содержаниями LIL (особенно, Sr и Ba) и HFS элементов (средние значения для Zr, Nb, Hf, Ta составляют, соответственно, 256.4, 308.9, 4.3, 8.9 ppm (Chakhmouradian, 2006)). Карбонатиты, образующиеся в субдукционной и коллизионной обстановках обладают высокими содержаниями LIL и значительно меньшими – HFS элементов. Так, для комплекса Эден Лэйк приводятся следующие данные (Chakhmouradian et al., 2008): 47–98 ppm для Zr, 4.0 для Nb, 1.5–2.4 для Hf, и 0.2 для Ta. Для карбонатита Тонсвика нами получены следующие содержания HFSE (Zr варьирует от 26 до 460 ppm (сред-

нее значение 114 ppm); Nb: 1–31 ppm (18 ppm); Hf: 0–7.7 ppm (2.5 ppm); Ta: 0.5–2.0 ppm (1.2 ppm)). В связи с тем, что содержания HFSE в карбонатитах имеют значительные вариации, для установления исходных характеристик были использованы отношения «канонических» элементов Zr/Nb, Zr/Hf, Nb/Ta. Средний карбонатит (внутриплитный) имеет следующие средние значения Zr/Nb = 0.8, Zr/Hf = 60, Nb/Ta = 35 (Chakhmouradian, 2006). Для карбонатита Тонсвика эти значения (Zr/Nb = 18, Zr/Hf = 42 and Nb/Ta = 18) значительно отличаются, но при этом сходны с таковыми

Рис. 2. Nb/Ta vs. Zr/Nb диаграмма для карбонатитов Тонсвика, среднего внутриплитного карбонатита и карбонатитов в коллизионных и субдукционных обстановках (Эден Лэйк (Chakhmouradian et al., 2008), Италия (Stoppa, Wooley, 1997; D’Orazio et al., 2007), Сев. Китай (Xu et al., 2010), Антарктика (Hagen-Peter, Cottle, 2016), СВ Китай (Ying et al., 2004), ЮЗ Китай (Hou et al., 2006)).

Fig. 2. Nb/Ta vs. Zr/Nb diagram for carbonatites in Tonsvik, average intraplate carbonatites in collisional and subduction settings (Eden Lake (Chakhmouradian et al., 2008), Italy (Stoppa, Wooley, 1997; D’Orazio et al., 2007), North. China (Xu et al., 2010), Antarctic (Hagen-Peter, Cottle, 2016), NE China (Ying et al., 2004), SW China (Hou et al., 2006)).



для карбонатитов субдукционных и коллизионных обстановок (рис. 2). Анализ распределения указанных отношений может так же иметь петрогенетическое значение. Карбонатиты Тонсвика имеют отношения Zr/Nb , Nb/Ta , близкие к примитивной мантии. В совокупности с низкими HFSE это указывает на то, что мантийный источник в нашем случае не был метасоматизирован перед плавлением, что характерно для внутриплитных карбонатитов. Таким образом, можно предполагать, что карбонатитовый расплав Тонсвика образовался путем прямого парциального плавления либо мантийных лерцолитов («магнезиальные» карбонатные расплавы), либо эклогитов («кальциевые» карбонатные расплавы). Минеральный состав карбонатитов Тонсвика (см. выше) свидетельствует об «эклогитовом» субстрате.

Проведенные Sr–Nd изотопные исследования для пород проявления Тонсвика показали следующие результаты: для силикокарбонатитов получены значения 0.705–0.708 для $^{87}Sr/^{86}Sr$ и -1 to -2 для ϵ_{Nd} , при этом они сходны с таковыми для мраморов; карбонатит имеет сходные значения начальных отношений изотопов Sr, но более негативные (-3.3) значения ϵ_{Nd} ; эклогит имеет наиболее радиогенные отношения Sr (0.708–0.710) и нерадиогенные – Nd (-2.4 to -3.3); карбонатизированный и метасоматизированный эклогиты имеют сходные с карбонатитами начальные отношения стронция, но диаметрально различные ϵ_{Nd} (нерадиогенные и радиогенные значения, соответственно). Сходные изначальные стронциевые отношения для карбонатита и измененных эклогитов могут говорить об их генетической связи. Сравнение начальных изотопных отношений Sr и Nd карбонатитов Тонсвика с карбонатитами из разных тектонических обстановок показывает, что исследуемые карбонатиты по своим характеристикам сходны с карбонатитами из коллизионных и субдукционных обстановок (рис. 3).

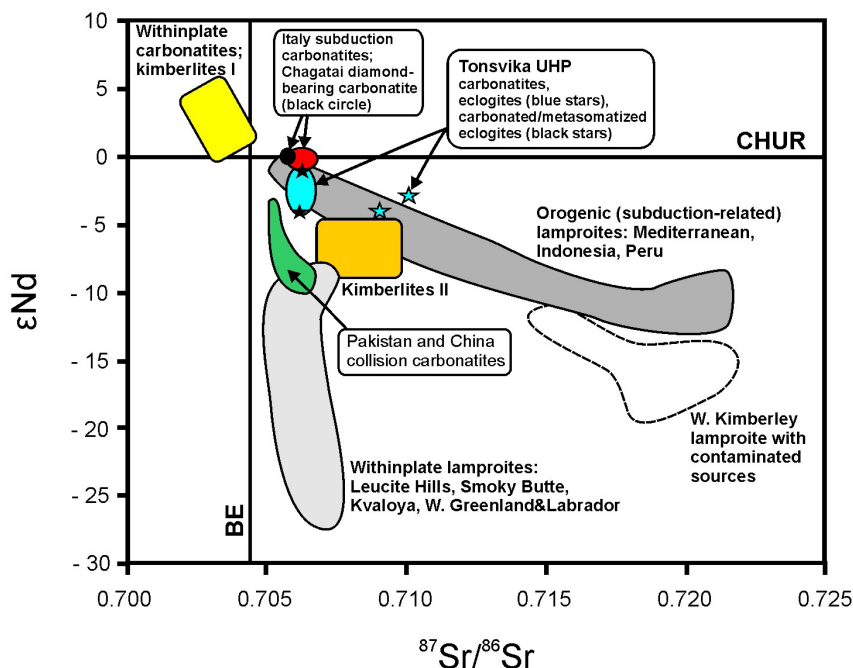
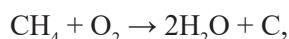


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon Nd(t)$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ для карбонатитов, мрамора и эклогитов проявления Тонсвика в сравнении с опубликованными данными для внутриплитных карбонатитов, кимберлитов 1 и 2, внутриплитных и орогенных лампроитов Мира, а так же для карбонатитов из субдукционных и коллизионных обстановок (Италия (D’Orazio et al., 2007; Rosatelli et al., 2007), Пакистан (Tilton et al., 1998), Китай (Гималаи) (Hou et al., 2006), алмазоносные карбонатиты Чагатай (Тянь-Шань) (Lapin et al., 2002; Moore et al., 2009)).

Fig. 3. Diagram $\epsilon Nd(t)$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ for carbonatites, marble and eclogites of the Tonsvik occurrence compared to data on intraplate carbonatites, kymberlites 1 and 2, intraplate and orogenic lamproites in the world, as well as on carbonatites from subduction and collisional settings (Italy (D’Orazio et al., 2007; Rosatelli et al., 2007), Pakistan (Tilton et al., 1998), China (Himalayas) (Hou et al., 2006), diamond-bearing carbonatites of the Chagatay complex (Tien Shan) (Lapin et al., 2002; Moore et al., 2009)).

Расчеты P-T параметров (рис. 4) показали, что карбонатиты формировались при давлении 3.2-3.6 GPa и температуре 970-1100 °C. При этом, данные экспериментов по плавлению безводного карбонатизированного эклогита (Dasgupta et al., 2004; Yaxley & Brey, 2004; Kiseeva et al., 2012) показывают, что солидус карбонатита может варьировать в значительном диапазоне температур и давления (1000-1300 °C; 4-5 GPa). Все эти параметры превышают значения «горячего» субдуцированного слэба. Однако, значительное понижение температуры плавления эклогита с образованием карбонатитового расплава может быть достигнуто путем добавления в систему Na₂O, H₂O и F, что показано экспериментальными данными (Yaxley, Brey, 2004; Kiseeva et al., 2012; Jago, Gittins, 1991).

Поскольку карбонатиты Тонсвика содержат значительное количество флогопита и фторапатита, можно предположить, что присутствие F, P₂O₅, K₂O и H₂O могло сыграть существенную роль в понижении солидуса пород источника (карбонатизированный эклогит) вплоть до температур субдуцированного слэба. Другим важным источником воды может быть реакция CH₄-содержащего флюида из глубинных горизонтов мантии с кислородом из субдуцированного слэба:



как было предложено в работе (Foley, 2011). Данная реакция может быть использована для объяснения происхождения алмазов в проявлении Тонсвика. Алмаз-содержащие кианит-фенгитовые гнейсы формировались в условиях 3.2-3.6 GPa и значительно меньших температурах – около 750-800 °C (рис. 4). Наряду с возможным очевидным понижением температуры в системе, для формирования алмаза необходимо наличие восстановленного углерода. Кроме, внешнего (глубинного) источника углерода, другим его важным источником могут быть карбонаты самого месторождения. Экспериментальными и натурными исследованиями (Тао et al., 2018) показано, что образование графита и легких углеводородов в карбонатизированных эклогитах может происходить путем восстановления карбоната за счет низкой фугитивности кислорода (~FMQ – 2.5 log). При этом главным условием прохождения окислительно-восстановительной реакции является присутствие Fe компонента в карбонате и в общем виде реакция может быть представлена в виде:

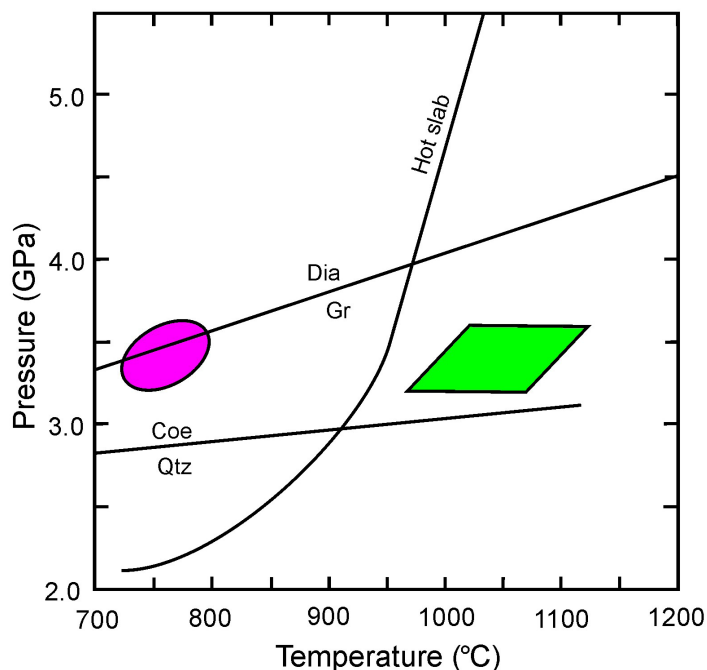
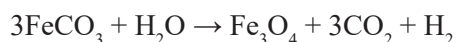
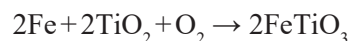


Рис. 4. P-T диаграмма для карбонатитов (зеленый параллелограмм) и алмаз-содержащих пород (красный овал) проявления Тонсвика. Траектория слэба по (van Keken et al., 2002).

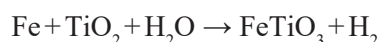
Fig. 4. P-T diagram for carbonatites (green parallelogram) and diamond-bearing rocks (red oval) of the Tonsvik occurrence. Trajectory of the slab according to (van Keken et al., 2002).



Следует отметить, что в проявлении Тонсвика карбонаты имеют составы Mg-Fe-кальцита и Fe-доломита, а магнетит является характерным аксессуарным минералом. Взаимоотношения других Fe-Ti оксидов, рутила и ильменита, также могут свидетельствовать об относительном уменьшении фугитивности кислорода на поздних стадиях кристаллизации карбонатитового расплава. Характерной особенностью Fe-Ti оксидов в карбонатите Тонсвика является более поздняя кристаллизация ильменита по отношению к рутилу, при этом ильменит образует реакционные каймы по рутилу. Данная реакция идет с поглощением кислорода:



Более того, образование ильменита по рутилу может идти и с разложением воды и выделением водорода в систему:



Таким образом, на поздних этапах кристаллизации карбонатита в проявлении Тонсвика происходило смещение в сторону восстановительных условий, что при наличии необходимых P-T параметров могло привести к кристаллизации алмаза.

Сходные изотопные отношения Nd и Sr в эцлогитах, карбонатитах и лампроитах (в том числе, алмазоносных) из субдукционных обстановок (см. рис. 3) так же указывают на их парагенетическую связь и интегрированную роль в глубинном цикле углерода. При этом, основными различиями для систем «карбонатит-алмаз» и «лампроит-алмаз» могут быть: (а) разный состав метасоматизирующих флюидов (карбонатные и водные, соответственно); (б) разная степень метасоматической переработки и парциального плавления субстрата; (в) разные P-T условия формирования магм.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Chakhmouradian A.R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // *Chemical Geology*. 2006. V. 235(12). P. 138–160.
2. Chakhmouradian A.R., Mumin A.H., Demény A., Elliott B. Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): Geological setting, mineralogy and geochemistry // *Lithos*. 2008. V. 103(3-4). P. 503–526.
3. Dasgupta R., Hirschmann M.M., Withers A.C. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous carbonated eclogite under upper mantle conditions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 227. P. 73–85.
4. D'Orazio M., Innocenti F., Tonarini S., Doglioni C. Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy) // *Lithos*. 2007. V. 98. P. 313–334.
5. Foley S. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 1363–1391.
6. Hagen-Peter G., Cottle J.M. Synchronous alkaline and subalkaline magmatism during the late Neoproterozoic–early Paleozoic Ross orogeny, Antarctica: Insights into magmatic sources and processes within a continental arc // *Lithos*. 2016. V. 262. P. 677–698.
7. Hou Z., Tian S., Yuan Z., Xie Y., Yin S., Yi L., Fei H., Yang Z. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 244. P. 234–250.
8. Jago B.C., Gittins J. The role of fluorine in carbonatite magma evolution // *Nature* 1991. V. 349. P. 56–58.
9. Janák M., Ravna E.J.K., Kullerud K., Yoshida K., Milovsky R., Hirajima T. Discovery of diamond in the Tromsø Nappe, Scandinavian Caledonides (N. Norway) // *Journal of Metamorphic Geology*. 2013. V. 31. P. 691–703.
10. Kiseeva E.S., Yaxley G.M., Hermann J., Litasov K.D., Rosenthal A., Kamenetsky V.S. An experimental study of carbonated eclogite at 3.5–5.5 GPa – Implications for silicate and carbonate metasomatism in the cratonic mantle // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53. P. 727–759.
11. Lapin A.V., Divaev F.K., Kostityn Yu.A. Petrochemical interpretation of carbonatite-like rocks from the Chagatai Complex of the Tien Shan with application to the problem of diamond potential // *Petrology*. 2005. V. 13(5). P. 499–511.

12. Moore K.R., Wall F., Divaev F.K., Savatenkov V.M. Mingling of carbonate and silicate magmas under turbulent flow conditions: Evidence from rock textures and mineral chemistry in sub-volcanic carbonatite dykes, Chagatai, Uzbekistan // *Lithos*. 2009. V. 110. P. 65–82.
13. Ravna E.K., Zozulya D., Kullerud K., Corfu F., Nabelek P.I., Janak M., Slagstad T., Davidsen B., Selbekk R.S., Schertl H.-P. Deep-seated carbonatite intrusion and metasomatism in the UHP Tromsø nappe, Northern Scandinavian Caledonides – A natural example of generation of carbonatite from carbonated eclogite. *Journal of Petrology*, 2017. V. 58(12). P. 2403–2428.
14. Rosatelli G., Wall F., Stoppa F. Calcio-carbonatite melts and metasomatism in the mantle beneath Mt. Vulture (Southern Italy) // *Lithos*. 2007. V. 99. P. 229–248.
15. Stoppa F., Woolley A.R. The Italian carbonatites: Field occurrence, petrology and regional significance // *Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 59. P. 43–67.
16. Tao R., Zhang L., Tian M., Zhu J., Liu X., Liu J., Höfer H.E., Stagno V., Fei Y. Formation of abiotic hydrocarbon from reduction of carbonate in subduction zones: Constraints from petrological observation and experimental simulation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 239. P. 390–408.
17. Tilton G.R., Bryge J.G., Mateen A. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. P. 1865–1874.
18. van Keken P.E., Kiefer B., Peacock S.M. High resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. 3. doi:10.1029/2001GC000256.
19. Xu C., Kynicky J., Chakhmouradian A.R., Qi L., Song W. A unique Mo deposit associated with carbonatites in the Qinling orogenic belt, central China // *Lithos*. 2010. V. 118. P. 50–60.
20. Yaxley G.M., Brey G.P. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. 146. P. 606–619.
21. Ying J., Zhou X., Zhang H. Geochemical and isotopic investigation of the Laiwu-Zibo carbonatites from western Shandong Province, China, and implications for their petrogenesis and enriched mantle source // *Lithos*. 2004. V. 75. P. 413–426.

Геологический институт КНЦ РАН в исследованиях металлогении кристаллических щитов; фундаментальные проблемы и перспективы изучения месторождений полезных ископаемых Кольского региона

Зозуля Д.Р., Жиров Д.В., Рундквист Т.В., Козлов Н.Е.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, geoksc@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В работе обобщены достижения и результаты многолетних исследований сотрудников Геологического института КНЦ РАН в области металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых Фенноскандинавского щита. Обоснованы основные цели и задачи Института по этому направлению на кратко-среднесрочную перспективу с учетом вызовов современного отечественного и мирового рынка, а также необходимости воспроизводства и диверсификации минерально-сырьевой базы Кольского региона. Приведен краткий обзор подготовленных к освоению месторождений полезных ископаемых и новых для региона видов минерального сырья. Раскрываются основные фундаментальные проблемы металлогении, связанные с региональной спецификой.

Ключевые слова: металлогения, полезные ископаемые, перспективы, Кольский регион.

Geological Institute KSC RAS in metallogeny studies of crystalline shields; fundamental problems and prospects for the study of mineral deposits of the Kola region

Zozulya D.R., Zhiron D.V., Rundkvist T.V., Kozlov N.E.

Geological Institute KSC RAS, Apatity, geoksc@geoksc.apatity.ru

Abstract. The paper summarizes the achievements and results of long-term studies of the staff of the Geological Institute KSC RAS in metallogeny and geology of mineral deposits of the Fennoscandian Shield. The main goals and objectives of the Institute in this area for the short-medium periods are substantiated taking into account the challenges of the modern domestic and world market and the need to renew and diversify the mineral resource base of the Kola region. A brief review of mineral deposits prepared for the exploitation and new types of mineral raw materials for the region is given. The basic fundamental problems of metallogeny, connected with the regional specificity, are revealed.

Key words: metallogeny, ore deposits, perspectives, Kola region.

Начиная с 20-х гг. XX века, с первых экспедиций АН СССР и Комиссии по естественным производительным силам под руководством А.Е. Ферсмана, открытие практического большинства рудных узлов и месторождений было связано с сотрудниками Геологического института (базы Тьетта) (рис. 1). Научно-методическое сопровождение в части минералогии, петрологии, тектоники и металлогении проводилось в ходе поисковых и геологоразведочных работ на протяжении всего XX века и продолжается в XXI. На подготовленной сырьевой базе построен и успешно функционирует уже более 80 лет один из крупнейших в России горнопромышленных комплексов по добыче апатита, железной и медно-никелевой руды, слюд, редких металлов и др. (Геология ..., 2002).

В настоящее время исследования ГИ КНЦ РАН развиваются в нескольких направлениях, так или иначе связанных с сырьевой базой Кольского региона:

1. Изучение процессов генезиса месторождений полезных ископаемых с использованием новейших прецизионных методов изучения минерального сырья, включая минералогические, изотопно-геохимические и геохронологические методы. Работы проводятся на базе Кольского центра коллективного пользования геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

2. Исследование традиционных для региона месторождений минерального сырья, разрабатываемых на действующих горнорудных предприятиях (медно-никелевые, железорудные и апатитовые месторождения). Работы направлены на повышение эффективности и безопасности эксплуатации данных месторождений, а также вовлечение в промышленное освоение запасов, залегающих в трудных горнотехнических условиях.

3. Поиск и изучение новых для региона месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Сюда относятся те виды сырья, которые в настоящее время не разрабатываются горнопромышленными предприятиями Мурманской области. В первую очередь это месторождения платины и палладия (Федоровотундровское, Вурчуйвенч, Киевей, Северный Каменник), Колмозерское месторождение лития, небольшие месторождения общераспространенного сырья (торф, диатомит, гуматы), Сахарйокское месторождение циркония, иттрия и редких земель и многие другие перспективные объекты.

4. Обоснование поисковых направлений на перспективные и нетрадиционные для региона высоколиквидные виды полезных ископаемых: золото, алмазы, углеводородное сырье.

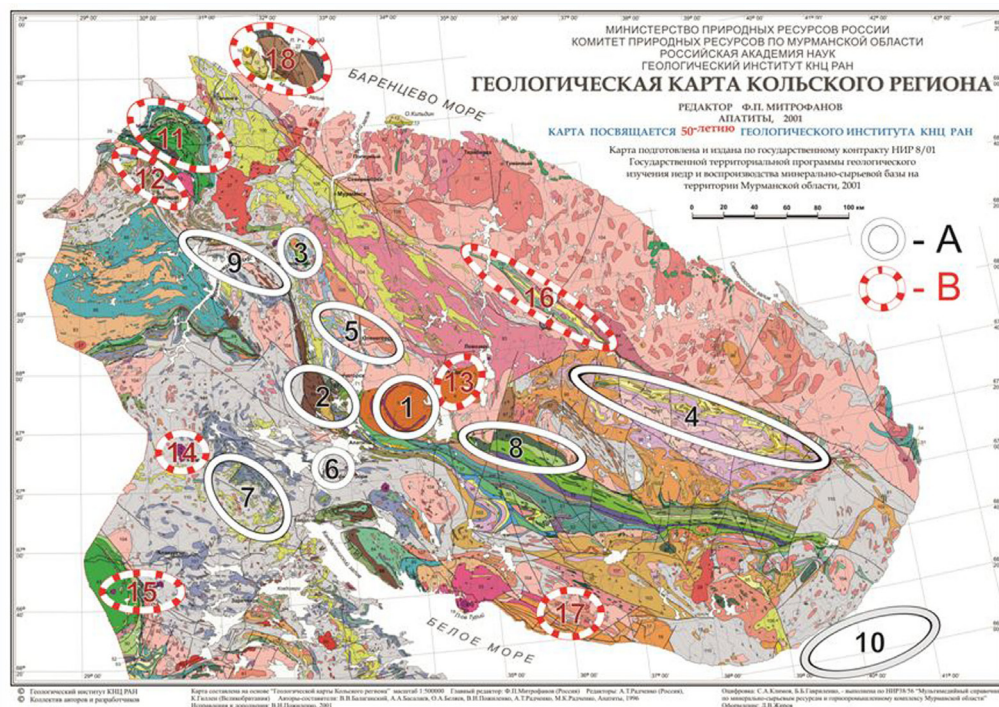


Рис. 1. Вклад и участие сотрудников ГИ КНЦ РАН в открытие и подготовку минерально-сырьевой базы Кольского региона (с дополнениями на основе (Геологическая ..., 2001)).

А – месторождения и рудные узлы открыты сотрудниками; 1 – группа Хибинских апатит-нефелиновых и редкометалльных месторождений (А.Е. Ферсман, Б.М. Куплетский, А.Н. Лабунцов и др.); 2 – Мончегорские медно-никелевые месторождения (А.Е. Ферсман, Н.Н. Гуткова, И. Кикоин и др.); 3 – массив Гремяха-Вырмес с титаномагнетит-ильменитовым оруденением (А.А. Полканов); 4 – Кейвская группа кианитовых месторождений (А.А. Григорьев и др.); 5 – магнетитовые кварциты оленегорской группы (О.А. Воробьева и др.); 6 – месторождение перовскит-титаномагнетитовых руд (Б.М.Куплетский и др.); 7 – слюдоносные пегматиты (Куплетский и др.); 8 – месторождения МПГ (Ф.П. Митрофанов, А.У. Корчагин и др.); 9 – графитоносная зона (А.А. Жамалетдинов и др.); 10 – потенциально алмазоносная зона галечников в Горле Белого моря (Ф.П. Митрофанов, Б.В. Гавриленко и др.).

В – месторождения и рудные узлы, открытие и изучение которых проходило с активным участием сотрудников: 11 – Печенгское рудное поле (Cu-Ni); 12 – Аллареченское рудное поле (Cu-Ni); 13 – Ловозерские редкометалльные месторождения; 14 – Ковдорские месторождения (apatит-магнетит-бадделейтовых руд, флогопита и вермикулита); 15 – месторождения массивов Вуориярви и Салланлатва (железо, апатит, слюды, барит, редкие металлы); 16 – Колмозеро-Вороньинский рудный узел (литий и др. редкие металлы, золото, молибден и др.); 17 – Терская площадь слабо алмазоносных кимберлитов; 18 – потенциально газо- и нефтеносная рифейская структура п-ов Средний и Рыбачий.

Fig. 1. Input and participation of GI KSC RAS' scientists in discovery and substantiation of mineral raw-material base of the Kola region.

Главными фундаментальными направлениями исследований коллектива являются (1) геохронология основных металлогенических эпох и крупных минерагенических провинций (установление абсолютного времени происхождения, длительности и последовательности рудогенных процессов и событий) и (2) генезис конкретных месторождений Евро-Арктической зоны РФ (ЕАЗРФ).

К наиболее важным ранее полученным результатам следует отнести обоснование комплекса геолого-геофизических и изотопно-геохимических индикаторов продуктивности (фертильности) интракратонных раннепротерозойских расслоенных комплексов, что в свою очередь привело к прогнозному обоснованию и последующему открытию Кольской платинометалльной провинции (КПП), включающую два крупных рудных узла (Федорово-Панский и Мончегорский) и десятки интрузивов с ресурсным потенциалом более 2000 т палладиевого эквивалента (Митрофанов и др., 1999; Mitrofanov et al., 2013). Другим научным открытием стало установление и показ на примере расслоенных массивов КПП полихронности и длительности формирования интрузивных комплексов (Баянова и др., 2010, 2017; Bayanova et al., 2014). Это особенно важно в связи с возможностью фильтрации рудных фаз от безрудных. Выполняются опережающие технологические исследования по совершенствованию методов извлечения Au, Ag и ЭПГ из различных типов руд и отходов. Многочисленные результаты по геохронологическому и платино-палладиевому направлениям опубликованы в сотнях статей и монографий, сведены в десятках научных и геологических отчётах, стали основой нескольких десятков диссертационных работ.

Другими первоочередными объектами исследований стали группа апатит-нефелиновых месторождений Хибин и Ковдорское месторождение апатитовых и железных руд. Здесь имеются большие наработки по технологиям прогноза и управления геодинамическими (сейсмодинамическими) рисками при разработке глубоких горизонтов в осложнённых горнотехнических условиях (Жиров и др., 2016 и др.). Новаторскими решениями являются наши методики и аппаратные комплексы для дистанционного сбора больших объёмов пространственно-распределённых геолого-структурных данных и оригинальное программное обеспечение по дополнению фотореалистических моделей различными объектами геолого-структурного содержания (Козырев, Жиров и др., 2018). Реализация этих работ позволит значительно пролонгировать сроки эксплуатации месторождений региона.

Впервые на современном уровне проведены минералого-геохимические (Морозова, 2018) и геохронологические (Кудряшов и др., 2015) исследования редкометальных пегматитов одной из крупнейших в мире группы месторождений Li, Cs и Ta в зоне Колмозеро-Воронья.

Сотрудниками коллектива обоснована древнейшая в мире редкометальная (REE, Y, Zr) металлогеническая эпоха, связанная с позднеархейскими щелочными породами (Митрофанов и др., 2000; Зозуля и др., 2012), выделены перспективные площади алмазоносного кимберлитового магматизма и районы возможного накопления россыпных алмазов в современных прибрежно-морских и аллювиальных отложениях (Zozulya et al., 2009).

Заделы по углеводородному сырью базируются на огромной базе фактографических данных, накопленных при бурении рифейских отложений на п-вах Средний и Рыбачий, а также на геодинамических реконструкциях баренцевоморского шельфа и континентальной окраины (Сорохтин и др., 2015).

Главная цель исследований ГИ КНЦ РАН на кратко- и среднесрочную перспективу - выполнить комплекс геологических, структурных, минерагенических, петрологических и геохронологических исследований по конкретным перспективным направлениям и минерально-сырьевым объектам в Евро-Арктической зоне Российской Федерации (ЕАЗРФ) и для обоснования их геолого-промышленной и социально-экономической эффективности и значимости.

Основные цели и задачи научных исследований на среднесрочный горизонт планирования группируются в следующие разделы:

– геохронология основных металлогенических эпох и крупных изверженных провинций ЕАЗРФ с акцентом на: новые месторождения и проявления Кольской платинометалльной провинции (палеопротерозойская провинция), золоторудные проявления в палеопротерозойских и архей-

ских поясах Карело-Кольского региона, месторождения палеозойских щелочно-ультраосновных с карбонатитами интрузий (палеозойская провинция);

– комплексное петролого-геохимическое, изотопно-геохронологическое, геологическое и минерагеническое изучение руд и вмещающих пород новых месторождений и проявлений Pd, Pt, Cu, Ni, Cr Мончегорского рудного узла (пласт Габбро-10, Сопчеозерское, риф Сопча-пласт 330 и др.) и Федорово-Панского интрузивного комплекса (Федоровотундровское, Северный Каменник и Киевей, участки Южного рифа);

– изучение вещественного и минерального состава, геохронологии, рудообразующих процессов и петрологии, рудоконтролирующих факторов и технологических свойств руд литий-цезиевых месторождений зоны Колмозеро-Воронья;

– геолого-геохимическое и минералогическое изучение редкометальных (Y, REE, Nb, Ta, Zr, Th, U, Hf, Ba, Sr, Be) месторождений и проявлений, связанных с разновозрастными карбонатитами и щелочными породами Кольского региона (массивы Хибинь, Ловозеро, Вуориярви, Салланлатва, Кейвская щелочная провинция);

– геолого-геохимическое, структурное и минерагеническое изучение палеопротерозойских золотоносных сутурных зон (Лапландско-Кольский ороген: Лапландский гранулитовый пояс и палеорифт Печенга–Имандра-Варзуга);

– изучение процессов перераспределения и накопления рассеянных элементов (Sc, V, Cr, Mo, Se, Te, W и др.) и их минералогии в рудопроявлениях Печенга-Имандра-Варзугской палеорифтовой зоны;

– реконструкция эволюции осадочных бассейнов западной части Российской Арктики и прогнозное обоснование площадей нефтегазоносности;

– 3D моделирование структур рудных полей и рудных тел конкретных месторождений для обоснования прироста запасов по флангам и на глубину, а также поиска новых слепых залежей;

– 3D моделирование в целях обеспечения безопасного освоения запасов глубоких и сверхглубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений стратегических видов сырья.

Главными результатами таких мультидисциплинарных исследований будут определение механизмов формирования и особенностей эволюции рудно-магматических систем, выявление механизмов происхождения рудных залежей и благоприятных структур для локализации месторождений полезных ископаемых. Один из конечных результатов исследования – обоснование перспективных участков недр Кольского региона на обнаружение новых месторождений и рудопроявлений. В отношении традиционных для Мурманской области полезных ископаемых исследования будут сконцентрированы на аспектах рационального и полного извлечения запасов уникальных месторождений апатита, железных и медно-никелевых руд, а также повышения комплексности использования сырья за счёт увеличения перечня извлекаемых полезных компонентов и выпускаемых промышленных продуктов.

Несомненным является и фундаментальная значимость проводимых ГИ КНЦ РАН исследований. Выявление особенностей генезиса рудных месторождений является главным условием для постановки геологоразведочных работ, прироста запасов по их результатам и комплексного использования сырья на разрабатываемых объектах, а так же является важнейшим критерием для прогнозирования и открытия новых месторождений. К другим важным фундаментальным проблемам в области изучения металлогении региона можно отнести следующее: высокая степень дифференциации вещества с масштабным накоплением литофильных элементов в раннем докембрии (формирование крупных Li месторождений); обогащенные мантийные источники в раннем докембрии и плейт-тектоника в архее; процессы образования кислых сиаллитных кор выветривания в раннем докембрии (Кейвский сланцевый комплекс); возникновение разных типов мантийных источников для рудоносных (Cu-Ni-PGE) магматических пород; полигенное (магматогенное и метаморфогенное) и длительное формирование редкометальных руд (Кейвская щелочная провинция); механизмы формирования суперкрупных месторождений полезных ископаемых.

Традиционные для региона месторождения минерального сырья, разрабатываемые на действующих горнорудных предприятиях (медно-никелевые, железорудные и апатитовые месторождения) имеют громадное значение для социально-экономического развития региона и для страны в целом. Здесь добывается 100% фосфатного сырья и циркония, около 13% никеля, около 10% железных руд, а также значительные объёмы керамических пегматитов, строительных материалов (щебень, глины, облицовочный камень) и др. Прямой вклад горнопромышленной отрасли в валовый региональный продукт (ВРП) оценивается около 22%, а если учесть загрузку и мультипликативный эффект по смежным отраслям и видам деятельности, то в совокупности эта роль возрастёт не менее, чем до 40% (Козлов, Жиров, 2018). Таким образом, значение минерально-сырьевого комплекса для социально-экономического положения и развития северо-западного форпоста РФ безальтернативно. К сожалению, после 60-80 лет эксплуатации запасы основных месторождений традиционных полезных ископаемых истощены, а горнотехнические условия сильно ухудшены.

Наиболее эффективными путями решения этой проблемы служат: - максимальная пролонгация срока службы инфраструктуры ГОК-ов и эксплуатируемых крупных месторождений; - поиск и освоение традиционных сырьевых объектов в районах с развитой инфраструктурой; - геолого-промышленное и социально-экономическое обоснование строительства крупных горнопромышленных центров на базе нетрадиционных для региона полезных ископаемых. Геолого-структурное моделирование Ковдорского и Хибинских месторождений позволит эффективно, безопасно, рационально и полно извлечь оставшиеся на глубоких горизонтах запасы руд, тем самым продлить эффективное социально-экономическое развитие моногородов от 10 до 40 лет.

Новые для региона месторождения и рудопроявления полезных ископаемых включают, в первую очередь, объекты, поставленные на государственный баланс. К ним относятся месторождения платины и палладия (Федоровотундровское, Вуручуйвенч, Киевей, Северный Каменник), Колмозерское и Полмостундровское месторождения лития, небольшие месторождения общераспространенного сырья (строительные камни, торф, диатомит), Сахарйокское месторождение циркония, иттрия и редких земель, месторождение титана Гремяха-Вырмес.

Перспективные минеральные ресурсы региона могут быть востребованы в краткой и среднесрочной перспективе и требуют достойного внимания и доизучения уже на сегодняшнем этапе. К ним относятся кианит, золото, алмазы, углеводородное сырье, эвдиалит, титаномагнетит, редкометальное сырье (REE, Zr), уран, торий, сырье для высокотехнологичного производства.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Литература

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Серов П.А., Жавков В.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады РАН. Т. 431. № 2. 2010. С. 1–7.
2. Баянова Т.Б., Рундквист Т.В., Серов П.А., Корчагин А.У., Карпов С.М. Палеопротерозойский Федорово-Панский расслоенный ЭПГ-комплекс северо-восточной части Арктического региона Балтийского щита: новые U–Pb (по бадделеиту) и Sm–Nd (по сульфидным минералам) данные // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 1. С. 52–56.
3. Геология рудных районов Мурманской области. (под ред. Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И.). Авторы: Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 2002. 359 с.
4. Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500000. Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. (Авторы - В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А. Беляев, В.И. Пожиленко, А.Т. Радченко, М.К. Радченко). Изд-е 2-е исправленное и дополненное. Апатиты. 2001.
5. Жиров Д.В., Мелихова Г.С., Рыбин В.В., Сохарев В.А., Климов С.А. Особенности инженерно-геологического изучения массивов скальных пород в целях проектирования глубоких карьеров на примере Ковдорского месторождения магнетитовых и апатитовых руд. Ч. 1. Вестник КНЦ РАН. 2016. № 1. С. 15–25.
6. Жиров Д.В., Мелихова Г.С., Рыбин В.В., Сохарев В.А., Климов С.А. Особенности инженерно-геологического изучения массивов скальных пород в целях проектирования глубоких карьеров на примере Ковдорского месторождения магнетитовых и апатитовых руд. Ч. 2. Вестник КНЦ РАН. 2016. № 2. С. 19–29.

7. Жиров Д.В., Климов С.А., Пантелеев А.В., Жирова А.М. Выделение факторов контроля геодинамических опасностей на примере 3D геолого-структурной модели природно-технической системы «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный» (Хибины). М.: ГИАБ. № 7. 2016. С. 200–227.
8. Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Иби Н., Савченко Е.Э. Геохимия руд, минералогия циркона и генезис иттрий-циркониевого месторождения Сахарйок (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 2. С. 99–118.
9. Козлов Н.Е., Жиров Д.В. Состояние и перспективы минерально-сырьевого комплекса Мурманской области // Аналитический Вестник Совета Федераций Федерального собрания Российской Федерации. 2018. № 20 (709). С. 75–82.
10. Козырев А.А., Жиров Д.В., Климов С.А., Семенова И.Э., Аветисян И.М., Савченко С.Н. 3D – моделирование структурных неоднородностей породных массивов центрального типа Фенноскандинавского кристаллического щита (Глава 7.) / Геомеханические поля и процессы: экспериментально-аналитические исследования формирования и развития очаговых зон катастрофических событий в горно-технических и природных системах / отв. ред. Н.Н. Мельников / Рос. акад. наук. Сиб. отд-ние. Ин-т горного дела. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2018. С. 162–203.
11. Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb- исследования микролита // ДАН. 2015. Т. 461. № 4. С. 437–441.
12. Митрофанов Ф.П. и др., Кольская платинометальная провинция: новые данные // Платина России. Кн. 1. Москва ЗАО «Геонформмарк». 1999. С. 43–52.
13. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Доклады РАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
14. Морозова Л.Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82–98.
15. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е., Новиков Н.Г., Никифоров С.Л., Богданова О.Ю. Эволюция Баренцевоморского бассейна и потенциальная нефтегазоносность прибрежной зоны Кольского региона // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. № 6. С. 711–714.
16. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and $3\text{He}/4\text{He}$ Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / *Geochronology – Methods and Case Studies* / Edited by Nils-Axel Mörner // IN-TECH. 2014. P. 143–193.
17. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Groshev N.Yu., Malitch K N., Zhiron D.V., and Mitrofanov A.F. East Scandinavian and Noril'sk Plume Mafic Large Igneous Provinces of Pd–Pt Ores: Geological and Metallogenic Comparison // *Geology of Ore Deposits*. 2013. V. 55. N. 5. P. 305–319.
18. Zozulya D.R., O'Brien H., Peltonen P., Lehtonen M. Thermobarometry of mantle-derived garnets and pyroxenes of Kola region (NW Russia): lithosphere composition, thermal regime and diamond prospectivity // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2009. V. 81. P. 143–158.

Питание сига *Coregonus Lavaretus*, европейской ряпушки *C. Albula* и европейской корюшки *Osmerus Eperlanus* в оз. Имандра

Зубова Е.М., Кашулин Н.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, zubova@inep.ksc.ru

Аннотация. Исследовано питание наиболее многочисленных видов рыб крупнейшего субарктического оз. Имандра – сига *Coregonus lavaretus*, европейской ряпушки *C. albula* и европейской корюшки *Osmerus eperlanus*. Было выявлено, что по типу питания европейская корюшка может быть классифицирована в Имандре, как типичный хищник-ихтиофаг, питающийся в основном ряпушкой и девятииглой корюшкой, в то время как малотычинковый сиг и европейская ряпушка – как всеядные хищники, отдающие предпочтение макрозообентосу.

Ключевые слова: оз. Имандра, доминантный и субдоминантный вид, питание, сиг *Coregonus lavaretus*, ряпушка *C. albula*, корюшка *Osmerus eperlanus*.

The feeding of whitefish *Coregonus Lavaretus*, vendace *C. Albula* and smelt *Osmerus Eperlanus* in Imandra lake

Zubova E.M., Kashulin N.A.

Institute of the North Industrial Ecology Problems KSC RAS, Apatity, zubova@inep.ksc.ru

Abstract. The feeding of the most numerous species of fish from the largest subarctic Imandra Lake – whitefish *Coregonus lavaretus*, vendace *C. albula* and smelt *Osmerus eperlanus* was investigated. It was found that by feeding type, smelt can be classified as a piscivorous predator, eating mainly vendace and nine-spined stickleback, while sparsely rakered whitefish and vendace as omnivorous predators preferring benthic macroinvertebrates.

Key words: Imandra Lake, dominant and subdominant species, feeding, whitefish *Coregonus lavaretus*, vendace *C. albula*, smelt *Osmerus eperlanus*.

Введение

Оз. Имандра – один из крупнейших антропогенно-трансформированных заполярных водоемов (площадь 880 км²), на водосборной территории которого расположены ряд предприятий горно-перерабатывающей и металлургической промышленности, энергетики, транспорта и их инфраструктуры (Kashulin et al., 2017 и др.). Наряду с продолжающимися изменениями гидрологического и гидрохимического режимов, антропогенное эвтрофирование водоема становится доминирующим фактором, снижающим его ресурсный потенциал (Денисов, Кашулин, 2016). Изменения затронули и рыбную часть населения водоема, значительно ускорив сукцессионный переход от сигово-лососевого к корюшково-окуневому водоему (Решетникова и др., 2011). Был показан переход сига *Coregonus lavaretus* из статуса доминантных видов в субдоминантный с увеличением в уловах количества европейской корюшки *Osmerus eperlanus*. В настоящее время (2011-2016 гг.) эта тенденция сохраняется, при этом к числу доминантных и субдоминантных видов озера добавились окунь *Perca fluviatilis* и ерш *Gymnocephalus cernuus*. Такой переход является ответной реакцией сообщества на изменение трофического статуса водоема, вызвавшего количественные и качественные изменения структурно-функциональной организации экосистемы, в том числе радикальные перестройки пищевых сетей, позволяющие доминировать короткоцикловым эврифагам.

Целью настоящей работы было сравнительное исследование современного питания наиболее многочисленных видов рыб оз. Имандра – сига *Coregonus lavaretus*, европейской ряпушки *C. albula* и европейской корюшки *Osmerus eperlanus*.

Материал и методы

Для качественного и количественного анализа питания сига, корюшки и ряпушки в оз. Имандра в летне-осенний период было просмотрено содержание желудков 304 особей, согласно известным руководствам (Методическое..., 1974). Для оценки питания исследуемых видов рыб из различ-

ных районов озера, были выделены 4 размерные группировки: для сига – 100-199 мм, 200-299 мм, 300-399 мм и 400-499 мм, для ряпушки и корюшки – 0-100, 101-150, 151-200 и 201-250 мм.

Результаты

Сиг. Учитывая малочисленность среднетычинкового сига в оз. Имандра (Зубова и др, 2018), в работе приводятся данные только по малотычинковому сигу (далее мт.с.) разных плесов озера.

Анализ спектра питания мт.с. оз. Имандра показал, что он включает относительно широкий набор объектов: 27 родов, 1 группу, 3 отряда, 1 подкласс беспозвоночных животных, а также рыбу и ее икру (табл. 1). Растительные объекты в составе пищи были встречены только в желудке 1 крупной особи мт.с. ($FL = 284$ мм) и, скорее всего, являются случайной пищей. Главной пищей сигов первой размерной группы (100-200 мм) плесов Йокостровская Имандра (далее ЙИ) и Бабинская Имандра (БаИ) служили, как представители донной фауны (двустворчатые моллюски и хирономиды), так и пелагической (крупные ракообразные) (табл. 1). С увеличением линейных характеристик мт.с. (от 200 до 400 мм) во всех плесах озера главное место в питании начинают занимать такие донные организмы, как моллюски (двустворчатые и брюхоногие) и ручейники. У мт.с. размером > 260 мм в желудках появляется рыба. В конце августа-сентябре в желудках сига появляется икра осеннерестующих рыб, возможно ряпушки или самого сига. Несмотря на большую частоту встречаемости, а в ряде случаев и биомассу коловраток в составе зоопланктона Имандры (Зубова и др., 2018), они не встречались в желудках рыб ни одной возрастной группировки сига, что, возможно, связано с очень мелкими размерами этих организмов (размеры меньше, нежели расстояние между тычинками на жаберных дугах сигов) или же быстрой их перевариваемостью и невозможностью дальнейшего определения в составе пищевого комка. Несмотря на высокую биомассу олигохет в профундальном бентосе Большой Имандры (БоИ) (Зубова и др., 2018), они редко встречаются в желудках рыб этого плеса. С увеличением линейных характеристик сига оз. Имандра наблюдается тенденция роста относительного веса пищи в желудках рыб, средние размеры объектов питания увеличиваются (табл. 1).

Ряпушка. Спектр питания европейской ряпушки оз. Имандра также включал широкий набор объектов: 19 родов, 4 семейства, 3 отряда, 1 подкласс и 1 тип беспозвоночных животных (табл. 2). В желудках особей ряпушки первой размерной группы (0-100 мм) плесов ЙИ и БаИ наиболее часто встречались зоопланктонные организмы (мелкие ветвистоусые ракообразные) и такие бентосные организмы, как куколки хирономид. С увеличением размеров от 101 до 150 мм в рационе ряпушки трех плесов особых изменений в питании не наблюдалось. У ряпушек длиной от 151 до 200 мм в рационе начинают резко преобладать бентосные организмы – куколки хирономид и имаго ручейников, в небольшом количестве встречаются поденки, веснянки, двустворчатые моллюски и пиявки. В желудках крупных ряпушек (201-205 мм) ЙИ встречались, как зоопланктонные (крупные ветвистоусые ракообразные), так и бентосные организмы (брюхоногие моллюски). С увеличением линейных характеристик ряпушки оз. Имандра происходит уменьшение относительного веса пищи в желудках рыб, средние размеры объектов питания увеличиваются (табл. 2).

Корюшка. Были рассмотрены желудки корюшек только из ЙИ и БаИ. У корюшки из плеса ЙИ длиной 0-100 мм (1 экз.) присутствовали зоопланктонные организмы рода *Bosmina* sp. (до одной тыс. экз.). У особей длиной 100-150 мм (4 экз.) в желудках присутствовала только рыба, в частности ряпушка. У корюшки из БаИ сходной размерной группировки (1 экз.) в желудке присутствовали бентосные организмы: куколки ручейников семейства *Leptoceridae* и поденки рода *Ephemera*. У рыб большей длины (от 150 до 250 мм) (30 экз.) в обоих плесах содержимое желудков включало в основном только рыбу: ряпушку и девятииглую колюшку *Pungitius pungitius*. С линейным ростом корюшки средние размеры объектов питания увеличиваются (от 0.5 до 68.3 мм), относительный вес пищи в желудках растет у рыб длиной до 200 мм (от 17.9 до 185.1 ‰ в ЙИ и от 47 до 1006.8 ‰ в БаИ), затем – уменьшается.

Таблица 1. Питание малотычиноквого сига *Coregonus lavaretus* в летне-осенний период из различных плесов оз. Имандра, 2011-2016 гг.
 Table 1. The feeding of the sparsely rakered whitefish *Coregonus lavaretus* in the summer-autumn period from various reaches of Imandra Lake, 2011-2016.

Компоненты	Плес Большая Имандра			Плес Йокостровская Имандра			Плес Бабинская Имандра			
	Размерные группы, длина по Смитту (FL), мм			Размерные группы, длина по Смитту (FL), мм			Размерные группы, длина по Смитту (FL), мм			
	200-299	300-399	Р, % / F, %	100-199	200-299	300-399	400-499	100-199	200-299	300-399
Зоопланктон	–	–	3.5 / 12.5	53.8 / 55.6	13.3 / 41.5	1.2 / 8.7	–	20.1 / 25.0	0.2 / 8.9	0.05 / 1.7
Бентос:	100 / 100	96.5 / 87.5	40.0 / 66.7	32.6 / 95.1	70.2 / 87.0	100 / 100	62.0 / 87.5	95.0 / 96.0	98.1 / 100	0.05 / 1.7
поденки (лич.)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
веснянки (лич.)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ручейники (лич.)	–	0.3 / 12.5	–	14.5 / 7.3	8.5 / 21.7	66.8 / 50.0	–	29.7 / 31.1	67.0 / 55.9	–
хиномиды (лич.)	–	0.1 / 25.0	18.1 / 44.4	1.8 / 31.7	17.9 / 34.8	–	38.4 / 75.0	1.1 / 26.7	0.3 / 6.8	–
перепончатокрылые (имаго)	–	–	–	0.2 / 9.8	–	–	9.0 / 12.5	0.5 / 2.0	0.2 / 1.7	–
жуки (имаго)	–	–	–	–	–	–	–	0.1 / 2.0	0.1 / 3.4	–
водяные клещи (имаго)	–	–	–	0.1 / 7.3	–	–	–	0.1 / 2.0	–	–
бокоплавы (имаго)	–	–	–	–	–	–	–	–	1.5 / 1.7	–
моллюски	26.9 / 100	93.8 / 87.5	21.9 / 44.4	16.2 / 63.4	43.7 / 73.9	33.2 / 100	14.6 / 25.0	63.5 / 84.4	29.5 / 78.0	–
олигохеты	–	2.3 / 12.5	–	–	–	–	–	–	–	–
Рыба	–	–	–	–	2.1 / 2.4	–	–	0.6 / 2.2	0.8 / 1.7	–
Икра рыб	–	–	–	52.0 / 26.8	28.6 / 17.4	–	–	–	–	–
Остатки растений	73.1 / 50.0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Аморфная масса	–	–	6.2 / 11.1	–	–	–	17.9 / 12.5	4.2 / 13.3	–	–
Непищевые компоненты (галыки, домики ручейников)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.5 / 1.7
Средний размер кормовых организмов, мм	–	7.3	5.0	6.6	7.4	12.1	5.2	5.8	6.9	–
Средняя масса пищевого комка, мг	80.0	2062.4	176.3	1772.1	2314.6	2570.0	203.6	999.1	2979.0	–
Средний Ип, ‰	3.3	48.3	24.4	79.0	63.9	69.3	25.4	47.5	67.4	–
Количество экз.	2	8	9	41	23	2	8	45	59	–

Примечание. Здесь и в таблице 3 и 4: F, % – частота встречаемости компонента; P, % – доля компонента пищи по массе; зоопланктон – *Acanthocyclops* sp., *Bu-
thotrephes* sp., *Cyclops* sp., *Eurytemora* sp.; поденки – *Centropilum* sp.; ручейники – *Agraylea* sp., *Athripsodes* sp., *Molania* sp., *Oxyethira* sp., *Phryganea* sp.; хи-
рономиды – *Ablabesmyia* sp., *Chironomus* sp., *Cricotopus* sp., *Endochironomus* sp., *Glyptotendipes* sp., *Macropelopia* sp., *Mallochotelea* sp., *Microsectra* sp.; *Polipe-
ditum* sp., *Procladius* sp., *Prodiamesa* sp.; жуки – *Platambus* sp.; двусторчатые моллюски – *Euglesa* sp., *Sphaerium* sp.; брюхоногие моллюски: *Limnea* sp., *Valvata* sp.

Таблица 2. Питание европейской ряпушки *C. albula* в летне-осенний период из различных плесов оз. Имандра, 2011-2016 гг.
 Table 2. The feeding of the vendace *C. albula* in the summer-autumn period from various reaches of Imandra Lake, 2011-2016.

Компоненты	Плес Большая Имандра			Плес Йокостровская Имандра			Плес Бабинская Имандра		
	Размерные группы, длина по Смигу (FL), мм			Размерные группы, длина по Смигу (FL), мм			Размерные группы, длина по Смигу (FL), мм		
	101-150	151-200	Р, % / F, %	0-100	101-150	151-200	201-250	0-100	101-150
Зоопланктон	18.3 / 25.0	11.2 / 20.0	34.2 / 63.6	34.2 / 63.6	59.8 / 47.8	5.3 / 25.0	90.1 / 50.0	100 / 100	100 / 100
ветвистоусые рачки	6.5 / 16.7	11.2 / 20.0	34.2 / 63.6	34.2 / 63.6	52.6 / 52.6	5.3 / 25.0	90.1 / 50.0	100 / 100	100 / 100
веслоногие рачки	11.8 / 8.3	-	-	-	7.2 / 13.0	-	-	-	-
Бентос:	53.0 / 66.7	87.1 / 100	64.4 / 36.4	64.4 / 36.4	37.9 / 43.5	94.7 / 75.0	9.9 / 50.0	-	-
поденки	-	-	-	-	-	1.2 / 12.5	-	-	-
веснянки (имаго)	-	0.6 / 20.0	-	-	-	-	-	-	-
ручейники (кук.)	0.8 / 8.3	17.1 / 20.0	-	-	5.4 / 8.7	44.2 / 37.5	-	-	-
хируномиды (лич., кук.)	13.4 / 41.7	42.9 / 70.0	64.4 / 36.4	64.4 / 36.4	32.5 / 39.1	49.3 / 37.5	-	-	-
моллюски	0.3 / 8.3	0.9 / 10.0	-	-	-	-	9.9 / 50.0	-	-
жесткокрылые (личинки)	22.4 / 16.7	11.8 / 20.0	-	-	-	-	-	-	-
клопы (имаго)	-	1.3 / 10.0	-	-	-	-	-	-	-
пиявки	4.7 / 16.7	12.5 / 10.0	-	-	-	-	-	-	-
круглые черви	1.6 / 8.3	-	-	-	-	-	-	-	-
бокоплавы (имаго)	9.8 / 8.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Аморфная масса	28.7 / 25.0	1.7 / 20.0	1.4 / 9.1	1.4 / 9.1	2.3 / 4.3	-	-	-	-
Средний размер кормовых организмов, мм	7.2	8.2	3.1	3.1	4.7	10.1	3.6	0.5	0.5
Средняя масса пищевого комка, мг	110.8	135.5	17.5	17.5	43.0	313.4	199.0	25.0	9.0
Средний Ип, ⁰ / ₁₀₀₀	47.5	34.6	41.2	41.2	32.5	58.1	23.1	41.7	10.0
Количество экз.	12	10	11	11	23	8	2	1	1

Зоопланктон – ветвистоусые рачки: *Bosmina* sp., *Vuhoirephes* sp., *Dafnia* sp., веслоногие рачки – *Acanthocyclops* sp., *Cyclops* sp.; бентос – хируномиды: *Ablabesmyia* sp., *Centropilum* sp., *Cricotopus* sp., *Diamesa* sp., *Endochironomus* sp., *Lutirelaria* sp., *Procladius* sp., *Psectrocladius* sp., *Strictochironomus* sp.; ручейники: *Rhyacophila* sp., *Limnephillidae*, *Leptoceridae*, *Phryganeidae*; моллюски: двустворчатые – *Euglesa* sp., брюхоногие – *Valvata* sp., жесткокрылые: *Dytiscus* sp., клопы: *Corixidae*, бокоплавы: *Gammarus* sp.

Обсуждение

Таким образом, исследование питания ядра рыбной части сообщества оз. Имандра показало, что европейская корюшка здесь может быть классифицирована, как типичный хищник – ихтиофаг, питающийся в основном ряпушкой и девятииглой колюшкой, в то время как мт.с. сиг и европейская ряпушка – как всеядные хищники, отдающие предпочтение макрозообентосу. Массовая доля зоопланктонных организмов в питании сига и ряпушки уменьшается с увеличением линейных характеристик рыб. Содержимое желудков сига длиной 200 и более мм в среднем на 95 % состоит из представителей литорального макрозообентоса – брюхоногих моллюсков и личинок ручейников, у ряпушки длиной более 150 мм в среднем на 75 % – из представителей литорального и профундального макрозообентоса: личинок-куколок хирономид и куколок ручейников. По литературным данным представленные особенности питания характерны только для мт.с. (Решетников, 1980). Хищный образ жизни у корюшки наблюдается только у крупных особей (>250 мм), в основном ей характерен бентосный тип питания. Ряпушка является типичным планктонофагом в бореальных озерах (Northcote, Hammar, 2006), в олиготрофных субарктических озерах с низкими количественными показателями зоопланктона ряпушка переходит на бентосное питание (Berezina et al., 2018). Оз. Имандра является субарктическим водоемом, где олиготрофный статус вод по количественным показателям зоопланктона характерен только для плеса БаИ, тогда, как для вод плесов ЙИ и БоИ этот статус меняется от а-мезотрофного до β-эвтрофного (Зубова и др., 2018). Несмотря на высокую численность и биомассу зоопланктона в этих плесах, ряпушка здесь предпочитает питаться макрозообентосными организмами. Возможно, этот выбор можно объяснить тем, в составе зоопланктона оз. Имандра по численности и по биомассе преобладают коловратки, а не ракообразные (Зубова и др., 2018), которые являются основными объектами питания ряпушки в бореальных водоемах (Northcote, Hammar, 2006). Таким образом, ряпушке в оз. Имандра энергетически выгоднее питаться бентосными организмами, нежели зоопланктонными. Ряпушка в оз. Имандра вынуждена питаться бентосными организмами, конкурируя с сигами. Эвритопная корюшка демонстрирует эврифагность, позволяющую при различных экологических условиях и в различные периоды жизни переходить с одного вида пищи на другой, включая хищничество, что обеспечивает ей способность поддерживать высокую численность и успешно конкурировать с другими видами, фактически не имея врагов.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0045 и частично подержана из средств гранта РФФИ 18-05-60125 Арктика.

Литература

1. Денисов Д.Б., Кашулин Н.А. Цианопрокариоты озера Имандра (Кольский полуостров) // Цианопрокариоты (цианобактерии): систематика, экология, распространение Тезисы докладов Международной научной школы-конференции. 2016. С. 54–56.
2. Зубова Е.М., Кашулин Н.А., Терентьев П.М., Валькова С.А., Черепанов А.А., Постнова С.В. Новые данные по морфологическим особенностям жаберного аппарата мало- и среднетычинковой форм сига *Coregonus lavaretus* (L.) из крупнейшего субарктического озера // Биология внутренних вод. 2018. № 4. С. 63–74.
3. Методическое пособие по изучению питания и пищевых отношений рыб в естественных условиях. М.: Наука, 1974. 254 с.
4. Решетников Ю.С. Экология и систематика сиговых рыб. М.: Наука, 1980. 301 с.
5. Решетников Ю.С., Терещенко В.Г., Лукин А.А. Динамика рыбной части сообщества в изменяющихся условиях обитания (на примере оз. Имандра) // Рыб. хоз-во. 2011. № 6. С. 48–51.
6. Berezina N.A., Strelnikova A.P., Maximov A.A. The benthos as the basis of vendace, *Coregonus albula*, and perch, *Perca fluviatilis*, diets in an oligotrophic sub-Arctic lake // Polar Biology. 2018. № 41. P. 1789–1799.
7. Kashulin N.A., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Valkova S.A., Vandysh O.I., Terentjev P.M., Kashulin A.N. Selected aspects of the current state of freshwater resources in the Murmansk region, Russia // Journal of Environmental Science and Health. Part A: Toxic/Hazardous Substances and Environmental Engineering. 2017. T. 52. № 9. С. 921–929.
8. Northcote T.G., Hammar J. Feeding ecology of *Coregonus albula* and *Osmerus eperlanus* in the limnetic waters of Lake Malaren, Sweden // Boreal Env. Res. 2006. № 11. P. 229–246.

Определение параметров локальных событий по данным Карельской сейсмической сети

Зуева И.А.

Институт Геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, ek92wa@mail.ru

Аннотация. Республика Карелия характеризуется слабой сейсмичностью. По результатам обработки последних 20 лет магнитуды сейсмических событий, зарегистрированных в данном регионе не превосходили значение 3,2. Землетрясения могут происходить 1–2 раза в год. Самыми частыми сейсмическими событиями на записях Карельской сейсмической сети являются промышленные взрывы. Для определения параметров локальных событий используются различные методы и программы локации, чтобы получить наиболее точные результаты. Ежегодно регистрируются более 200 сейсмических событий в разных районах Карелии.

Ключевые слова: сейсмичность, очаг, сейсмическая станция, эпицентр, магнитуда, карта сейсмичности.

Determination of parameters of local events according to the Karelian seismic network

Zueva I.A.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, ek92wa@mail.ru

Abstract. The Republic of Karelia is characterized by a weak seismicity. According to results of processing in the last 20 years, the magnitudes of seismic events recorded in this region did not exceed the value of 3.2. Earthquakes can occur 1–2 times a year. The most frequent seismic events on the Karelian seismic network records are industrial explosions. To determine the parameters of local events, various methods and location programs are used to obtain the most accurate results. More than 200 seismic events in different regions of Karelia are recorded annually.

Keywords: seismicity, center, seismic station, epicenter, magnitude, seismic map.

Введение

В Карелии действует сеть сейсмических станций на базе широкополосной аппаратуры – Guralp CMG-6TD и CMG-3ESP (АЦП – GSR 24) (Шаров, 2007). Станции PTRZ, PITK, KOS6, PAAN установлены в специально оборудованных сейсмических павильонах на бетонные постаменты. Станция KOS6 располагается в 15 км от города Костомукша, PITK в поселке Леппясилта Питкярантского района, PTRZ в городе Петрозаводск. В 2016 г. заработала станция PAAN в Лоухском районе (Зуева, 2017). Согласно данным за последние два года были зарегистрированы сейсмические события в Костомукшском, Лахденпохском, Питкярантском, Сортавальском, Суоярвском, Прионежском, Кондопожском, Медвежьегорском, Пудожском и Лоухском районах.

Определение параметров событий

Для определения параметров локальных событий, зарегистрированных на территории Карелии, используются различные методы и программы локации, чтобы получить наиболее точные результаты (рис. 1).

Локация местных событий проводится в программном комплексе EIWIN, разработанным сотрудником КоФ ФИЦ ЕГС РАН В.Э. Асмингом (Асминг, 1997), с использованием скоростной модели BARENTS и в программном комплексе WSG, созданном в Единой Геофизической службе РАН (Служба срочных донесений). По собственным результатам обработки региональных сейсмических событий и по оценкам научных сотрудников Архангельской области, Кольского научного центра установлено, что скоростная модель BARENTS дает достаточно точные параметры эпицентров. С помощью перечисленных программ определяются основные параметры сейсмических событий (время в очаге, координаты эпицентра, локальная магнитуда).

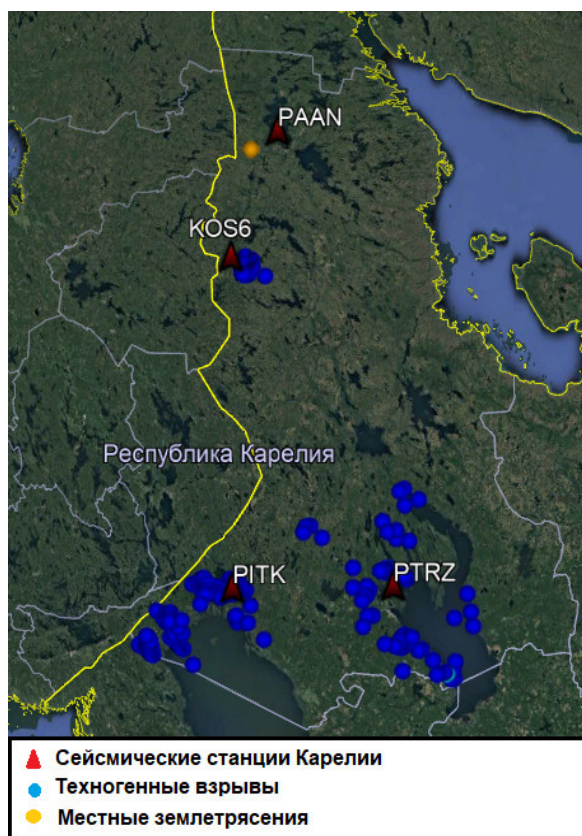


Рис. 1. Распределение эпицентров сейсмических событий на территории Карелии по результатам обработки (2017-2018 гг.).

Fig. 1. Distribution of epicenters of seismic events in Karelia according to the results of processing (2017-2018).

каталогов и карт сейсмичности региона.

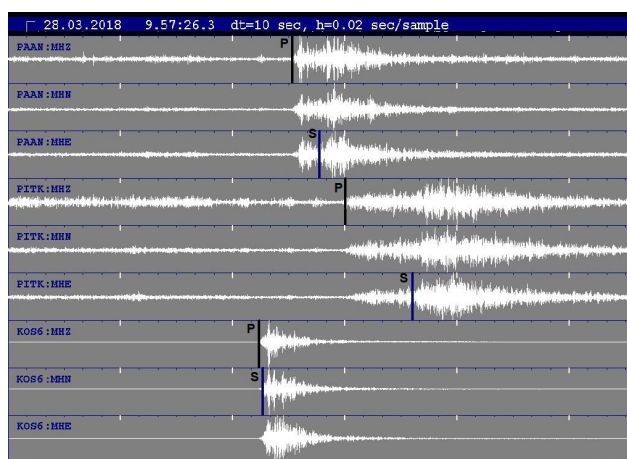


Рис. 2. Волновые формы взрыва 28.03.2018 на карьере «Центральный», Костомукшский район. Станции, записавшие события: KOS6, PAAN, PITK.

Fig. 2. Wave forms of an explosion on March 28, 2018 at the Central quarry, Kostomuksha district. Stations that recorded events: KOS6, PAAN, PITK.

В обработке материалов используются данные Карельской сейсмической сети и соседних регионов. Первичная обработка события состоит из анализа волновых форм. По первым вступлениям объемных Р и S волн на сейсмограмме можно наглядно определить район, где находился очаг (рис. 2).

В локации участвуют данные трех и более сейсмических станций. Координаты эпицентра определяются методом засечек. По полученным результатам обработки оценивается место взрыва или нахождение очага землетрясения.

Для идентификации сейсмических событий применяется спектральный анализ, который проводится в программном комплексе WSG. Если сравнивать амплитуды спектров двух и более событий, то можно оценить их удаленность до ближайшей сейсмической станции. Вследствие затухания от удаленных точек волны приходят с небольшим разбросом амплитуд (рис. 3) (Шаров, 1993).

Карьер «Центральный» располагается в 15 км, а карьер «Западный» в 25 км от станции KOS6. Максимальное значение амплитуды спектра взрыва 28.03.2018 превосходит максимум амплитуды взрыва 06.03.2018 в 3 раза.

Полученные результаты обработки (время очага, координаты эпицентра и локальная магнитуда) используются для составления ежегодных

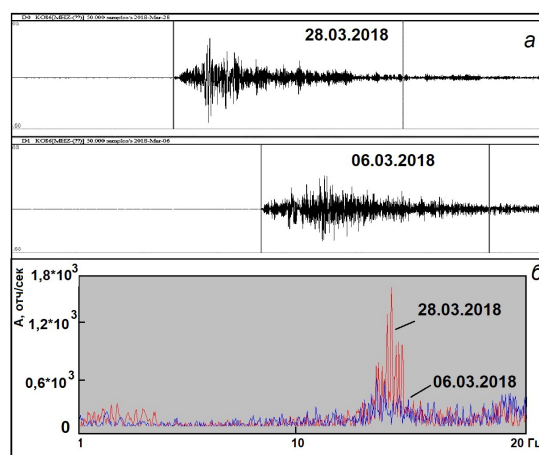


Рис. 3. Взрывы в Костомукшском районе на карьере «Центральный» 28.03.2018 (ML=1,8) и на карьере «Западный» 06.03.2018 (ML=2): а — волновые формы; б — амплитудные спектры событий.

Fig. 3. The explosions in the Kostomuksha district at the Central quarry on March 28, 2018 (ML = 1.8) and at the Western quarry on March 6, 2018 (ML = 2): a – wave forms; b – amplitude spectra of events.

Выводы

Ежегодно на территории Карелии регистрируются более 200 сейсмических событий техногенного и природного происхождения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00003.

Литература

1. Асминг В.Э. Программный комплекс для автоматизированной обработки сейсмических записей «EL» / Приборы и методика геофизического эксперимента. Мурманск: Изд-во ООО «МИП-999». 1997. С. 125–132.
2. Зуева И.А. и др. Характерные черты сейсмических записей промышленных взрывов на Костомукшском железорудном месторождении по данным станций Карельской сети // Вестник Воронежского государственного университета. Сер.: Геология. 2017. № 2. С. 133–141.
3. Служба Срочных Донесений. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/new/soft.htm> (дата обращения 15.02.2019.)
4. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН. 1993. 145 с.
5. Шаров Н.В. и др. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. Кн. 1: Землетрясения. 2007. 381 с.

Динамика массы и состава древесного опада в сосняке Лапландского заповедника

Иванова Е.А., Исаева Л.Г.

Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, ivanova@inep.ksc.ru

Аннотация. Изучена динамика массы и фракционного состава древесного опада в сосняке кустарничково-лишайниковом Лапландского заповедника в зоне влияния воздушного загрязнения медно-никелевого комбината «Североникель». Опад характеризуется значительной временной (сезонная и многолетняя динамика) и пространственной (подкروновые и межкروновые пространства) изменчивостью по размерам и фракционному составу. Основная масса опада формируется в теплый период года (июнь-сентябрь). За 23-летний период наблюдений выявлены тренды увеличения массы опада, главным образом, за счет хвои и коры сосны, несмотря на снижение объемов выбросов, что может быть обусловлено ослаблением деревьев, вызванным длительным влиянием атмосферного загрязнения на лесные экосистемы, увеличением возраста и фитомассы древостоя. Учет значительной внутрибиогеоценотической изменчивости формирования опада позволит давать более точные оценки динамики органического вещества и циклов элементов в северотаежных лесах.

Ключевые слова: древесный опад, сосновый лес, Лапландский заповедник, аэротехногенное загрязнение, фракционный состав, пространственное варьирование, сезонная и многолетняя динамика.

Mass and structure dynamics of litterfall in a pine forest of the Lapland Reserve

Ivanova E.A., Isaeva L.G.

Institute of the Industrial Ecology Problems of the North KSC RAS, Apatity, ivanova@inep.ksc.ru

Abstract. The mass and fractional composition dynamics of litterfall in pine forests of shrub-lichens in the Lapland Reserve subjected to industrial air pollution by emissions of the copper-nickel combine «Severonikel» were investigated. Stand litterfall was characterized by significant temporal (seasonal and long-term) and spatial (below- and between the crowns) variation in the quantity and fractional composition. Most of the litter is formed during the warm season (June-September). Over the 23-year observation period the litterfall amount tends to increase mainly by needles and bark despite the reduction of emissions, which is explained by weakening of the trees caused by the long-term influence of aerial pollution at forest ecosystems, and by increasing age and biomass of forest stand. It is important to take into account considerable intra-biogeocenotic variability of formation litter to give more accurate estimates of the organic matter dynamics and the cycles of elements in northern taiga forests.

Key words: tree litter, pine forest, Lapland Reserve, aerial pollution, fractional composition, spatial variation, seasonal and long-term dynamics.

Введение

Основу общего опада в северотаежных лесах составляет древесный опад – один из важнейших компонентов биогеохимических циклов в лесных экосистемах (Никонов, Лукина, 1994). Количество и структурный состав опада зависят от состава древостоя, годового прироста деревьев, их возраста, климатических условий и др. (Pedersen, Bille-Hansen, 1999). В таежных лесах европейской части России и за рубежом в разные годы проводились масштабные работы по оценке массы и фракционного состава опада (Манаков, Никонов, 1981; Berg et al., 1999 и др.), исследовалась сезонность поступления древесного опада (Цветков В., Цветков И., 2003).

Развитие промышленности, рост населения и расширение городов привели к быстрому возрастанию негативных техногенных воздействий на леса. Вокруг промышленных предприятий отмечалась гибель насаждений, прежде всего хвойных (Цветков, Сизов, 1991). Воздушное загрязнение приводило к изменениям динамики количественных показателей и структуры поступающего опада (Юсупов и др., 1995), повреждения ассимилирующего аппарата хвойных древесных растений кислотными осадками вызывали дефолиацию деревьев не только в фенологические сроки, что способствовало увеличению количества опада (Лукина, Никонов, 1998; Ярмишко, Лянгузова, 2013).

На территории Кольского полуострова сложные климатические условия усугубляются антропогенным влиянием со стороны предприятий металлургического производства. Комбинат «Североникель» (АО «Кольская ГМК») в г. Мончегорск – крупнейший источник выбросов SO_2 и полиметаллической пыли в центральной части региона, где также расположен Лапландский государственный природный биосферный заповедник. В 1990-е годы в результате экономического кризиса и благодаря мероприятиям по оптимизации производства произошло значительное снижение выбросов вредных веществ, объем валовых выбросов SO_2 снизился с 232.5 в 1990-м до 33.5 тыс. т/год в 2014 году (данные АО «Кольская ГМК»). Цель данной работы – оценить на основе многолетних данных динамику массы и фракционного состава древесного опада в сосняке кустарничково-лишайниковом на территории Лапландского заповедника в период снижения техногенной нагрузки.

Методика

Исследования проводились в период 1995-2018 гг. на стационарной мониторинговой площадке на территории Лапландского заповедника в сосновом кустарничково-лишайниковом лесу. Площадка входит в сеть биогеохимического мониторинга, которая была создана в 1990-х гг. под руководством профессора, доктора биологических наук В.В. Никонова, и расположена в зоне влияния выбросов медно-никелевого комбината «Североникель» (г. Мончегорск) в ЮЮЗ направлении от него на расстоянии 30 км. По классификации основных типов лесов Севера в индустриально-развитых регионах (Лукина, Никонов, 1998) исследуемый сосняк относится к стадии дефолилирующих лесов. В составе древостоя присутствует береза и единично встречается ель. Леса подвергались в прошлом действию пожаров.

В соответствии с рекомендациями международной программы ICP-Forests (Ukonmaanaho et al., 2015) для сбора опада используются воронковидные коллекторы (опадоуловители) с прикрепленными к ним мешочками из хлопчатобумажной ткани (рис. 1). В 1994 г. коллекторы были



Рис.1. Коллектор для сбора опада (опадоуловитель).
Fig. 1. Collector for sampling litter (litter trap).

установлены случайным образом преимущественно в межкروновых пространствах, а с 2013 г. для выявления пространственных особенностей в составе и количестве древесного опада – в межкروновых и подкروновых пространствах. По состоянию на 2018 г. на площадке в Лапландском заповеднике в межкروновых пространствах установлено 8 опадоуловителей, в подкروновых – 5. Древесный опад собирался круглогодично, отбор образцов проводился дважды в год: в первой декаде октября и первой декаде июня. При отборе пробы с коллектора в каждый мешочек помещалась бирка с номером площадки, номером опадоуловителя и обозначением сезона, за который поступил опад.

В лабораторных условиях опад тщательно разбирался на фракции (хвоя, кора, ветки, шишки, микростробилы, семена сосны, листья березы, хвоя ели, семена березы, листья ивы, эпифитные лишайники и др.), каждая из фракций затем взвешивалась. Для расчета абсолютно сухого веса бралась навеска по 1 г каждой фракции и высушивалась в сушильном шкафу при температуре $105^{\circ}C$ с последующим взвешиванием. Полученные данные обрабатывались с помощью программного обеспечения MS Excel и Statistica.

Особенности пространственного распределения опада оценивали за период 2014-2018 гг. с использованием результатов картирования проективного покрытия крон деревьев, проведенного в 2015 г. На стационарной площадке были выделены три участка прямоугольной формы площадью 1000 м² каждый. На миллиметровую бумагу наносили проекции крон деревьев в масштабе 1:50. Листы с данными картирования были отсканированы и сведены с помощью графического редактора Paint.NET в карты-схемы проективного покрытия крон деревьев. Подсчет площадей выполнялся с помощью графического анализатора ImageJ по картам-схемам. Расчет массы фракций опада с учетом пространственного варьирования выполнялся путем умножения значения измеренной массы в кг/га на долю пространств от общей площади, выраженную в процентах, и деления полученного результата на 100 %. Рассчитанные отдельно друг от друга значения для подкروновых и межкروновых пространств суммировались для получения того значения массы, которое поступает на 100 % площади.

Результаты

Для оценки многолетней динамики, среднегодовых и сезонных параметров состава опада за период 1995-2018 гг. использовались данные по массе опада при случайном расположении опадочувствителей до 2013 года, а после 2013 – только по межкروновым. Анализ данных показал, что общая масса опада в сосняке кустарничково-лишайниковом в Лапландском заповеднике в исследуе-

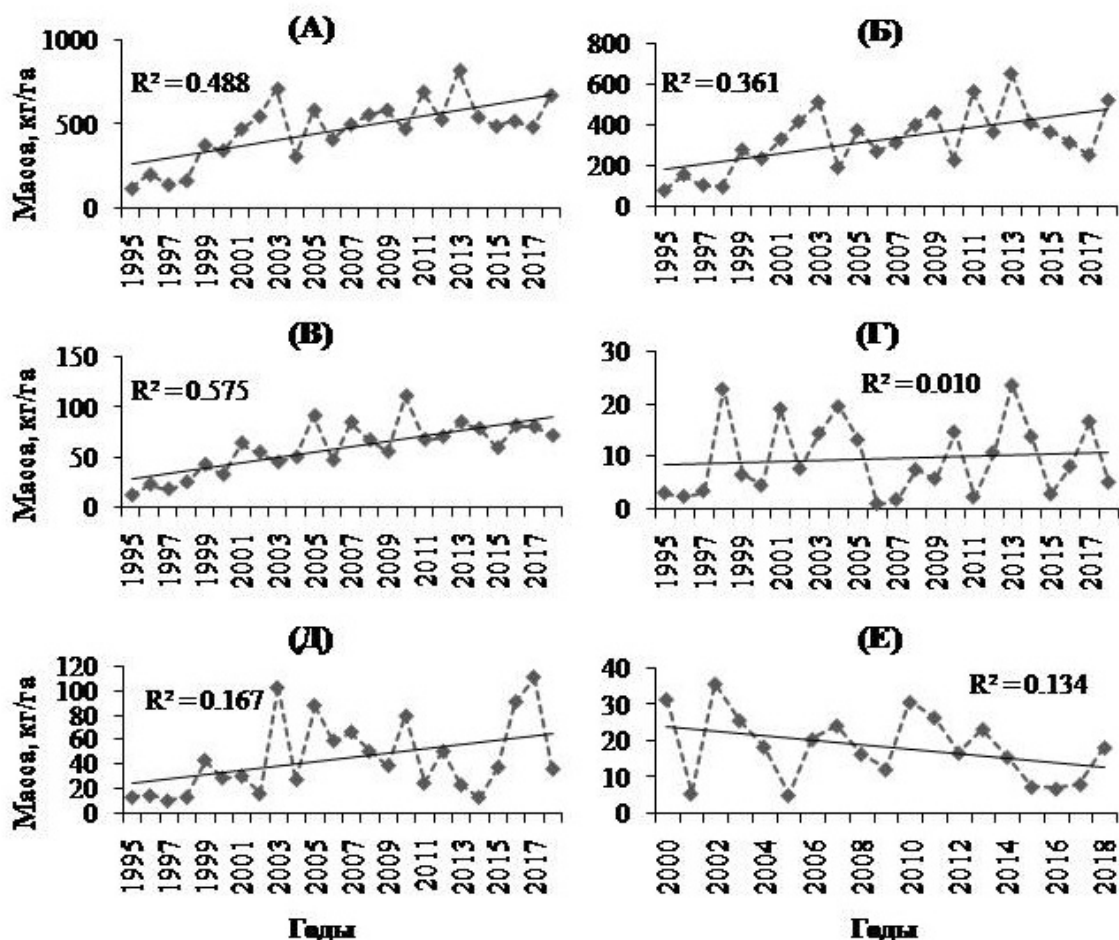


Рис. 2. Динамика общей массы опада и основных его фракций за период 1995-2018 гг., буквами на рисунке обозначены: А – общий опад, Б – опад хвои сосны, В – опад коры сосны, Г – ветки ($d < 1\text{cm}$), Д – генеративные органы сосны (суммарный опад шишек, семян и микростробил сосны), Е – опад листьев березы.

Fig. 2. The dynamics of the total mass of litter and its main fractions over the period 1995-2018, the letters in the figure are: А – total litter, Б – pine needles litter, В – pine bark litter, Д – branches ($d < 1\text{cm}$), Е – pine generative organs (total litter of cones, seeds and pollen cones), F – birch leaves litter.

мый период варьировала от 120.2 до 816.9 кг/га в год. По среднегодовым значениям большую часть древесного опада составляют хвоя (69 %), кора (13 %) и шишки сосны (8 %), значительна доля листьев березы (4 %). Меньшим вкладом характеризуются ветки и микростробилы сосны. Единично в опадоуловители попадали сережки березы, хвоя ели, семена березы и сосны.

Количество поступающего древесного опада проявляет сезонность: доля общей массы опада периода «июнь-сентябрь» от годового поступления опада составила в среднем 75 %, периода «октябрь-май» – 25 %. Преобладание тех или иных фракций в опаде также проявляет сезонность. Основу древесного опада холодного периода года составляют хвоя (74.1 кг/га, 64 %), кора (21.1 кг/га, 20 %) и шишки сосны (8.4 кг/га, 7 %), теплого – хвоя (255.4 кг/га, 71 %), кора (38.8 кг/га, 11 %), шишки сосны (30.0 кг/га, 9 %) и листья березы (16.1 кг/га, 4 %). Помимо хвои и шишек сосны а также листьев березы, в «летнем» опаде доля микростробил выше, чем в зимнем (2 и 0.4 %, соответственно). В холодный период года доля коры и ветвей сосны больше, чем в теплый, что, возможно, связано с погодными особенностями – ветви могут обламываться под снеговыми массами.

Анализ данных по многолетней динамике массы опада за период 1995-2018 гг. показал четкие тенденции к увеличению общей массы опада, а также основных его фракций (хвоя и кора сосны) (рис. 2). Увеличение количества опада в период снижения атмосферных выбросов может быть связано, с одной стороны, с ослаблением деревьев и преждевременным отмиранием отдельных органов, вызванными многолетним воздействием загрязнения, а с другой стороны, с повышением возраста и фитомассы древостоев.

Пространственные особенности распределения опада оценивались для периода 2014-2018 гг. с использованием данных о проективном покрытии крон деревьев. По результатам картирования доля площадей подкроновых пространств составила 53 %, межкроновых – 47 %. При этом и суммарная масса всех компонентов древесного опада подкроновых пространств была достоверно ($p < 0.05$) больше, чем в межкроновых пространствах древостоя, в среднем разница составила 4 раза. Достоверные различия можно отметить также для коры, веток и шишек сосны. По общей массе под кронами преобладает хвоя сосны (50 %), меньше – коры (17 %), шишек (14 %) и ветвей (13 %). В межкроновых пространствах наблюдается значительное количество хвои (69 %) по сравнению с другими фракциями. Следует отметить, что доля хвои в общем опаде межкроновых пространств больше, чем подкроновых, но по средним значениям массы между кронами деревьев хвои опадало значительно меньше, чем под кронами (167.5 и 521.3 кг/га, соответственно). Поскольку для распределения древесного опада характерна значительная пространственная изменчивость, ее необходимо учитывать для более точной оценки динамики органического вещества и циклов элементов в северотаежных лесах.

Заключение

Древесный опад в сосняке кустарничково-лишайниковом в Лапландском заповеднике в зоне влияния комбината «Североникель» характеризуется значительным временным и пространственным варьированием по размерам и по фракционному составу. Основная масса опада формируется в теплое время года (июнь-сентябрь). В период 1995-2018 гг. выявлены тренды увеличения массы опада, главным образом, за счет хвои и коры сосны, несмотря на снижение объемов выбросов, что может быть связано с ослаблением деревьев, вызванным длительным влиянием атмосферного загрязнения на лесные экосистемы, увеличением возраста и фитомассы древостоя. Пространственные особенности распределения опада характеризуются значительной изменчивостью, поступление опада преобладает под кронами деревьев, при этом доля опадающей хвои выше между кронами, что необходимо учитывать при расчетах для более точной оценки динамики органического вещества и циклов элементов в северотаежных лесах.

Работа выполнена в рамках темы НИР №АААА-А18-118021490070-5.

Литература

1. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1998. 316 с.
2. Манаков К.Н., Никонов В.В. Биологический круговорот минеральных элементов и почвообразование в ельниках Крайнего Севера. Л.: Наука. 1981. 196 с.
3. Никонов В.В., Лукина Н.В. Биогеохимические функции лесов на северном пределе распространения. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1994. 315 с.
4. Цветков В.Ф., Сизов И.И. Хозяйственно-экологическая характеристика нарушенных земель в зоне деятельности комбината «Североникель» / Экологические исследования в лесах Европейского Севера. Архангельск. 1991. С. 111–124.
5. Цветков В.Ф., Цветков И.В. Лес в условиях аэротехногенного загрязнения. Архангельск: Кн. изд-во. 2003. 354 с.
6. Юсупов И.А., Залесов С.В., Шавнин С.А., Луганский Н.А. Особенности динамики и структуры древесного опада в сосновых молодняках в зоне действия аэропромвыбросов на Среднем Урале // Леса Урала и хозяйство в них: сб. науч. тр. Екатеринбург: Изд-во УГЛТА. 1995. Вып. 18. С. 59–74.
7. Ярмишко В.Т., Лянгузова И.В. Многолетняя динамика параметров и состояния хвои *Pinus sylvestris* L. в условиях аэротехногенного загрязнения на Европейском Севере // Известия СПбЛТА. 2013. № 2 (203). С. 30–46.
8. Berg B., Albrektson A., Berg M. P., Cortina J., Johansson M-B., Gallardo A., Mgadeira M., Pausas J., Kiratz W., Vallejo R., McClaugherty C. Amounts of litter fall in some pine forests in European transect, in particular Scots pine // *Annals of Forest Science*. 1999. V. 56. P. 625–639.
9. Pedersen L. B., Bille-Hansen J. A comparison of litterfall and element fluxes in even aged Norway spruce, sitka spruce and beech stands in Denmark // *For. Ecol. Manage.* 1999. V. 114. P. 55–70.
10. Ukonmaanaho L., Pitman R., Bastrup-Birk A., Breda N, Rautio P. Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests. Part XIII Sampling and Analysis of Litterfall. UNECE ICP Forests Programme Co-ordinating Centre. Eberswald. 2015. 17 p.

Полосчатая железорудная формация Балтийского щита (памяти профессора П.М. Горяинова)

Иванюк Г.Ю.^{1,2}, Припачкин П.В.¹, Базай А.В.^{1,2}, Михайлова Ю.А.^{1,2}, Коноплёва Н.Г.²,
Калашников А.О.^{1,2}

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, ivanyuk@admksk.apatity.ru; paul@geoksk.apatity.ru; ylya_korchak@mail.ru; bazai@geoksk.apatity.ru; kalashnikov@geoksk.apatity.ru

² Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, konoplyova55@mail.ru

Аннотация. Представлена генетическая модель полосчатой железорудной формации, построенная на основании результатов 60-летнего изучения геологии, петрографии и минералогии докембрийских железорудных месторождений Балтийского щита группой профессора П.М. Горяинова (1937-2019).

Ключевые слова: проф. П.М. Горяинов; полосчатая железорудная формация; Балтийский щит; генетическая модель.

Banded Iron-Formation of the Fennoscandian Shield (in memory of professor P.M. Goryainov)

Ivanyuk G.Yu.^{1,2}, Pripachkin P.V.¹, Bazai A.V.^{1,2}, Mikhailova Yu.A.^{1,2}, Konoplyova N.G.², Kalashnikov A.O.^{1,2}

¹ Geological institute KSC RAS, Apatity, ivanyuk@admksk.apatity.ru; paul@geoksk.apatity.ru; ylya_korchak@mail.ru; bazai@geoksk.apatity.ru; kalashnikov@geoksk.apatity.ru

² Nanomaterials Research Center KSC RAS, Apatity, konoplyova55@mail.ru

Abstract. The article presents a genetic model of the Banded Iron-Formation based on the results of a 60-year study of the geology, petrography and mineralogy of the Precambrian iron-ore deposits of the Baltic Shield by the scientific group of Professor P.M. Goryainov (1937-2019).

Key words: Prof. P.M. Goryainov; Banded Iron-Formation; Baltic Shield; genetic model.

Введение

Вот уже на протяжении столетия породы полосчатой железорудной формации (ПЖФ) являются объектом пристального внимания исследователей, поскольку они концентрируют в себе основные проблемы докембрийской геологии и являются основным источником железа для мировой промышленности. Особенно активно дискуссия о происхождении ПЖФ велась в 1950-60 годы, что было инициировано, прежде всего, работами Н.М. Страхова и Г. Джеймса об экзогенно-осадочном генезисе кремнисто-железорудных толщ. Альтернативная точка зрения о существенном вкладе подводных фумарольных источников в мобилизацию и накопление железа представлена в работах А. Гудвина, Н.С. Шатского, Р.К. Морриса, М.С. Точилина и других исследователей, включая П.М. Горяинова (1964, 1976, 1988, 1990).

В конце XX-столетия геологическое сообщество в большинстве своём признало вулканогенно-осадочный генезис пород ПЖФ, примитивность и постоянство их химического и минерального состава, после чего интерес к этим образованиям стал быстро угасать. Дискуссия о происхождении высокометаморфизованных железистых кварцитов Балтийского щита к этому времени также потеряла остроту, поскольку (Горяинов и др., 1990, стр. 150): «... чем большее число подсистем рассматриваемой системы («железорудная формация») попадало в наше поле зрения, тем дальше от согласования представляла причинно-генетическая схема. Всё отчётливее вырисовывалась альтернатива: либо пренебречь некоторыми, хотя и согласованными между собой свойствами ради того, чтобы все остальные объединить в рамках общепринятых подходов, либо оставить всё как есть, но отказаться от попыток «втиснуть» их, все самые разнообразные свойства как части сложноорганизованного, упорядоченного сообщества, в детерминистские генетические конструкции (например, метаморфическую осадочно-вулканогенную). То есть отдать предпочтение структурно-организационным аспектам исследования, а не традиционным историческим».



Профессор П.М. Горяинов (крайний справа) со своими учениками.

Professor P.M. Goryainov (right) with his pupils.

В рамках структурно-организационного подхода нами под руководством профессора Горяинова (рисунок) были изучены геологическое строение отдельных месторождений и всего ареала ПЖФ Балтийского щита (Goryainov, 1990; Припачкин, 1994; Goryainov, Ivanyuk, 1998, 2003; Golikov et al., 1999; Горяинов и др., 2001; Ivanyuk, Goryainov, 2008; Bazai et al., 2009), особенности их петрография и минералогии (Балабонин, Иванюк, 1995; Иванюк и др., 1994, 2001, 2005а-в, 2006; Bazai et al., 2009) и сделаны общие выводы об эволюции докембрийских железорудных систем (Горяинов, Иванюк, 2001; Иванюк и др., 1996, 2009; Goryainov et al., 1992, 1997а, b, 2006). Нам удалось показать, что за кажущейся примитивностью геохимического и минерального спектра железных руд кроется огромная генетическая и технологическая информация, что сделало возможным и актуальным обобщение всех накопленных данных о железных рудах и разработку современной генетической модели ПЖФ в итоговой книге П.М. Горяинова «Полосчатая железорудная формация Балтийского щита». В этой краткой заметке мы как ученики профессора Горяинова (1937-2019) стараемся обрисовать основные положения сформировавшейся под его руководством концепции железного рудообразования в докембрийских вулканогенно-осадочных комплексах.

Геология

Породы кольской ПЖФ в виде фрактального кластера размерности 2.5-2.7 «цементируют» разномасштабные тоналитовые линзы Кольско-Норвежского мегаблока; крупные тоналитовые овалы в его ЮВ части разделены сравнительно мощными (до 5 км) ветвями этого кластера с крупными месторождениями железистых кварцитов, а мелкие линзы тоналитов в его СЗ части рассекаются тонкими (до 500 м) «отростками» с мелкими месторождениями и рудопроявлениями железистых кварцитов. Фрактальная размерность железорудных структур изменяется в пределах 2.2-2.7, в целом соответствуя размерности природных и модельных трещинных/перколяционных кластеров (Goryainov et al., 1997а; Goryainov, Ivanyuk, 1998, 2003; Горяинов, Иванюк, 2001; Ivanyuk, Goryainov, 2008). Возраст тоналитовых гнейсов по данным U-Pb датирования составляет 2.8 млрд. лет, пород ПЖФ – 2.8-1.9 млрд. лет (Иванюк и др., 2009).

Все месторождения ПЖФ сложены одиночными или объединёнными в достаточно компактные гломеры линзовидными телами железистых кварцитов самого разного размера (мощностью от нескольких десятков сантиметров до 300 м и протяженностью от нескольких метров до 3 км), окруженными зональной гнейсово-амфиболитовой (\pm мраморы) толщей пород ПЖФ (Goryainov, 1990; Goryainov, Ivanyuk, 1998, 2003; Goryainov et al., 2006; Иванюк и др., 2009). На слабометаморфизованных месторождениях Сев. Финляндии и Швеции наблюдается постепенный переход от вмещающих апобазальтовых скаполито-тремолито-диопсидовых скарноидов к неяснополосчатым магнетито-серпентиновым рудам, с наименьшим количеством реликтов скарноидов и максимальной концентрацией магнетита в приповерхностных частях рудных тел (Ivanyuk et al., 2017). Рудные тела высоко метаморфизованных железистых кварцитов Мурманской области имеют резкий контакт с вмещающими гнейсами и характерную текстурно-вещественную зональность (от оси к периферии): сплошные гематито-магнетитовые железистые кварциты с тальком и тремолитом – сплошные магнетитовые железистые кварциты с актинолитом и грюнеритом – прямополосчатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые железистые кварциты с грюнеритом, геденбергитом и роговой обманкой – различные рудные метасоматиты (магнетито-клинопироксеновые, магнетитокальцитодоломитовые грюнеритороговообманковые, биотито-альмандино-роговообманковые, эпидото-андрадито-клинопироксеновые, и др.) – двуслюдяные и нодулярные гнейсы с участками силлиманитосодержащих кварцитов и эпидозитов (Golikov et al., 1999; Goryainov, Ivanyuk, 1998, 2003; Горяинов, Иванюк, 2001; Иванюк и др., 2009).

Геохимия

Аналогично петрографической зональности рудных тел, в слабометаморфизованных комплексах ПЖФ наблюдается постепенное нарастание содержания Fe, S и Cl за счёт Na, K, Ca и Al при переходе от вмещающих скарноидов к магнетито-серпентиновым рудам, а Mg и Si преимущественно концентрируются в промежуточной флогопито-серпентиновой зоне. В высокометаморфизованных комплексах содержание Si тоже незначительно возрастает от осевой зоны рудных тел к контактам с тоналитами, Fe концентрируется в осевой зоне, Mg, Ca и S – в промежуточных, а Al и щелочные металлы – в периферийных (Горяинов, 1976; Горяинов, Балабонин, 1988; Иванюк и др., 2009; Ivanyuk et al., 2017). Характер распределения указанных элементов в составе конкретной породы говорит об их вероятном привносе из соседних зон. Содержание подавляющего большинства микропримесей возрастает по степенному закону от осевой зоны к периферийным, и лишь Cl и Ge концентрируется в самих железистых кварцитах (Горяинов, Иванюк, 2001; Иванюк и др., 2009).

При компонентном анализе данных о среднем составе пород железорудной формации Балтийского щита всегда выделяется 3 группы элементов, трактуемые как «окисная» (Fe^{2+} , Fe^{3+}), «глинистая» (Al, Na, K, Ti) и «карбонатная» (C, Ca, Mg, Mn) составляющие первичных осадков. Важно, что картина качественно совершенно не меняется ни в случае анализа, скажем, данных о составе одних только магнетитовых железистых кварцитов, ни одних только биотитовых гнейсов или магнетито-карбонатных пород. Это означает, что все породы формации являются производными какого-то единого процесса, обусловившего указанную зональность (Иванюк и др., 2009).

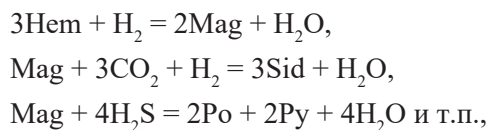
Генезис

По аналогии с современным вулканогенно-осадочным процессом можно предположить, что формирование указанной вещественной зональности рудных тел и всей толщи пород ПЖФ обусловлено воздействием восходящего мантийного флюида, обогащённого хлоридами железа, на океанические базальты. Вследствие выщелачивания сульфидного железа из базальтов формируются близповерхностные магнетито-серпентиновые рудные тела штокверкового типа (Ivanyuk et al., 2017), окружённые «выбеленными» базальтами и переполненные минералами серы (пирротин, пирит, валлериит, халькопирит, барит, ангидрит и др.) и хлора (горяиновит, Ca_2PO_4Cl ¹, хлорапатит, ма-

¹ Открыт в 2017 году на железорудном месторождении Сахаваара в Сев. Швеции и назван в честь П.М. Горяинова за его вклад в изучение геологии и петрологии ПЖФ СВ части Фенноскандинавского щита (Ivanyuk et al., 2017).

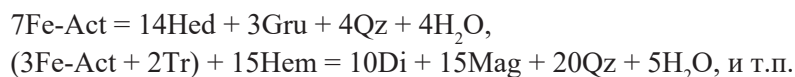
риалит и др.), а также существенно гематито-кремнистые осадки, формирующие залежи над магнетитовыми штокверками (Иванюк и др., 2009).

Попадание серпентино-магнетитовых и кварцево-гематитовых руд в восходящий поток восстановленного эндогенного флюида, обогащенного H_2 , H_2S , SO_2 , CO и CH_4 , приводит к постепенному разрастанию магнетитовой и (карбонато)-сульфидно-магнетитовой зон посредством реакций:



где Hem – гематит, Mag – магнетит, Po – пирротин, Py – пирит, Sid – сидерит (Горяинов, 1976; Иванюк и др., 2009). В результате, формируются зональные рудные тела с гематито-магнетитовыми железистыми кварцитами в апикальной части, сульфидно-магнетитовыми железистыми кварцитами в корневой части и магнетитовыми железистыми кварцитами между ними (Goryainov, Ivanjuk, 1998; Golikov et al., 1999; Горяинов, Иванюк, 2001). Превращение неизменённых краевых базальтов шовной зоны в роговообманковые амфиболиты, а «выбеленных» из-за выноса Fe, Na, K, Ca и др. элементов базальтов в биотитовые гнейсы завершает формирование зональной толщи пород железорудной формации (Иванюк и др., 1996, 2009).

В ходе дальнейшего метаморфизма происходит смена актинолитсодержащих парагенезисов, характерных для (гематито)-магнетитовых железистых кварцитов, на (альмандин)-грюнерит-геденбергитовые парагенезисы сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов (Горяинов, 1976; Иванюк и др., 2005а,б, 2006, 2009):

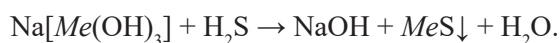


где Fe-Act – ферроактинолит, Hed – геденбергит, Gru – грионерит, Qz – кварц, Tr – тремолит. Вынос кремнезёма в окружающие биотитовые гнейсы приводит к их преобразованию в силлиманитсодержащие гнейсы и околорудные диопсидиты (Горяинов, 1976; Иванюк и др., 2009):



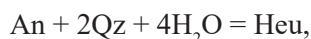
где An – анортит, Mc – микроклин, Phl – флогопит, Sill – силлиманит.

Возрастание щёлочности межзерновых растворов на регрессивном этапе метаморфизма, обусловленной буферными свойствами железорудной системы, позволяет им экстрагировать рассеянные элементы из скарноидов с образованием гидроксокомплексов типа $Na[Me(OH)_3]$. Попадая в зону сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов и, особенно, сульфидсодержащих скарноидов, такие гидроксокомплексы разрушаются в результате кислотного гидролиза с образованием сульфидов Cu, Pb, Zn и еще более щелочного остаточного раствора:



Под действием этого раствора первичные железистые силикаты скарноидов и сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов (ферроактинолит, железистая роговая обманка, грионерит, геденбергит) замещаются Ca-Na амфиболами, эгирином, андрадитом, шамозитом и гриналитом. На начальных этапах Те оказывается рассеянным в составе сульфидов, а при падении щелочности и температуры растворов по мере их просачивания сквозь железистые скарноиды начинают кристаллизоваться теллуриды Au, Ag и Bi (Bazai et al., 2009; Иванюк и др., 2009).

Выделяющаяся в ходе всех вышеприведённых реакций вода приводит к развитию силикатного карста и формированию многочисленных минерализованных пустот, гидротермальных жил и гнёзд с пумпеллиитом-Mg, пренитом, кальциевыми цеолитами, таумаситом, ангидритом и гипсом (Иванюк и др., 2001, 2005в, 2009):



где Neu – гейландит-Ca, $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$. С этими образованиями связано высокопробное переотложенное золото, формирующее неправильной формы выделения и хорошо образованные кристаллы до 4 мм в диаметре (Golikov et al., 1999; Bazai et al., 2009).

Анализ условий образования перечисленных выше минеральных ассоциаций показал, что за первые 100 млн. лет температура процессов минералообразования уменьшилась с 600–700 °С (по данным оценки *PT*-условий образования железистых кварцитов и околорудных гнейсов посредством программы TWQ) до, по крайней мере, 300 °С (температура плавления самородного висмута, распространённого в сульфидно-магнетитовых железистых кварцитах и скарноидах). Еще через 100 млн. лет произошло полное завершение процессов гидротермального минералообразования, температура которых на конечных стадиях не превышала 100 °С (предел устойчивости цеолитов и таумасита), – и железорудная система Кольского полуострова достигла современного состояния. Никаких следов более молодых наложенных процессов нами не зафиксировано (Горяинов, Иванюк, 2001; Иванюк и др., 2009).

Исследования проводились в рамках научной темы ГИ КНЦ РАН 0226-2019-0051.

Литература

1. Балабонин Н.Л., Иванюк Г.Ю. О природе «голубоватого» магнетита из железистых кварцитов Кольского полуострова // Записки ВМО. 1995. 3. С. 61–77.
2. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука. 1976. 145 с.
3. Горяинов П.М., Балабонин Н.Л. Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1988. 144 с.
4. Горяинов П.М., Балабонин Н.Л., Тюремнов В.А. Типы железорудных ансамблей и их геомагнитная систематика. Апатиты: Изд. Кольского НЦ АН СССР. 1990. 170 с.
5. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС. 2001. 312 с.
6. Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского полуострова // ЗВМО. 2001. № 3. С. 16–28.
7. Иванюк Г.Ю., Горяинов П. М., Егоров Д. Г. Введение в нелинейную геологию. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1996. 187 с.
8. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплёва Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС. 2009. 392 с.
9. Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Горяинов П.М., Яковенчук В.Н. Пироксены месторождений полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // ЗРМО. 2006. 2. С. 82–92.
10. Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Кальциевые амфиболы из пород полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // ЗРМО. 2005 а. 4. С. 56–70.
11. Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Минералы группы гранатов из пород полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // ЗРМО. 2005 б. 1. С. 82–90.
12. Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Горяинов П.М. Цеолиты из гидротермальных жил в породах полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // ЗРМО. 2005 в. № 2. С. 67–75.
13. Иванюк Г.Ю., Тюремнов В.А., Балабонин Н.Л. О природе магнитной гетерогенности магнетитов из железистых кварцитов // Физика Земли. 1994. № 3. С. 81–87.
14. Припачкин П.В. Количественная оценка структурно-вещественных особенностей железорудных месторождений Приимандровского района Кольского полуострова // Автореф. канд. диссер. Воронеж. 1994. 16 с.
15. Точилин М.С., Горяинов П.М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М.: Наука. 1964. 102 с.
16. Bazai A.V., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Goryainov P.M., Yakovenchuk V.N. Native elements in rocks of the Banded Iron Formation, Kola Peninsula // *Geology of Ore Deposits*. 2009. V. 51(7). P. 525–536.
17. Golikov N.N., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovskii Ya.A., Yakovenchuk V.N. Auriferous iron formations of the Olenegorsk deposit (Kola peninsula, Russia) // *Geology of Ore Deposits*. 1999. V. 41(2). P. 144–151.
18. Goryainov P.M. Precambrian iron ore formations of the Baltic Shield and their role in structural-substantial arrangement of the continental crust / *Ancient Banded iron formations (regional presentation)*. Theophrastus publication. S. A., Athens. 1990. P. 251–279.
19. Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. On genesis of banded iron-formation of the Kola peninsula. Synergetic aspects / *Theophrastus' contributions to advanced studies in geology*. Vol. II. Theophrastus Publications A.E., Athens, 1998. P. 249–267.

20. Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu. Self-organized lithosphere: on the fundamentals of a new geological paradigm // *Bulletin de la Classe des Sciences*. 2003. XIV(1-6). P. 11–23.
21. Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O. Synergetics and (or) plate tectonics // *Bulletin de la Classe des Sciences. Academie Royale de Belgique*. 2006. XVII(7-12). P. 209–253.
22. Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Sharov N.V. Fractal analysis of seismic and geological data // *Tectonophysics*, 1997a. 269. P. 247–257.
23. Goryainov P.M., Yegorov D.G. Ivanyuk G.Y. Derivation of a synergetic model for the Precambrian iron quartzites (on the basis of data on iron ore formations in the Kola peninsula) // *Russian Geology and Geophysics*. 1997b. 38(9). P. 1527–1534.
24. Goryainov, P.M. Yegorov, D.G. Ivanyuk, G.Y. Structural and Ore Self-Organization in Archaean Iron Formations of the Kola Peninsula // *Transactions Doklady Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections*. 1992. 323 A(3). P. 99–101.
25. Ivanyuk G.Yu., Goryainov P.M. Structural and compositional zoning and formation conditions of the Greater Eastern Litsa BIF occurrence, Kola Peninsula // *Geology of Ore Deposits*. 2008. 50. P. 670–680.
26. Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Panikorovskii T.L., Konoplyova N.G., Bazai A.V., Bocharov V.N., Antonov A.A., Selivanova E.A. Goryainovite, $\text{Ca}_2\text{PO}_4\text{Cl}$, a new mineral from the Stora Sahavaara iron ore deposit (Norrbotten, Sweden) // *GFF*. 2017. 139. P. 75–82.

Физические свойства (плотность, упругая анизотропия) образцов горных пород уранового рудопроявления Лицевское

Ильченко В.Л., Ниткина Е.А., Забавчик Н.И.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Изучение физических свойств пород и их сравнение с данными радиометрических исследований по профилю на урановом рудопроявлении Лицевское показало наличие двух участков, на одном из которых максимальные значения упругой анизотропии совпадают с повышенной радиоактивностью пород, а на другом - обратное соотношение. Такое распределение, скорее всего, указывает на наличие двух временных этапов в формировании оруденения с разным распределением и формой нахождения урана в породах. Обнаруженная корреляция пространственного распределения показателя упругой анизотропии и радиологического фона подтверждает предполагаемое ранее наличие тектонических закономерностей и структурных предпосылок и определяет идеологию дальнейших исследований на предмет построения геолого-структурных моделей земной коры с благоприятными для формирования урановорудных объектов условиями.

Ключевые слова: физические свойства горных пород, плотность, упругая анизотропия, рудопроявление урана.

Physical properties (density, elastic anisotropy) of rock samples of the Litsevskoe uranium ore occurrence

I'chenko V.L., Nitkina E.A., Zabavchik N.I.

Geological institute KSC RAS, Apatity, vadim@geoksc.apatity.ru

Abstract. The study of physical properties of rocks and their comparison with radiometric data along the profile on the Litsevskoye uranium ore occurrence showed the presence of two sites, at one of which the maximum values of elastic anisotropy coincide with the high radioactivity of rocks, and on the other - the correlation is inverse. This dependence, most likely, indicates the presence of two time stages in the formation of mineralization with different spreading and form of uranium allocation in rocks. The found correlation in spatial distribution of the elastic anisotropy index and radiological background confirms the previously assumed the presence of tectonic regularities and structural preconditions and determines the ideology of further research on the construction of geological and structural models of the Earth's crust favorable for the formation of uranium occurrences.

Key words: physical properties of rocks, density, elastic anisotropy, uranium ore occurrence.

Введение

Данная статья посвящена изучению урановой рудоносности Лицевского района, где было обнаружено около 40 рудопроявлений (Савицкий и др., 1995, Казанский, Лобанов, 1996) и, таким образом, этот район представляется прекрасным полигоном для проведения работы. В статье представлены результаты изучения физических свойств горных пород (плотность, упругая анизотропия) из обнажений в пределах Лицевского уранового рудопроявления (самое крупное из обнаруженных в Печенга-Лицевской металлогенической области). Эта работа завершает серию исследований, проведённых нами в данном районе на ряде объектов (р/п Скальное, Дикое, Полярное, Береговое и др.) в периоды 2013-2015 и 2016-2018 гг. (тема НИР ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0006, программа Президиума РАН №19).

Рудопроявление Лицевское

Это рудопроявление открыто в 1962 году, после чего, в 1973-1974, оно разрабатывалось ПО «Невскгеология» с проведением геологических и геофизических исследований, бурения, расчисток и канав. Р/п Лицевское расположено на СВ экзоконтакте Лебязинского массива, на пересечении Лицкого и Чептьяврскогов разломов, в мигматизированных гнейсах Кольской серии (рис. 1), смятых в субмеридиональные складки с падением крыльев 50-60°. Эти складки пересекаются согласными и поперечными тектоническими разломами, заполненными катаклазитами и брекчиями, ино-

гда с фрагментами конгломератов и аркозов (Савицкий и др., 1995). Следующими полевыми наблюдениями (Serov, 2011) здесь выявлено несколько типов аномалий, возможно отвечающих различным стадиям обогащения ураном.

1. Аномалии, связанные с мигматизацией (палеопротерозойские события), наблюдались во вмещающих гнейсах, представляющих метаосадки разной природы: биотитовые гнейсы, полевошпатовые гнейсы и кварциты. Они мигматизированы в разной степени. Например, в богатых биотитом гнейсах находятся свидетельства частичного плавления в виде лейкосом, которые имеют плавные контакты. Лейкосомы отсутствуют в обогащенных кварцем слоях гнейсов. Максимальная радиоактивность (до 1500 мкр/ч) связана здесь с дислоцированными биотитовыми гнейсами, со средним радиационным фоном $\approx 30-40$ мкр/ч. Радиоактивность вмещающих кварц-полевошпатовых гнейсов < 20 мкр/ч.

2. Высокорадиоактивные аномалии наблюдались вдоль мелкозернистых мафитовых даек северо-западного простирания ($345-350^\circ$), секущей гнейсы Кольской серии. Они до 40 метров длиной и 0.2-2 м шириной и смещены СВ разломами. Контакты с вмещающими гнейсами рассланцованы, окислены и аномально радиоактивны 250-400 (max = 1200) мкр/ч.

3. Третий тип аномальной радиоактивности связан с настурановыми жилами в кварц-мусковитовых крупнозернистых жилах, секущих биотитовые гнейсы. Кварц-мусковитовые жилы сами не являются радиоактивным, шириной 20-30 см и длиной 20 м. Они простираются к СВ (60°) при субвертикальном падении. Настурановые жилки имеют мощность до 2 см и радиоактивность более 3000 мкр/ч, находятся в центре жил и имеют ту же ориентацию.

Все перечисленные типы аномалий и их геолого-структурные признаки нахождения, в той или иной мере, наблюдались нами на изученном участке (рис. 1). Следует отметить, что подобные петрофизические работы – по сопоставлению упругой анизотропии образцов пород с их радиоактивностью – в Лицевском районе ранее не проводились.

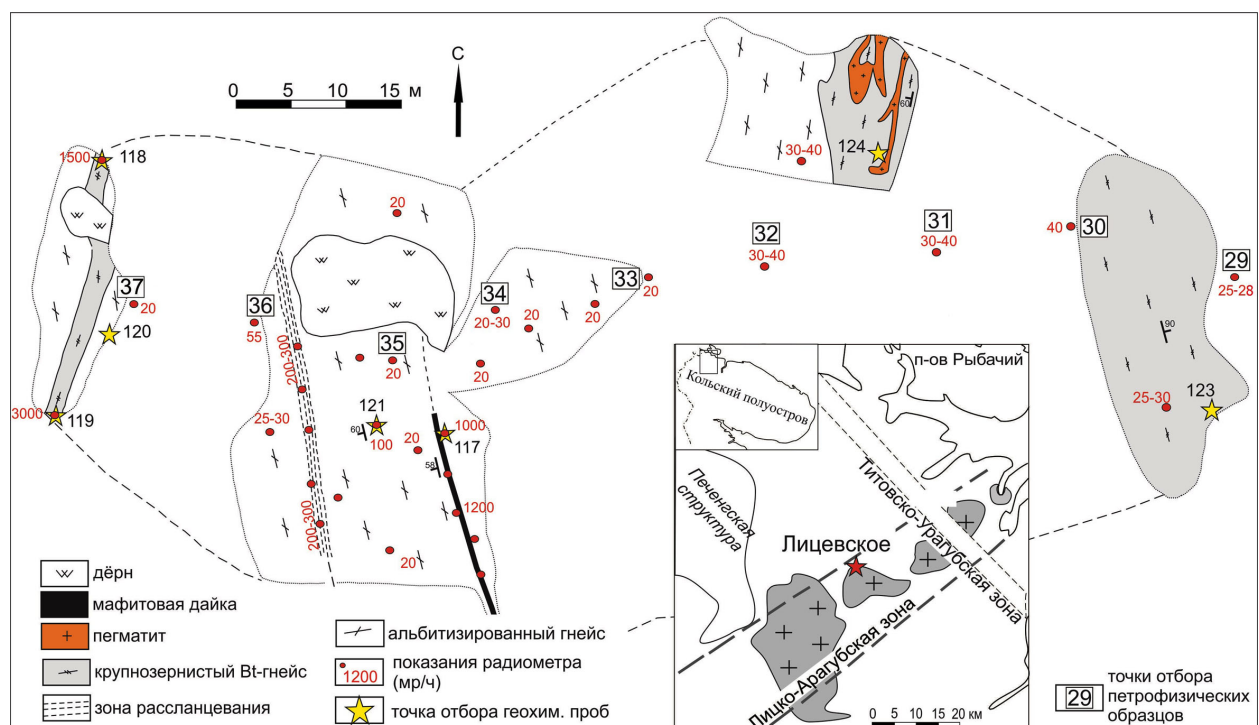


Рис. 1. Карта-схема расчисток с результатами радиометрии и точками отбора различных проб на изученном участке р/п Лицевское (авторы: Ниткина Е.А., Забавчик Н.И.).

Fig. 1. A sketch-map: results of radiometry and sampling points on the study area as a part of the Litsevskoye ore-occurrence (Nitkina E.A., Zabavchik N.I.).

Методика и результаты исследования

Полевыми работами на р/п Лицевское (2018 г.) были обнаружены выходы коренных пород в расчистках (возможно, они сохранились с 70-х годов прошлого века) которые были закартированы авторами. Фоновые значения радиоактивности пород составляют 20 мкр/ч, установлены радиометрические аномалии до 3000 мкр/ч, на порядки превышающие фоновые значения (рис. 1). Из обнажений отобраны пробы на разные виды анализов, включая пространственно ориентированные образцы для определения физических свойств, всего 9 точек отбора, причём в двух точках (29 и 31) взято по 2 образца – с разной степенью мигматизации – для оценки влияния этой мигматизации на физические свойства пород. Шаг отбора петрофизических проб ≈ 10 м. Порядок отбора проб аналогичен использованному на р/п Береговое (Ильченко и др., 2017). Петрография образцов изучена в шлифах.

Для проведения петрофизических измерений, из отобранных проб были выпилены образцы кубической формы (с сохранением их пространственной ориентировки), после чего грани кубиков были пронумерованы: нормали к граням 1 и 2 – указывают, соответственно, направления на север и восток, нормаль к грани 3 – вертикаль.

Таблица. Физические свойства образцов горных пород рудопроявления Лицевское.

Table. Physical properties of rock samples of the Litsevskoe ore occurrence.

№ пп	№ обр.	Горная порода	Плотность ρ , г/см ³	Скорость продольных волн (км/с): V_1, V_2, V_3	V_{cp} , км/с.	A, %.	Показание радиометра в точке отбора, мкр/ч
1	2	3	4	5	6	7	8
1	29-1	Би-гнейс м/з, мигматизированный	2.62	3.78 3.68 3.51	3.66	5.28	25-28
2	29-2	Би-гнейс м/з, слабо-мигматизированный	2.59 (2.60)	4.16 3.96 4.01	4.04(3.85)	17.11(11.2)	25-28
3	30	Би-гнейс, разномзернистый, мигматизированный	2.59	4.18 4.08 4.07	4.11	2.09	40
4	31-1	Плагиогранит (пегматит)	2.64	3.54 4.00 3.84	3.79	8.71	30-40
5	31-2	Би-гнейс из контакта с пегматитовой жилой	2.66 (2.65)	4.36 4.24 4.08	4.23(4.01)	19.51(14.1)	30-40
6	32	Би-микроклиновый гнейсогранит	2.71	3.70 3.77 3.93	3.80	4.39	30-40
7	33	Би-плагиогнейсогранит с/з	2.63	3.99 3.89 3.71	3.86	5.17	20
8	34	Би-плагиогнейсогранит, м-с/з	2.54	3.91 4.49 4.01	4.14	10.59	20-30
9	35	Би-плагиогранитогнейс с-м/з, мигматизированный	2.56	4.22 4.20 3.97	4.13	4.76	20
10	36	Би-плагиогранитогнейс с-м/з, мигматизированный	2.64	3.85 3.71 3.37	3.64	10.05	50-60
11	37	Би-плагиогранитогнейс с-м/з, мигматизированный	2.60	4.23 3.77 4.07	4.02	8.22	20

В колонках 4, 6, 7 в скобках (№№ 2 и 5) даны средние арифметические значения для «двойных» проб.

Скорость распространения продольных волн $V_{п}$ измерялась в трёх направлениях куба (1, 2, 3) с помощью ультразвукового прибора ГСП УК-10ПМС.

Коэффициент анизотропии A образцов вычислен из скоростей распространения в образцах ультразвуковых продольных волн (V_1, V_2, V_3), в трёх ортогональных направлениях, по формуле:

$$A = 1/V_{cp} \times ((V_1 - V_{cp})^2 + (V_2 - V_{cp})^2 + (V_3 - V_{cp})^2)^{0.5} \times 100 \%$$

где $V_{cp} = (V_1 + V_2 + V_3)/3$ – средняя скорость распространения продольных волн в образце. Плотность (ρ) образцов измерена методом Архимеда.

Все результаты измерений и расчётов представлены в таблице; данные о плотности (ρ), средняя скорость распространения продольных волн (V_{cp}), показатель упругой анизотропии (A) и показания радиометра в точках отбора образцов – вынесены на график (рис. 2).

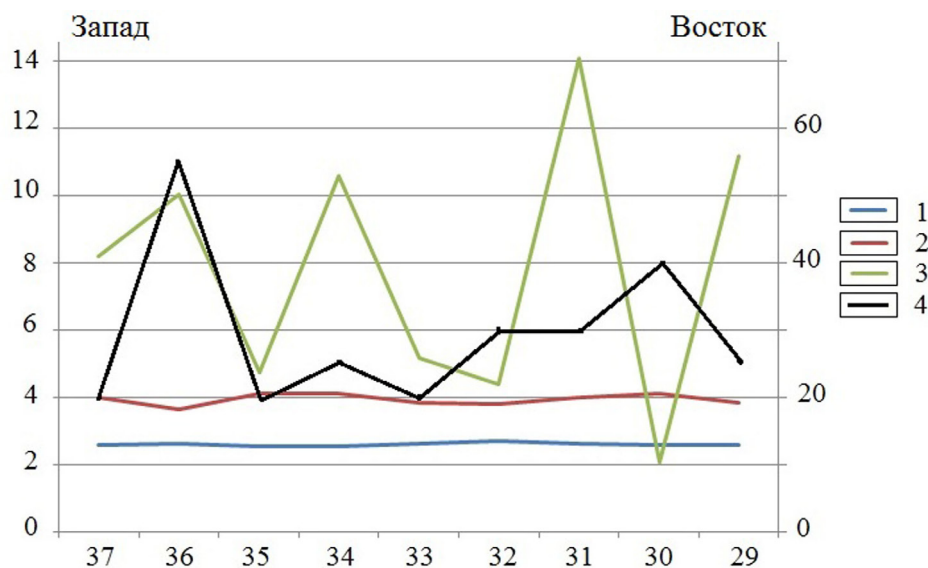


Рис. 2. Физические свойства образцов (по горизонтали – их номера) вдоль профиля через участок работ. Левая шкала: 1 – плотность (г/см³), 2 – средняя скорость продольных волн (км/с), 3 – показатель анизотропии (%); правая шкала: 4 – радиоактивный фон (мкр/ч).

Fig. 2. Physical properties of the samples (horizontal – their numbers) along the profile through the work area. Left scale: 1 – density (g/cm³), 2 – average velocity of longitudinal waves (km/s), 3 – anisotropy index (%); right scale: 4 – radioactivity (mkr/h).

Обсуждение результатов

Все образцы исследованной коллекции, петрографически, относятся к гранитоидам или породам кислого состава, а их плотность находится в соответствии со справочными данными – 2.65 ± 0.1 г/см³ (Науки..., 1969). При сравнении свойств парных образцов, выпиленных из одного «куска» горной породы (проба № 29: кубики 29-1 и 29-2, проба № 31: кубики 31-1 и 31-2) было установлено, что изменения пород в итоге их (пусть частичного) переплавления (к развитию мигматитов и пегматитов) «статистически незначимо» (Савицкий, 1985) меняют первичные упругие свойства (V_{cp}) и плотность пород, но, при этом, способны приводить к весьма заметным вариациям их показателя упругой анизотропии. Частичное плавление пород (высокая температура) «залечивает» ту анизотропную систему трещин, чьё наличие и обуславливает эффект упругой анизотропии горных пород (в принципе).

Установленные «волнообразные» вариации упругой анизотропии (A_p) в образцах вдоль профиля (рис. 2), как и вариации средней скорости распространения продольных волн, во многом повторяют результаты аналогичных измерений, проведённых нами ранее на ряде других объектов Печенга-Лицевского района (Ильченко и др., 2017 и ссылки там).

Анализ вариаций вдоль профиля показателя упругой анизотропии и радиоактивности пород позволяет сделать вывод о смене каких-то динамических условий, с «переломом» в их тенденциях

где-то между точек отбора проб № 32 и № 33 (с востока на запад). Для показателя анизотропии – это постепенное снижение «амплитуды волн» (на запад), для радиационного фона (учитывая его площадные значения, см. рис. 1) – наоборот: происходит повышение его «амплитуды». Причём, продвигаясь с востока на запад, до точки перелома (32/33), «волны» анизотропии и радиоактивности выступают «в противофазе» (радиоактивный фон растёт – показатель анизотропии падает и наоборот), после перелома тенденции к изменениям в этих параметрах (анизотропия и радиоактивность) ведут себя уже вполне «синфазно» (рис. 2).

Описанную выше ситуацию можно объяснить следующим образом: «противофазная» (восточная) и «синфазная» (западная) половины профиля трассируют блоки с U-оруденением различной природы (генераций), что подтверждает гипотезу (Serov, 2011). В восточной части уран – в форме уранил-ионов – концентрируется в межслоевых пространствах слоистых силикатов (биотит в биотитовых гнейсах) в результате кристаллизации расплава пегматитов и мигматитов, более стойких к выветриванию и обладающих пониженными показателями упругой анизотропии. В западной же части рудопроявления преобладает уран в минеральной форме (настуран-уранинит) – включения в сульфидах – (приконтактные зоны даек основного состава) и жилки настурана в кварцевых жилах (Савицкий и др., 1995), развивавшихся по упруго анизотропным (и сильно трещиноватым) породным зонам путём осаждения рудного вещества из гидротермальных растворов, чья температура была заметно ниже температуры плавления пород при формировании мигматитов и пегматитов), предположительно, на заключительном (PZ) этапе формирования этого уранового рудопроявления.

Выводы

Самым интересным результатом проведённого исследования являются волнообразные вариации в распределении показателя упругой анизотропии A в образцах вдоль профиля, что повторяет итоги аналогичных измерений, проведённых на других урановых объектах Печенга-Лицевского района. Обнаружено совпадение экстремальных значений результатов радиометрии (те же волнообразные вариации) с экстремальными значениями показателя упругой анизотропии, причём профиль пересекает два участка с разными типами такого рода совпадений: в противофазе и синфазно, что предполагает наличие двух разных этапов в формировании данного оруденения.

Обнаруженное совпадение в волновом пространственном распределении показателя упругой анизотропии и радиологического фона подтверждает предполагаемое ранее наличие закономерностей в тектонике с предопределением структурных предпосылок и определяет идеологию дальнейших исследований на предмет построения геолого-структурных моделей земной коры с благоприятными для формирования урановорудных объектов условиями.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН, тема НИР № 0226-2019-0052.

Литература

1. Ильченко В.Л., Самигулин Р.Р., Каулина Т.В. Вариации упругих свойств пород урановых рудопроявлений (рудопроявление Береговое, Лицевский рудный район, Кольский регион) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 103–104.
2. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 1996. № 1. С. 103–109.
3. Науки о Земле. Т. 21. Пер. с англ. Справочник физических констант горных пород. Ред.: Г.Д. Афанасьев, Б.П. Беликов, М.П. Воларович. М. Изд-во: МИР. 1969. 544 с.
4. Савицкий А.В. Результаты петрофизических исследований пород разломов фундамента древних платформ / Петрофизические исследования на щитах и платформах. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1984. С. 109–111.
5. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403–416.
6. Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie). Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). Soutenance publique le 24 juin 2011. Nancy. France. 166 p.

Физические свойства (упругая анизотропия и плотность) образцов горных пород массива Ярва-варака (Мончегорский район)

Ильченко В.Л., Нерович Л.И.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Исследованы физические свойства (плотность, упругая анизотропия) коллекции образцов горных пород с признаками шокового метаморфизма, отобранных с поверхности в районе расслоенного массива Ярва-варака (в границах предполагаемой астроблемы). Установлены заметные площадные вариации показателя упругой анизотропии и корреляция плотности пород со скоростью распространения ультразвуковых продольных волн. Выявлен ряд «аномальных» несогласий изученных физических свойств пород коллекции с аналогичными свойствами пород из других районов СВ части Балтийского щита.

Ключевые слова: массив Ярва-варака, шоковый метаморфизм, вариации физических свойств (упругая анизотропия, плотность) пород.

Physical properties (elastic anisotropy and density) of rock samples of the Jarva-Varaka massif (Monchegorsk area)

Ильченко В.Л., Нерович Л.И.

Geological institute KSC RAS, Apatity, vadim@geoksc.apatity.ru

Abstract. The physical properties (density, elastic anisotropy) of a collection of rock samples with signs of shock metamorphism sampled from the surface in the layered Jarva-Varaka massif area (within the boundaries of the supposed astroleme) were investigated. Significant areal variations in the elastic anisotropy index and the correlation of rock density with the velocity of ultrasonic longitudinal waves were established. A number of «anomalous» unconformities were identified in the studied physical properties of studied rocks with similar properties of rocks from other areas of the NE Baltic Shield.

Key words: Jarva-Varaka massif, shock metamorphism, variations in physical properties (elastic anisotropy, density) of rocks.

Введение

Массив Ярва-варака расположен в 12 км к СЗ от г. Мончегорска и представляет собою интрузивное тело неправильной формы размером 1.7×2.2 км в плане и мощностью до 2 км, вмещающими породами являются глиноземистые гнейсы кольской серии (рис. 1). В составе интрузии участвуют породы от основного до кислого состава. Преобладают гранофировые гиперстеновые диориты, широко представлены кварцевые диориты и гранофировые нориты, чья роль увеличивается с глубиной. U-Pb возраст кварцевых диоритов составляет 2.5 млрд. лет, возраст вмещающих глиноземистых гнейсов – 2.83 млрд. лет (Смолюкин и др., 2004). Все породы отличаются массивной текстурой при хорошей сохранности магматической, обычно гипидиоморфнозернистой, структуры с участками микропегматитовой и/или гранофировой.

Предыдущими исследованиями (Каулина и др., 2017) в районе массива Ярва-варака получены убедительные доказательства импактного воздействия на местные породы. Так, повсеместное присутствие значительной доли гранофира во всех породах интрузива, породные разновидности, петрохимические и геохимические особенности пород, а также значительная роль коровой контаминации указывают на то, что массив Ярва-варака наиболее близок к структуре Садбери (Нерович и др., 2015). Сегодня доминирует точка зрения, согласно которой структура Садбери возраста 1.85 млрд. лет представляет собой остатки крупного многокольцевого ударного бассейна (Grieve, 1994; Налдретт, 2003), формирование которого сопровождалось плавлением и контаминацией больших масс корового материала мишени. Массив Ярва-варака ранее был исследован на предмет петрофизики (Галичанина и др., 1976), но в этой работе всё внимание уделено плотностным и магнитным свойствам пород, а их упругие свойства не изучались. Во время полевых работ в районе

Ярва-вараки в июле 2018 года собрана новая, петрографически довольно «пёстрая» коллекция образцов, часть которой предназначалась для изучения физических (плотность, упругость) свойств пород. Импактная природа предполагает, что породы массива Ярва-варака (и обрамления) могли сохранить следы ударного (шокового) воздействия (системы трещин), что может быть обнаружено именно в пространственных вариациях упругой анизотропии горных пород из обнажений на поверхности, чему и посвящена эта работа.

Методика и результаты

Полевыми работами в районе массива Ярва-варака (2018 г.) было установлено, что выходы коренных пород, благоприятные для регулярного (прямыми профилями с равным шагом) отбора образцов встречаются здесь довольно редко. Поэтому образцы отбирались везде, где для этого были условия (рис. 1). Из обнажений отобраны пробы на разные виды анализов, в т.ч. образцы для определения физических свойств (29 точек отбора), шаг отбора – произвольный. Петрография образцов изучена в шлифах и аншлифах.

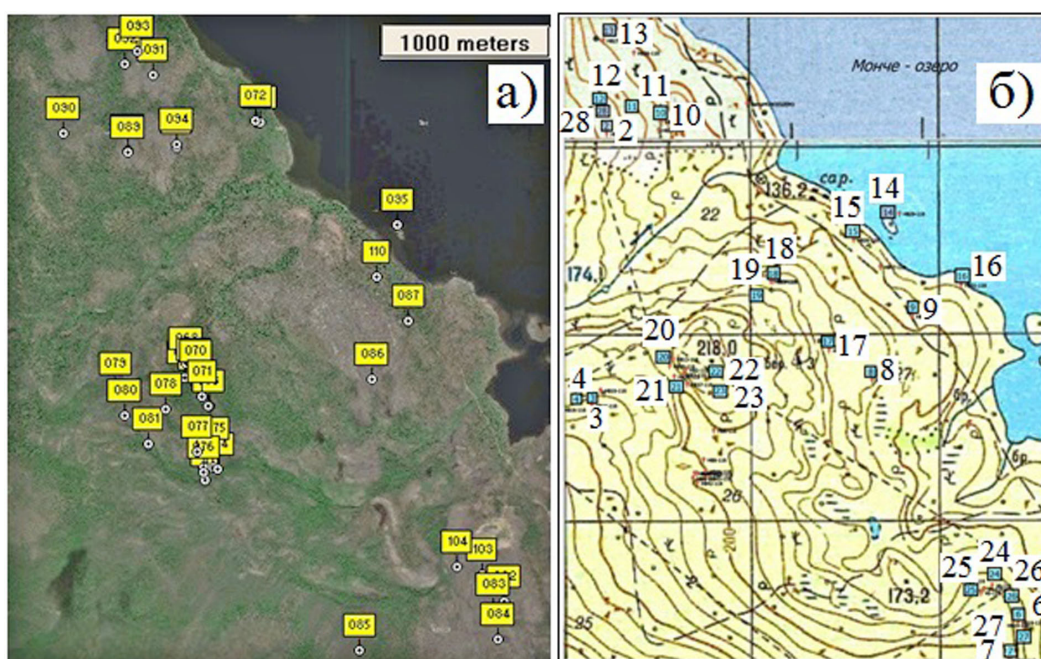


Рис. 1. Район массива Ярва-варака: слева – с нанесением JPS-точек наблюдения, справа – топографическая карта с точками отбора петрофизических проб.

Fig. 1. Jarva-Varaka massif area: a) with JPS-points of observation, б) topographic map with petrophysical sampling points.

Для проведения петрофизических измерений, из отобранных проб были выпилены образцы кубической формы (с сохранением их пространственной ориентировки), после чего их грани были пронумерованы: нормали к граням 1 и 2 – указывают, соответственно, направления на север и восток, нормаль к грани 3 – вертикаль.

Коэффициент анизотропии A для образцов вычислен из скоростей распространения ультразвуковых продольных волн (V_1, V_2, V_3), которые были измерены, соответственно, в 3-х ортогональных направлениях (1, 2, 3), по формуле:

$$A = 1/V_{cp} \times ((V_1 - V_{cp})^2 + (V_2 - V_{cp})^2 + (V_3 - V_{cp})^2)^{0.5} \times 100\%,$$

где $V_{cp} = (V_1 + V_2 + V_3)/3$ – средняя скорость распространения продольных волн в образце. Скорость распространения продольных волн в образцах кубической формы измерялась на ультразвуковом приборе ГСП УК-10ПМС. Плотность (ρ) образцов определена методом Архимеда. Итоги измерений и вычислений приведены в таблице.

Таблица. Физические свойства образцов горных пород из района Ярва-вараки.

Table. Physical properties of rock samples from the Jarva-Varaka area.

№ пп	№ образца.	Горная порода	Плотность ρ , г/см ³	Скорость продольных волн в трёх направлениях (км/с): V_p, V_2, V_3	Средняя скорость V_{cp} , км/с.	Показатель A , %.
1	2	3	4	5	7	8
1	2-18	Биотитовый гранит (участками гнейсовидный), м/з	2.77	3.98, 3.75, 4.05	3.93	5.65
2	3-18	Диорит	2.87	3.84, 4.01, 3.96	3.94	3.13
3	4-18	Гранодиорит	2.76	4.00, 3.85, 3.88	3.91	2.87
4	5-18	Микроклиновый гранит	2.65	3.80, 3.88, 3.96	3.88	2.92
5	6-18	Габбро-долерит м/з (дайка)	3.09	3.55, 4.07, 3.82	3.81	9.65
6	6а-18	Биотитовый гранит (участками гнейсовидный), м/з	2.77	4.09, 3.79, 3.49	3.79	11.19
7	6б-18	Биотитовый аляскит пегматоидный	2.62	3.65, 3.65, 3.40	3.57	5.72
8	7-18	Долерит с-м/з (дайка)	3.11	3.90, 4.22, 3.96	4.03	5.97
9	8-18	Биотитовый гнейс мигматизированный, м/з	2.71	3.66, 3.76, 3.63	3.68	2.62
10	9-18	Эпидот-биотитовый гнейс, м/з	2.72	3.66, 3.51, 3.45	3.54	4.32
11	10-18	Биотитовый гнейс мигматизированный, м/з	2.62	3.28, 3.32, 3.57	3.39	6.56
12	11-18	Лейкоплагиогранит пегматоидный	2.66	4.02, 3.65, 3.53	3.73	20.91
13	12-18	Брекчия со стекловатым цементом и литокластами гнейсов и гранитов (импактная?)	2.87	3.80, 3.56, 3.63	3.66	4.77
14	13-18	Биотитовый гнейс, м/з	2.87	3.90, 3.90, 4.01	3.94	2.28
15	14-18	Габбронорит с-кп/з	3.27	2.68, 2.46, 2.82	2.65	9.69
16	15-18	Биотитовый гнейс, с-м/з	2.74	4.30, 3.86, 3.71	3.96	10.95
17	16-18	Биотитовый гнейс мигматизированный, м/з	2.70	4.62, 3.78, 3.34	3.91	23.52
18	17-18	Биотитовый гранит (участками гнейсовидный), м-с/з	2.73	4.02, 3.88, 4.15	4.02	4.75
19	18-18	Биотитовый гнейс мигматизированный, м-с/з	2.87	3.91, 4.00, 4.12	4.01	3.72
20	19-18	Биотитовый гнейс, м/з	2.71	4.63, 4.27, 4.00	4.30	10.39
21	20-18	Биотитовый гнейс мигматизированный, м-с/з	2.77	4.24, 3.76, 3.70	3.90	10.73
22	21-18	Биотитовый гнейс, м/з	2.68	4.40, 4.29, 4.18	4.29	3.63
23	22-18	Гибридная порода	2.93	3.58, 3.82, 3.62	3.67	4.96
24	23-18	Биотитовый гранит (участками гнейсовидный), с-м/з	2.69	4.18, 4.44, 3.78	4.13	11.38
25	24-18	Амфиболит, с/з	2.85	3.61, 3.50, 3.50	3.54	2.68
26	25-18	Диорит биотит-амфиболовый (местами гнейсовидный), м-с/з	2.83	4.07, 3.87, 4.20	4.05	5.81
27	26-18	Гранодиорит мусковит-биотитовый (местами гнейсовидный), с/з	2.78	3.72, 4.24, 4.02	3.93	9.80
28	27-18	Гнейс гранат-биотитовый, м/з	2.66	3.84, 4.06, 3.83	3.91	4.70
29	28-18	Аналог обр. № 12-18	2.70	3.38, 3.34, 3.51	3.41	3.69

Обсуждение результатов и выводы

Анализ данных Таблицы на основе многолетнего опыта изучения физических свойств горных пород верхней части земной коры на СВ Балтийского щита (Ильченко, 2010 и др.) позволяет выделить ряд аномальных особенностей в породах Ярва-вараки. Например, слабоизмененные гнейсы и сланцы обычно проявляют высокие показатели упругой анизотропии A , тогда как мигматизированные их разности отличаются понижением этого показателя (благодаря «залечиванию» трещин по мере мигматизации). По данным Таблицы такие выводы сделать невозможно: немигматизированный и мигматизированный гнейсы № 19-18 и № 20-18 имеют близкие значения A (10.39 и 10.73 % соответственно). То же самое относится к прочим изменениям, происходящим в процессе частичного плавления гнейсов (сланцев), ведущих к их гранитизации и пегматитообразованию, что в обычных условиях (но не в р-не Ярва-вараки) снижает показатель упругой анизотропии. Сравним м/з мигматизированные биотитовые гнейсы: № 8-18 ($A = 2.62$ %) и № 16-18 ($A = 23.52$ %) или такие же по составу гнейсы № 18-18 ($A = 3.72$ %) и № 20-18 ($A = 10.73$ %). Эти и другие пока ещё не вполне понятные «аномалии», на данном этапе работы, можно объяснить, по-видимому, только их «импактной» природой.

Рассмотрим графики на рисунке 2. Значения средней скорости V_{cp} , более чем в половине случаев находятся в прямой корреляции с величинами плотности образцов, что отвечает тенденции из справочника (Науки..., 1969) для однородных и слабоанизотропных пород.

Для сравнения по показателю упругой анизотропии разобьём нашу коллекцию на 3 части: слабая: $A \leq 5$ % (14 обр.), средняя: $A \approx 5-10$ % (8 обр.) и высокая: $A \geq 10$ % (7 обр.), т.е., число низкоанизотропных образцов почти равно числу средне- и высокоанизотропных вместе взятых. Среднее арифметическое показателя анизотропии для всей этой коллекции: $A \approx 7.21$ %. Полагая его как «границу» между повышенными и пониженными значениями, образцов с «повышенным» показателем (10) оказалось вдвое меньше, чем с «пониженным» (19). Объяснить этот факт можно так. Известно, что размер показателя упругой анизотропии обычно проявляет обратную «корреляцию» с абсолютной отметкой в точке отбора образца (Ильченко, 2010 и др.): показатель анизотропии обуславлива-

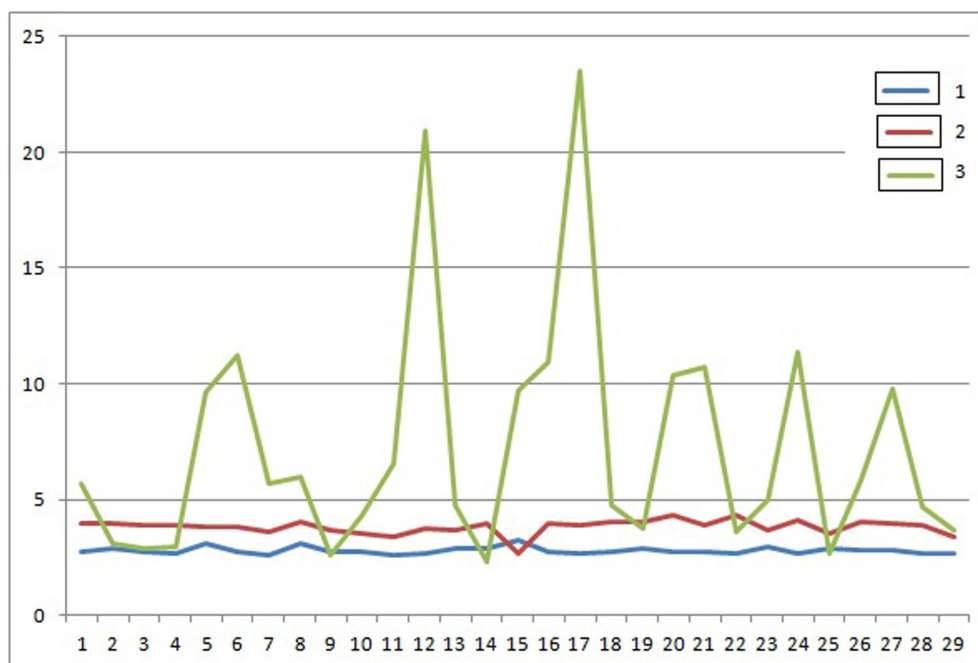


Рис. 2. Вариации физических свойств образцов изученной коллекции.

1 – плотность, 2 – средняя скорость, 3 – показатель A . По-горизонтали – порядковые номера образцов.

Fig. 2. Variations of the physical properties of the samples of the studied collection.

1 – density, 2 – average velocity, 3 – indicator A . Horizontal – serial numbers of samples.

ет избирательность процессов выветривания; чем выше A , тем более анизотропна система трещин и тем легче порода разрушается. Это объяснение выглядит справедливым, если посмотреть на «карту» (рис. 1 б) с нанесенными точками наблюдения и отбора образцов: их большинство расположено на склонах именно положительных форм рельефа.

Более «убедительных» доказательств импактного влияния на упругую анизотропию и плотность пород пока найти не удалось. Но полученные результаты подтверждают смысл в новом отборе петрофизических образцов – по регулярной сетке профилей с сопоставлением новых петрофизических данных с результатами геоморфологических, геолого-структурных и петрологических исследований в районе Явра-вараки в самое ближайшее время.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН, темы НИР: № 0226-2019-0052 и 0226-2019-0053.

Литература

1. Галичанина Л.Д., Юдин Б.А., Сараханов В.К., Гринченко Б.М., Докучаева В.С., Дубровский М.И., Латышев Л.Н., Тюремнов В.А. Петрофизическая характеристика Мончегорского рудного района. В кн.: Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. Апатиты. 1976. С. 53–58.
2. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2010. № 1. С. 73–79.
3. Каулина Т.В., Нерович Л.И., Бочаров В.Н., Лялина Л.М., Ильченко В.Л., Кунаккузин Е.Л., Касаткин И.А. Рамановская спектроскопия импактного циркона из расслоенного массива Явра-варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/1. С. DOI:10.21443/1560-9278-2017-20-1/1-72-82. С. 72–82.
4. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб. Изд-во СПбГУ. 2003. 487 с.
5. Науки о Земле. Т. 21. Пер. с англ. Справочник физических констант горных пород. Под ред. Г.Д. Афанасьева, Б.П. Беликова, М.П. Воларовича. М. Изд-во: МИР. 1969. 544 с.
6. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и геохимического изучения расслоенного массива Явра-варака, Мончегорский рудный район // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. Т. 12. С. 141–146.
7. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н., Баянова Т.Б., Борисова В.В., Глазнев В.Н. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.
8. Grieve R. A. F. An impact model for the Sudbury structure // Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium: Ontario Geological Survey Special Volume. 1994. V. 5. P. 119–132.

Экология недр на объектах нефтегазового комплекса с позиции нелинейной геодинамики (на примере подземных хранилищ газа)

Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва, Elvira.Kazankova@mail.ru; nataliakornilova@rambler.ru

Аннотация. На основе районирования территории Восточно-Европейской платформы и Северо-Кавказской НГП по степени геодинамической неустойчивости установлены условия размещения девяти подземных хранилищ газа. Изучена экогеодинамическая ситуация (с позиции нелинейной геодинамики) на Калужском, Якшуновском, Щелковском, Невском, Касимовском, Увязовском, Кушевском, Краснодарском и Северо-Ставропольском ПХГ.

Ключевые слова: нелинейная геодинамика, геологическая среда, неустойчивость, хранение, углеводороды, подземные хранилища газа.

Subsurface ecology at oil and gas facilities from the perspective of nonlinear geodynamics (on the example of underground gas storages)

Kazankova E.R., Kornilova N.V.

Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences (IPNG RAS), Moscow, Elvira.Kazankova@mail.ru, nataliakornilova@rambler.ru

Abstract. On the basis of zoning of the territory of the East European platform and the North Caucasian NGP by the degree of geodynamic instability, conditions for placing nine underground gas storage facilities are established. The eco-geodynamic situation (from the position of nonlinear geodynamics) is studied on Kaluzhskom, Yakshunovskoye, Schelkovskoye, Nevskoye, Kasimovskoye, Uvyazovskoye, Kushchevskoye, Krasnodarskoye and Severo-Stavropol'skoye UGS.

Key words: nonlinear geodynamics, geological environment, instability, storage, hydrocarbons, underground gas storage.

подавляющее большинство объектов традиционного геологического анализа, строго говоря, являются объектами не классической, а нелинейной геологии – науки о процессах упорядоченности, структурирования, организационных процессах, дифференциации (Иванюк и др., 1996). Нелинейная геодинамика исследует упорядочивающие процессы, регулярные явления, процессы структурно-вещественной дифференциации. Геологическая среда, как и все в окружающем мире, нелинейна. Ее адекватно может описать только нелинейная геодинамика (Горяинов и др., 2001). Геодинамические процессы имеют ряд общих признаков, связанных с особенностями строения литосферы, инициирования и механизма протекания.

Хозяйственная деятельность человека активно изменяет ход и направление многих естественных процессов и явлений. Направленность и закономерность изменений природной геолого-геофизической среды вызывает искусственное усиление или ослабление естественных геодинамических процессов и явлений, что нередко совпадают с направленностью и интенсивностью развития последних.

Геодинамический анализ среды основывается на новом методологическом подходе использования механизма взаимосвязи и соподчинения напряженно-деформированного состояния территории, динамики и кинематики современных разноранговых пространственно-временных, неустойчивых подвижных блоков земной коры, как следствия разноуровневых и разномасштабных процессов передачи энергии и переноса вещества.

Для обеспечения геодинамической безопасности на объектах нефтегазового комплекса необходимо проведение специальных исследований, включающих в себя: оценку геодинамического режима региона добычи и хранения углеводородов, а также по трассам трубопроводов. Исследова-

ния могут включать: оценку исходного напряженно-деформированного состояния пород коллектора и вмещающего массива; тенденции и механизмы (модели) деформирования их вследствие добычи нефти и газа; оценку геодинамических рисков; обоснование безопасного расположения объектов нефтегазового и разработку превентивных безопасных мероприятий по обеспечению безопасности добычных и транспортных работ и устойчивости основных конструкций и сооружений; геодинамический мониторинг добычи и транспортирования углеводородного сырья (Мельников и др., 2009).

Подземные хранилища газа (ПХГ), как объекты нефтегазового комплекса, являются источниками мощного техногенного воздействия на геологическую среду. Циклический режим работы хранилища нарушает природное неустойчивое равновесие среды. В пластах нарушаются взаимодействия между вмещающими породами, подземными водами, органическим веществом и растворенными газами (Казанкова и др., 2000; Казанкова и др., 2016).

Подземные хранилища газа, по сути происходящих процессов, являются сложными системами, поведение которых обуславливается воздействием внешних и внутренних факторов. Эти системы требуют постоянного контроля за поведением искусственных залежей, состоянием покрышек и заколонного пространства скважин, а также за горизонтальным и вертикальным перемещением флюидов при возникновении перепадов давления (Евик и др., 2009). Изучение роли геодинамических процессов позволит определить масштаб возможных негативных ситуаций при эксплуатации ПХГ. Знание особенностей геодинамических условий, изучение влияния антропогенной деятельности на состояние окружающей среды, определение критериев, оценок устойчивости и предельных нагрузок на геологические системы позволит обосновать масштабы негативных последствий экологически неоправданного хозяйственного использования территории.

На основе районирования территории Восточно-Европейской платформы и Северо-Кавказской НГП по степени геодинамической неустойчивости установлены условия размещения девяти подземных хранилищ газа (табл. 1, рис. 1) (Казанкова и др., 2009; Казанкова и др., 2016).

Таблица 1. Геолого-геодинамические условия размещения подземных хранилищ газа.

Table 1. Geological and geodynamic conditions of underground gas storage.

№ п/п	ПХГ	Геологические условия создания ПХГ	Геодинамические условия создания ПХГ
1	Невское	В водоносном пласте	В условиях сдвиговых деформаций и вертикальных колебаний
2 3 4	Калужское Якшуновское Щелковское	В водоносных пластах	В условиях вертикальных колебаний и сдвиговых деформаций
5 6	Касимовское Увязовское	В водоносных пластах	В условиях нелинейного сжатия и сдвиговых деформаций
7 8 9	Кущевское Краснодарское Северо-Ставропольское	В истощенных газоконденсатных месторождениях В истощенном газовом месторождении	Территория возможной сейсмической активности. В условиях сдвиговых деформаций

В изменении характеристик геологической среды при работе подземных хранилищ газа особенно велика роль флюидов. Как отбор, так и закачка газа в пласт изменяют объем трещинного и порового пространства, внутрипластовое давление, свойства самого флюида. Эти процессы протекают гораздо быстрее и контрастнее, чем естественные геодинамические и, таким образом, возникает несогласованность техногенных воздействий на среду с ее естественным состоянием.

Геологическими причинами перетоков и утечек газа за пределы пласта-коллектора, могут быть: наличие ослабленных проницаемых зон и тектонических нарушений, непосредственный контакт продуктивного пласта с проницаемыми отложениями, наличие литологических «окон» (в основном песчаных) в основной покрышке, непосредственно перекрывающей пласт-коллектор, опесчанивание пород покрышек и другие.



Рис. 1. Геодинамическая карта Восточно-Европейской платформы (уменьшено с масштаба 1: 5 000 000) (Казанкова и др., 2016).

1 – территория условно геодинамической неустойчивости, 2 – территория геодинамической неустойчивости, 3 – территория повышенной геодинамической неустойчивости, 4 – территория вероятной сейсмической активности, 5 – складчатые обрамления платформы; участки возможного возникновения короткопериодных деформаций, связанных с преобладанием: 6 – вертикальных движений, 7 – сдвиговых смещений, 8 – растягивающих напряжений, 9 – напряжений сжатия; 10 – подземные хранилища газа (1 – Невское, 2 – Калужское, 3 – Якушунское, 4 – Щелковское, 5 – Касимовское, 6 – Увязовское, 7 – Кушевское, 8 – Краснодарское, 9 м Северо-Ставропольское ПХГ).

Fig. 1. Geodynamic map of the East European platform (reduced from scale 1: 5 000 000) (Kazankova et al., 2016).

1 – the territory of conditionally geodynamic instability, 2 – the territory of geodynamic instability, 3 – the territory of increased geodynamic instability, 4 – the territory of probable seismic activity, 5 – folded framing of the platform; areas of possible occurrence of short-period deformations associated with the predominance of: 6 – vertical

movements, 7 – shear displacements, 8 – tensile stresses, 9 – compression stresses; 10 – underground gas storage (1 – Nevskoe, 2 – Kaluzhskoe, 3 – Yakshunovskoe, 4 – Schelkovskoe, 5 – Kasimovskoe, 6 – Uvyazovskoe, 7 – Kushchevskoe, 8 – Krasnodarskoe, 9 – Severo-Stavropol'skoe UGS).

Вертикальные перетоки газа, по-видимому, инициируются частичным снятием давления над газовой залежью. Так как скорость проникновения газа в отдельные литологические пакки неодинакова, то избыточное давление при закачке и пониженное в конце отбора создают дополнительные возможности для перетоков и утечек газа.

За годы многолетней эксплуатации подземных хранилищ газа стала ясна тенденция усиления ряда неблагоприятных факторов, отражающая проникновение углеводородов в верхние горизонты. В настоящее время на всех хранилищах отмечается наличие водорастворенного газа в водоносных горизонтах, расположенных выше пласта-коллектора. Результаты приповерхностной газовой съемки на отдельной группе действующих ПХГ показывают, что миграция газа достигает верхнего слоя почвы и атмосферного воздуха.

С позиции нелинейной геодинамики установлены возможные направления перетоков флюидов. На Невском ПХГ вероятное субширотное западное – северо-западное направление. На Калужском, Якушунском и Щелковском ПХГ – северо-восточное – юго-западное, на Касимовском в юго-западное, на Кушевском, Краснодарском и Северо-Ставропольском в западном и восточном направлениях.

Чрезвычайно сложное взаимодействие в природно-технических системах природных объектов и видов технической деятельности определяет сложность ее изучения и определения порога опасности. Подземные хранилища газа представляют собой природно - технические системы, характеризующиеся тесной взаимозависимостью с активной, нелинейной и изменчивой во времени геолого-геофизической средой, установленными связями составляющих их элементов и конкретными механизмами реализации этих связей.

Исследования позволяют оценить степень вовлеченности геодинамических процессов различного масштаба в процесс функционирования объектов нефтегазового комплекса, что позволяет прогнозировать развитие техногенной ситуации. Изучение роли геодинамических процессов в формировании проницаемых участков позволит определить масштаб возможных негативных ситуаций при эксплуатации ПХГ.

Принимая во внимание возможность возникновения межпластовых перетоков (худший вариант) пластовых флюидов и зная основные продукты загрязнения (углеводородный газ, метанол, фенол и другие), можно прогнозировать (моделировать) возможные условия загрязнения окружающей среды еще на стадии проектирования подземных хранилищ газа.

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)»)

Литература

1. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М. Изд-во: ГЕОС. 2001. 312 с.
2. Евик В.Н., Варягов С.А., Павлюкова И.В., Смирнов Ю.Ю. Мониторинг геологической среды при эксплуатации Щелковского подземного хранилища газа. Сборник научных трудов. Серия Нефть и газ. Ставрополь: Изд-во СевКавГТУ. 2009. Вып. №2. С 18–24.
3. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.В. Введение в нелинейную геологию. Апатиты: КНЦ РАН. 1996. 185 с.
4. Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В. Геоэкологические проблемы Невского подземного хранилища газа с позиции нелинейной геодинамики / Сергеевские чтения. Инженерная геология и геоэкология. Фундаментальные проблемы и прикладные задачи. Сб. ст. М.: РУДН. Ответственный редактор В.И. Осипов. 2016. С. 293–298.
5. Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В. Геоэкологические проблемы подземного хранения газа в России // Геология нефти и газа. 2016. № 3. С. 102–108.
6. Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В. Геоэкологические проблемы подземных хранилищ газа (на примере Московского региона) / Бюллетень МОИП. М. 2009. Отдел биологический. Т. 114. Вып. 3. Приложение 1. Ч. 1. С. 388–397.
7. Казанкова Э.Р., Судо Р.М. Нелинейная геодинамика и экология недр (с позиции самоорганизации полей напряжений) / Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Сб. ст. М.: ГЕОС. 2000. С. 359–364.
8. Мельников Н.Н., Калашник А.И., Калашник Н.А. Техногенные геодинамические процессы при освоении нефтегазовых месторождений шельфа Баренцева моря. М. Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 4. С. 601–608.

Универсальный подход к автоматическому трехмерному геологическому картированию

Калашников А.О.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalashnikov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Описан подход к автоматическому трёхмерному геологическому картированию, годный для разных типов данных, рудных объектов разного генезиса и строения. Его суть состоит в следующем: выделение переменных, достаточно точно определяющих тип пород; геостатистический анализ и интерполяция этих переменных в единую блочную модель; нахождение функции, переводящей эти переменные в типы пород, и ее приложение к блочной модели; визуализация. Предлагаемый подход можно использовать для минералогических и геохимических данных; для случаев, когда имеются эталонные выборки типов пород и когда таких выборок нет; также возможно картирование разрывных нарушений. Разработанный подход апробирован на трех рудных объектах различного строения и генезиса: Ковдорском бадделеит-апатит-магнетитовом месторождении (фоскорит-карбонатитовый шток), Ловозерском эвдиалитовом месторождении (лополит нефелиновых сиенитов) – Мурманская область, Большетроицком месторождении богатых железных руд (кора выветривания железистых кварцитов, Белгородская область).

Ключевые слова: геологическое картирование, рудные месторождения, Ковдорский массив, Ловозерский массив, Белгородский железорудный район.

A universal approach to the automatic 3D geological mapping

Kalashnikov A.O.

Geological institute KSC RAS, Apatity, kalashnikov@geoksc.apatity.ru

Abstract. The universal approach to automatic three-dimensional geological mapping is described. It is suitable for different types of data, ore objects of different genesis and structure. The approach consists of the following steps: (1) selection of variables that determine rock types quite accurately, (2) geostatistical analysis and interpolation of these variables into a block model, (3) finding a function that converts these variables to rock types and its application, (4) visualization. The proposed approach can be used for mineralogical and geochemical data; for cases when there is reference sampling of rock types and when there is no such sampling. Automatic 3D mapping of fault networks is also possible. The developed approach was tested on three ore objects of various structures and genesis: Kovdor baddeleyite-apatite-magnetite deposit (phoscorite-carbonatite stock), Lovozero eudialyte deposit (nepheline syenite lopolith) – Murmansk region, Bolshetroitskoe high-grade iron ore deposit (weathered crust of BIF, Belgorod region).

Key words: geological mapping; ore deposits; Kovdor massif; Lovozero massif; Belgorod iron ore district.

Технологии пространственного анализа и картирования бурно развиваются с начала 21 века. Однако, геологические карты существенно зависят от субъективных факторов, таких, как теоретический базис авторов, принятая концепция происхождения геологического объекта и т.п. Подобная проблема присутствует и при построении трехмерных геологических моделей, что особенно важно для моделирования месторождений, поскольку модель влияет на подсчет запасов, стратегию добычи и, следовательно, на рентабельность разработки месторождения в течение всего времени его эксплуатации. Одним из путей к минимизации влияния подобных факторов на модели месторождений является автоматизация моделирования. Несмотря на значительный прогресс в автоматизации и общую ориентированность на data-driven подход, для большинства методов автоматического картирования и моделирования требуются серьезные экспертные решения, априорные правила или отрицанные вручную опорные разрезы (Calcagno et al., 2008; Kessler et al., 2009; Ming et al., 2010). Для преодоления этой проблемы я разработал подход, который позволяет моделировать геологический объект, исходя почти исключительно из эмпирических данных.

Общая последовательность действий:

1. Выбор переменных, на основании которых можно определить тип пород.

2. Геостатистический анализ каждой переменной.
3. Интерполяция всех переменных в единую блочную модель.
4. Нахождение функций, переводящий набор данных (для конкретной точки) в тип породы.
5. Приложение найденной функции к каждому блоку блочной модели.
6. Визуализация результата.

Наиболее сложным и нетривиальным шагом является п. 4, и не всегда эта задача решается. Ситуации с нахождением этих функций можно описать, по возрастанию сложности их нахождения, следующим образом.

В идеальном случае, для рудного объекта имеется набор достаточно плотно и равномерно расположенных данных о модальном содержании порообразующих минералов в породе, и к тому же для данного класса пород имеется общепринятая международная классификация по модальному составу. В итоге, автоматическое 3D картирование сводится к интерполяции модального содержания каждого минерала и применению существующей классификации к каждому блоку.

Следующий по сложности случай (и, видимо, наиболее распространенный) – имеется набор данных, косвенно отражающих модальный состав пород – это обычно массово определяемый химический состав пород и/или результаты геофизического исследования скважин; плюс имеется набор гораздо более редко отобранных эталонных проб, для которых определен модальное содержание минералов и тип пород. Таким образом, требуется найти функцию, переводящую химический состав пород (и/или их физические свойства) в тип пород по эталонной выборке. Эта задача известна в технологической минералогии как *chemistry-to-mineral conversion* (см., например, (Whiten, 2007)).

И самый сложный случай, когда эталонной выборки нет или она некондиционная (определения пород описательные, проведены на глаз и т.п.). Тогда приходится решать задачу кластеризации данных.

Для обоснования предлагаемого подхода мы опробовали его на данных, отражающих все перечисленные случаи. При этом для исследования были выбраны принципиально разные рудные объекты – Ловозерское эвдиалитовое месторождение (лакколлит нефелиновых сиенитов), Ковдорское бадделеит-апатит-магнетитовое месторождение (фоскорит-карбонатитовый шток) – Мурманская область, и Большетроицкое месторождение богатых железных руд (кора выветривания железистых кварцитов, Белгородская область).

Самый простой случай – автоматическое 3D картирование Аллуйвского участка Ловозерского эвдиалитового месторождения. Исходными данными были количественные определения модального содержания порообразующих минералов (калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин, амфиболы, эвдиалит) в породах Аллуйвского участка месторождения по микрофотографиям и BSE-изображениям комбинированных шлифов (275 образцов). Эти содержания непосредственно интерполировались в 3D блочную модель. Также учитывались и отдельно интерполировались два структурных признака – наличие мелкозернистой и пойкилитовой структуры. Пересчет минерального состава в типы пород проводился в соответствии Международной классификацией магматических горных пород (Le Maitre, 2002). Результат – широтный разрез Аллуйвского участка – показан на рисунке 1. С помощью предлагаемого подхода удалось выявить субгоризонтальное тело метасоматитов (предположительно реликт ксенолита пород ловозерской свиты) и зону мелкозернистых нефелиновых сиенитов в основании Эвдиалитового комплекса (Михайлова и др., 2019).

Следующий по сложности случай – Ковдорское бадделеит-апатит-магнетитовое месторождение (Мурманская область), приуроченное к одноименному фоскорит-карбонатитовому штоку. Густота опробования с непосредственным определением модального состава пород оказалась недостаточной для геологического моделирования в заданном масштабе, поэтому пришлось привлекать данные по химическому составу пород, с сетью опробования более чем в три раза плотнее. Исходными данными для геологического моделирования являлись результаты химического анализа пород (13 компонентов) по керну 108 скважин (1846 интервалов общей длиной около 30 км) и эталонное точечное опробование (550 образцов) с определением модального содержания порообразующих минералов (карбонаты, магнетит, апатит, форстерит) по микрофотографиям шлифов и

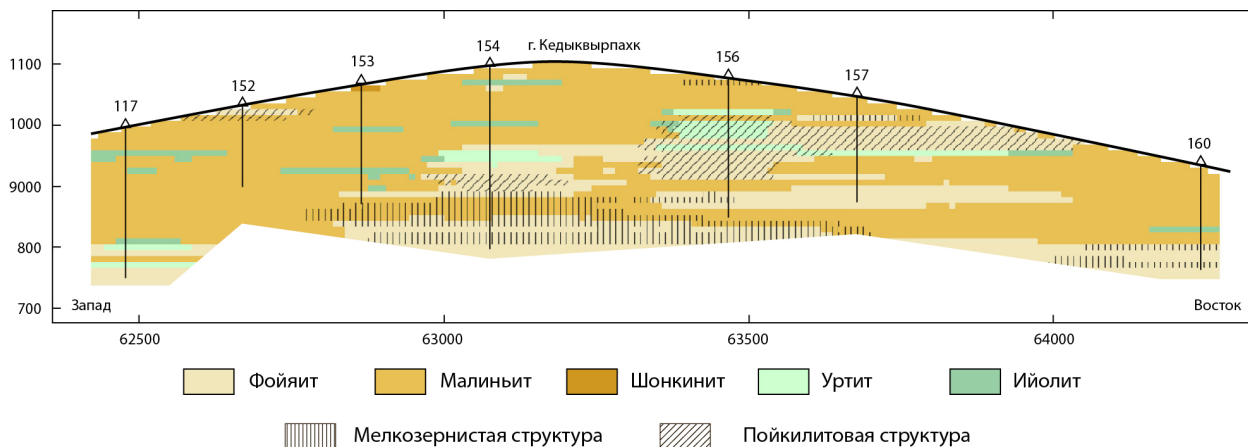


Рис. 1. Широтный разрез 3D геологической модели Аллуайвского участка Ловозерского эвдиалитового месторождения пород (Pakhomovsky et al., 2018).

Fig.1. Latitudinal cross-section of the 3D geological model of the Lovozero Eudialite deposit, the Alluaiv site (Pakhomovsky et al., 2018).

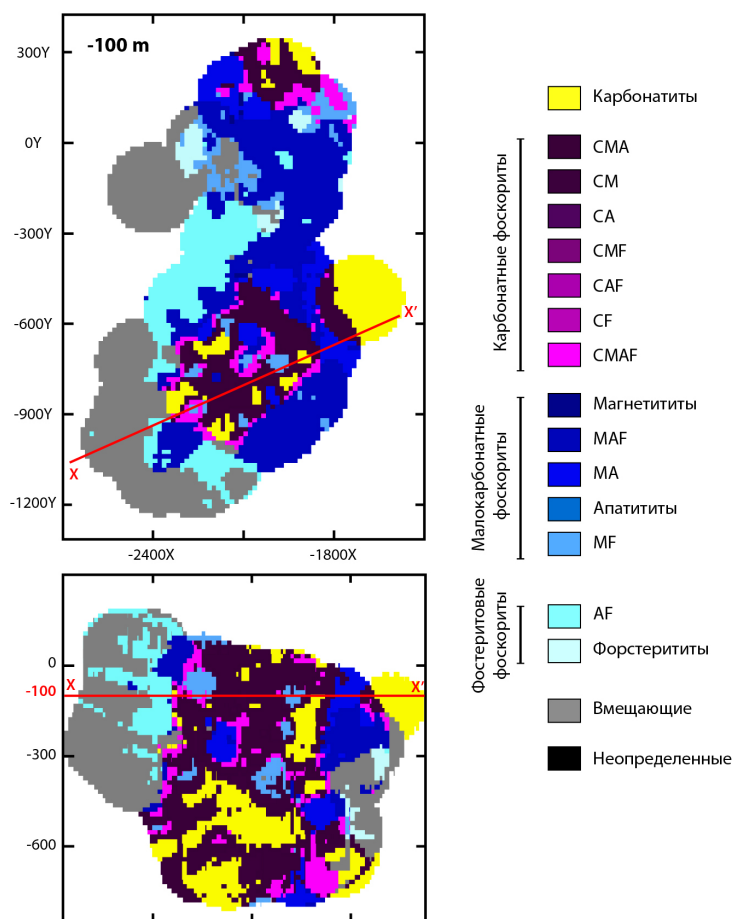


Рис.2. Разрез и план 3D геологической модели Ковдорского бадделеит-апатит-магнетитового месторождения, по (Kalashnikov et al., 2017). Индексы в названии типов пород: С – карбонаты, М – магнетит, А – апатит, F – форстерит.

Fig. 2. Vertical and horizontal cross-section of the 3D geological model of the Kovdor baddeleyite-apatite-magnetite deposit (Kalashnikov et al., 2017).

BSE-изображениям. Далее с помощью метода искусственных нейронных сетей находилась функция, переводящая химический состав пород в минеральный, который, в соответствии с рекомендациями Международной классификации магматических горных пород, пересчитывался в тип пород (Kalashnikov et al., 2017). Вертикальное и горизонтальное сечений полученной 3D геологической модели показано на рисунке 2.

Большетроицкое месторождение богатых железных руд в коре выветривания железистых кварцитов (Белгородская область) – самый сложный случай для предлагаемого подхода. Визуальное определение минерального состава тонкозернистых, вторично измененных пород коры выветривания недостаточно точен для петрографически корректного названия пород, поэтому пришлось использовать только химический состав пород без эталонной («обучающей») выборки. Исходными данными являлись результаты химического анализа на 10 химических компонентов 1029 интервалов 28 скважин разведочного бурения (около 4 км керн). Разбиение на типы пород (задача кластеризации данных, «обучение без учителя») проводилось с помощью метода искусственных нейронных сетей – самоорганизующейся карты Кохоннена (Калашников, Никулин, 2018). Один из разрезов полученной 3D геологической модели показан на рисунке 3.

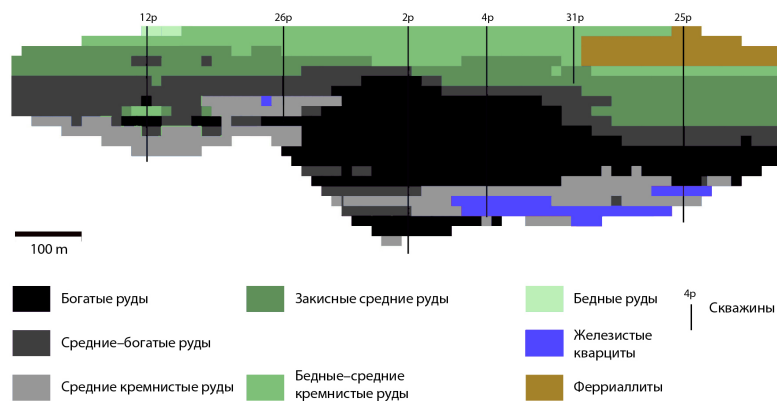


Рис. 3. Разрез 3D геологической модели Большетроицкого месторождения богатых железных руд, Белгородская область (Калашников, Никулин, 2018).

Fig.3. Longitudinal cross-section of the 3D geological model of the Bolshetroitskoe high-grade iron ore deposit, Belgorod region (Калашников, Никулин, 2018).

В рамках развиваемого подхода можно также автоматически картировать и разломную сеть. Признаки разрывных нарушений, наблюдающиеся в керне скважин, интерполируются в блочную модель как вероятность их наблюдения (на шкале от 0 до 1). Полученный набор блоков со значением больше некоторого выбранного порога (например, 0.95) аппроксимируется набором поверхностей типа сплайн. Внутри каждого «тектонического блока» (т.е. блока, отделенного от других поверхностями разрывных нарушений) интерполяция прочих переменных (минеральный и химический состав пород, структурно-текстурные особенности) должна проводиться отдельно.

Исследование показало, что предлагаемый подход работает в широком диапазоне входных данных. Он применим для прямого пересчета минерального состава пород в типы пород; для косвенного определения типов пород по химическому составу пород – как с обучающей выборкой, так и без неё. Также он позволяет учитывать при картировании структурно-текстурные и другие «качественные» признаки. Дальнейшим направлением исследования будет являться применение подхода к картированию реальных разломных сетей и сложных складчатых толщах, как в двух, так и в трех измерениях.

Исследования проводились в рамках научной темы ГИ КНЦ РАН 0226-2019-0051 при финансовой поддержке Российским научным фондом, грант 16-17-10173.

Литература

1. Калашников А.О., Никулин И.И. Выделение типов пород по геохимическим данным с помощью искусственной нейронной сети (на примере Большетроицкого месторождения богатых железных руд, Белгородская область) // Труды Ферсмановской научной сессии. 2018. Т. 15. С. 168–171.
2. Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Калашников А.О., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Циркониевая минерализация в аповулканических метасоматитах Ловозерского щелочного массива // Труды Ферсмановской научной сессии. 2019. № 16.
3. Calcagno P., Chilès J.P., Courrioux G., Guillen A. Geological modelling from field data and geological knowledge. Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2008. V. 171. P. 147–157.
4. Kalashnikov A.O., Ivanyuk G. Yu., Mikhailova J. A., Sokharev V. A. Approach of automatic 3D geological mapping: the case of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 6893.
5. Kessler H., Mathers S., Sobisch H.-G. The capture and dissemination of integrated 3D geospatial knowledge at the British Geological Survey using GSI3D software and methodology // *Computers & Geosciences*. 2009. T. 35. № 6. С. 1311–1321.
6. Le Maitre R.W. (Ed.) *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. New York: Cambridge University Press. 2002. 236 p.
7. Ming J., Pan M., Qu H., Ge Z. GSIS: A 3D geological multi-body modeling system from netty cross-sections with topology // *Computers & Geosciences*. 2010. V. 36. P. 756–767.
8. Pakhomovsky Y.A., Panikorovskii T. L., Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Yu., Mikhailova J. A., Krivovichev S. V., Bocharov V. N., Kalashnikov A. O. Selivanovaite, $\text{NaTi}_3(\text{Ti,Na,Fe,Mn})_4[(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4(\text{OH,H}_2\text{O})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, a new rock-forming mineral from the eudialyte-rich malignite of the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) // *European Journal of Mineralogy*. 2018. V. 30. P. 525–535.
9. Whiten B. Calculation of mineral composition from chemical assays // *Miner. Process. Extr. Metall. Rev.* 2007. 29(2). P. 83–97.

Таллиевая минерализация на Оленинском золоторудном проявлении, пояс Колмозеро-Воронья

Калинин А.А., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Таллиевая минерализация установлена в кварцевых метасоматитах, образующих эллипсоидальной формы обособления среди турмалин-мусковит-кварцевых сланцев. Изучен химический состав золота и серебра, молибденита и таллиевых фаз – сульфидов и арсенатов – в кварцевых метасоматитах. Молибденит отличается высоким содержанием селена и рения. Таллий установлен в дисульфидизированном пирротине (до 32 мас. %), в халькопирите на границе с пиритом, в самородном золоте, в гессите, в сульфидах серебра и железа, а также в кислородсодержащих фазах (арсенатах), по составу близких к таллиумфармакосидериту. Примесь таллия в самородном золоте отмечена впервые. Таллийсодержащие сульфиды и арсенаты развиваются по самородному золоту, арсенопириту, пириту в виде кайм мощностью в несколько микрометров.

Ключевые слова: пояс Колмозеро-Воронья, Оленинское рудопроявление, золото, серебро, молибденит, таллий, таллиумфармакосидерит.

Thallium mineralization in the Oleninskoe gold prospect, Kolmozero–Voronya belt

Kalinin A.A., Savchenko Ye.E.

Geological institute KSC RAS, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru

Abstract. Mineralization of thallium was found in quartz metasomatic rocks, which form ellipsoid bodies in quartz-muscovite-tourmaline schists. Chemical composition of native gold (electrum), molybdenite, and thallium sulfides and arsenates was studied. The molybdenite is rich in Se and Re. Thallium was found in marcasite (up to 32%), in chalcopyrite at the boundary with pyrite, in native gold (the first finding in the world), in hessite, in sulfides of Ag and Fe, and in arsenates, close to thalliumpharmacosiderite. Tl-bearing mineral phases develop as rims in grains of electrum, arsenopyrite, and, rarely, pyrite.

Key words: Kolmozero-Voronya belt, Oleninskoe occurrence, gold, silver, molybdenite, thallium, thalliumpharmacosiderite.

Оленинское рудопроявление золота расположено в северо-западной части пояса Колмозеро-Воронья вблизи узла пересечения тектонических нарушений северо-западного простирания, ограничивающих толщу амфиболитов хр. Оленьего, с крупным субмеридиональным разломом Грибное-Лешая. Особенности геологического строения рудопроявления Оленинское рассмотрены в работах (Волков, Новиков, 2002, Галкин, 2006, Калинин и др., 2010 и др.). Рудопроявление приурочено к толще амфиболитов хр. Оленьего, среди которых отмечаются согласные простиранию толщи тела метапироксенитов и метаперидотитов. С южной стороны толща амфиболитов граничит с андалузит-биотитовыми плагиогнейсами поросозерской серии, с севера – с толщей переслаивания амфиболитов и кордиерит-биотитовых, андалузит-биотитовых, частью с гранатом и ставролитом плагиогнейсов и сланцев. Геологическая структура рудопроявления существенно осложнена согласными телами (дайками) гранит-порфиоров, вмещающими породами для которых служат как амфиболиты, так и глиноземистые сланцы, мощность даек от 0.1 до 5-6 метров.

Минерализация золота на рудопроявлении контролируются зонами кислотного выщелачивания амфиболитов хр. Оленьего и гранит-порфиоров. Золоторудная зона представляет собой серию сближенных линзовидных тел на площади 300×50 м. Ориентировка рудной зоны в пространстве в целом соответствует общему директивному северо-западному простиранию пояса Колмозеро-Воронья. Зоны минерализованных кварцевых, турмалин-кварцевых и турмалин-мусковит-кварцевых метасоматитов по отношению к вмещающим амфиболитам занимают секущее положе-

ние под острым углом 5-10 градусов и образуют систему из трех эшелонированных линз. Мощность выходящих на поверхность линзовидных рудных тел 1.8-3.5 м при протяженности до 50 м.

Строение средней из трех линз зональное: ее центральная зона сложена турмалин-мусковит-кварцевыми сланцами-метасоматитами, форма этой зоны сложная – с раздувами до 1 м и пережимами до 5 см. Кварцевые метасоматиты развиваются в виде прерывистой зоны мощностью до 10 см по контакту мусковит-кварцевых метасоматитов с вмещающими амфиболитами. Внешняя зона сложена биотитизированными амфиболитами, мощность зоны интенсивной биотитизации до 20 см. Для всех измененных пород характерна пирротин-арсенопиритовая минерализация с золотом, а богатая сурьмяно-серебряная минерализация, описанная нами ранее (Калинин и др., 2017), приурочена к маломощной и прерывистой зоне кварцевых метасоматитов. Для турмалин-мусковит-кварцевых метасоматитов характерно содержание золота 1-3 г/т и выше, а в кварцевых метасоматитах повышается до более 80 г/т.

Среди турмалин-мусковит-кварцевых метасоматитов отмечены эллипсоидальной формы обособления кварца размером до 30 см по длинной оси и до 20 см по малой оси, обтекаемые сланцеватостью вмещающих сланцев. В отличие от зоны кварцевых метасоматитов, кварц в таких желваках не тонкозернистый, а среднезернистый до крупнозернистого, темно-серый до черного, полупрозрачный. Кроме кварца в составе породы отмечены альбит, турмалин и рудные минералы, но они вместе составляют менее 10 % объема породы.

Эти кварцевые обособления отличаются от турмалин-мусковит-кварцевых, турмалин-кварцевых и кварцевых метасоматитов по своим геохимическим характеристикам и по составу рудной минерализации. Содержание свинца и сурьмы (а также висмута) здесь низкое, соответственно, отсутствуют минералы группы сульфоселей. Кроме того, содержание практически всех литофильных и сидерофильных металлов существенно ниже, чем во вмещающих породах, но повышено содержание золота, серебра, теллура, хрома и молибдена.

Состав рудной минерализации изучался в аншлифах – приполированных сколках образцов – и в искусственных аншлифах, изготовленных из концентратов тяжелой немагнитной фракции после деления проб в жидкости Клеричи (АК-711) или бромформе (АК-710).

Основные минералы в составе рудной минерализации описываемых кварцевых обособлений – арсенопирит, пирит, пирротин, второстепенные – халькопирит, сфалерит, золото (электрум), гессит, молибденит, ютенбогардит, акантит, редкие – кервеллеит, калаверит, петцит, ковеллин, гудмундит, аурустибит, леллингит, пентландит, самородные мышьяк и висмут. Из минералов класса оксидов установлены магнетит, ильменит, рутил, ганит. Выделения рудных минералов тяготеют к зернам силикатных минералов – альбита и турмалина, в которых образуют тонкую обильную вкрапленность, реже развиваются в межзерновом пространстве кварца.

Принципиально важным отличием минерализации кварцевых обособлений является относительно широкое развитие пирита, отсутствующего в других породах рудопроявления. Появление пирита свидетельствует о снижении температуры рудообразования по сравнению с вмещающими породами и/или о повышении активности серы.

Для электрума (20 проанализированных на САМЕСА зерен) по содержанию золота выделяется три частотных максимума: 35-36 мас. %, 43-53 мас. % и 59-66 мас. %. Многие выделения электрума неоднородны, их внешние зоны обогащены серебром по сравнению с центральными.

Молибденит по составу отличается от молибденита расположенного неподалеку медно-молибденового рудопроявления Пеллапахк (Белолипецкий и др., 1987) весьма высоким содержанием селена 6-12 мас. % и наличием примеси Re до 0.35 мас. % (табл. 1). Молибденит с такими же особенностями химического состава был описан нами ранее на Озерном рудопроявлении пояса Салла-Куоляярви (Калинин и др., 2013).

Отличительной особенностью рудной минерализации в рассматриваемых кварцевых обособлениях является присутствие таллийсодержащих фаз. Стоит подчеркнуть, что таллиевые фазы отмечены не только в той пробе, которая делилась в жидкости Клеричи (эта жидкость представляет собой водный раствор, содержащий равные доли формиата и малоната таллия), но и в другой, де-

лившейся в бромформе, поэтому нельзя говорить о развитии таллиевых фаз в результате реакции минералов с жидкостью Клеричи.

Таблица 1. Состав молибденита (MS-46 CAMECA, мас. %) рудопроявлений Оленинское, Пеллапахк и Озерное.

Table 1. Composition of molybdenite from the Oleninskoe, Pellapahk, and Ozernoe prospects, wt. %.

	Оленинское			Пеллапахк		Озерное	
Fe	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.08
Ni	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	56.17	55.21	57.47	60.25	60.25	55.91	55.48
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Re	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.14
S	35.48	31.91	36.17	39.74	39.19	32.08	37.95
Se	6.90	12.65	6.66	0.00	0.03	12.12	6.42
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.98	99.78	100.30	100.05	99.47	100.44	100.07
Коэффициенты кристаллохимической формулы							
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.98	1.00	0.99	1.01	1.03	1.01	0.91
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Re	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	1.85	1.72	1.86	2.00	2.00	1.73	1.87
Se	0.15	0.28	0.14	0.000	0.00	0.27	0.13
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Геохимия и минералогия таллия изучены сравнительно слабо. Таллий относится к рассеянным элементам и добывается не из собственных минералов, а из сульфидных концентратов, чаще всего как побочный продукт переработки свинцово-цинковых и медных руд, где содержание таллия находится на уровне нескольких граммов на тонну. Собственные минералы таллия (их около 30)

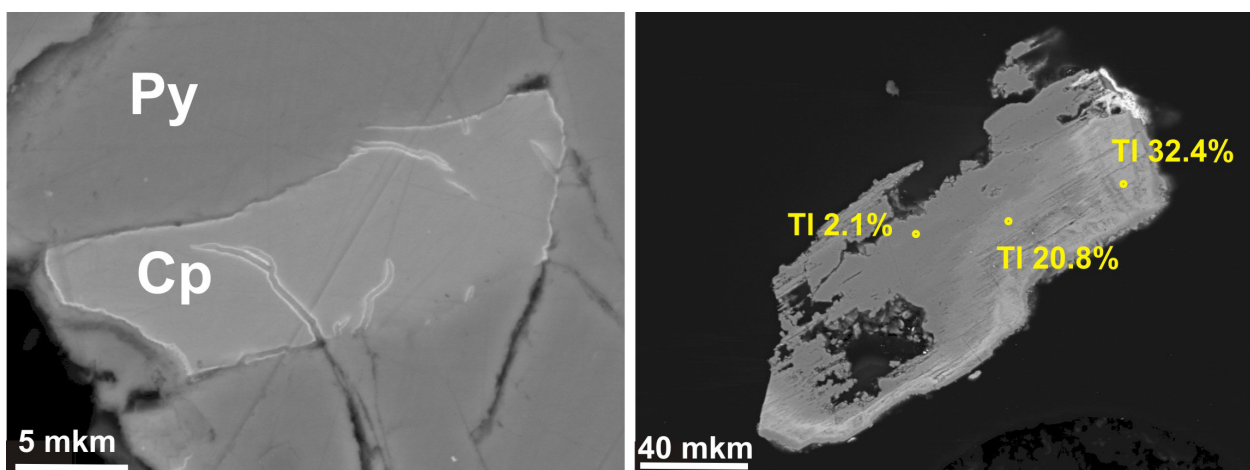


Рис. 1. Слева – развитие таллиевой фазы по границе включения халькопирита в пирите, справа – зерно таллийсодержащего дисульфидизированного пирротина с зональным распределением примеси, BSE-фото. Py – пирит, Cp – халькопирит.

Fig. 1. Thallium-bearing phase at the boundary of chalcopyrite and pyrite (on the left) and Tl-bearing grain of disulfidized pyrrhotite with zonal distribution of the trace element, BSE-image. Py – pyrite, Cp – chalcopyrite (on the right).

Таблица 2. Состав таллийсодержащих фаз рудопроявления Оленинского.
 Table 2. Composition of Tl-bearing mineral phases from the Oleninskoe prospect.

	Золото		Гессит	Марказит*	Фаза «А»					Фаза «В»			Фаза «С»
Fe	2.12	2.91	н.о.	31.50	0.63	0.89	0.65	н.о.	1.24	20.28	12.89	8.60	0.35
Ni	н.о.	н.о.	н.о.	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7.48	н.о.	2.06	н.о.	н.о.	н.о.
Ag	17.16	14.86	58.05	н.о.	37.71	29.30	55.66	52.39	40.11	29.94	33.18	20.75	60.68
Au	74.73	74.36	2.58	н.о.	42.25	38.36	30.05	7.21	46.00	н.о.	16.50	40.17	21.11
Hg	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.07	н.о.
Tl	5.34	6.95	3.06	32.37	8.10	22.56	3.63	19.43	3.71	32.15	22.88	18.45	2.99
Al	н.о.	0.11	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
As	0.66	0.80	н.о.	н.о.	1.31	0.19	н.о.	н.о.	1.26	0.17	0.24	н.о.	0.37
S	н.о.	н.о.	н.о.	34.98	10.96	8.71	10.00	11.02	7.68	15.41	14.32	8.96	14.50
Se	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2.47	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Te	н.о.	н.о.	36.31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Коэффициенты кристаллохимической формулы													
Fe	0.06	0.09	–	1.03	0.03	0.06	0.04	–	0.09	0.75	0.51	0.55	0.01
Ni	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cu	–	–	–	–	–	–	–	0.31	–	0.07	–	–	–
Ag	0.26	0.22	1.89	–	1.01	0.99	1.66	1.29	1.45	0.58	0.684	0.69	1.23
Au	0.62	0.61	0.05	–	0.62	0.71	0.49	0.10	0.91	–	0.19	0.73	0.23
Hg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.06	–
Tl	0.04	0.06	0.05	0.29	0.11	0.40	0.06	0.25	0.07	0.33	0.25	0.32	0.03
Al	–	0.01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Σ кат.	–	–	1.99	1.33	1.77	2.16	2.24	1.96	2.52	1.72	1.63	2.35	1.51
As	0.01	0.02	–	0.03	0.01	0.01	–	–	0.07	0.01	0.01	–	0.01
S	–	–	–	1.97	0.99	0.99	1.00	0.92	0.93	0.99	0.99	1.00	0.99
Se	–	–	–	–	–	–	–	0.08	–	–	–	–	–
Te	–	–	1.00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание: оценка составов выполнена на энергодисперсионной приставке Bruker X Flash-5010, состав золота – на MS-46 CAMECA; н.о. – элемент не определялся.

представлены преимущественно сложными сульфидами (с Fe, Pb, As, Sb) и их аналогами, известны также галогениды таллия, сульфаты и арсенаты. В Кольском регионе ранее были описаны только фазы таллия и палладия в Федорово-Панском расслоенном комплексе (Грошев и др., 2012).

На Оленинском рудопроявлении таллий установлен (табл. 2) в марказите (дисульфидизированном пирротине) (от 2 до 32 мас. %, рис. 1), в халькопирите на границе с пиритом (рис. 1), в самородном золоте (рис. 2), в гессите (около 2 мас. %), в сульфидах серебра и железа (возможно, среди них есть новые минеральные фазы), а также в кислородсодержащих фазах – арсенатах, по составу близких к таллиумфармакосидериту.

В одном из зерен золота размером около 0.2 мм установлена примесь таллия 5-6 мас. %. Ранее в мировой литературе примесь таллия в золоте не отмечалась. Зерно с примесью таллия имеет необычный красноватый оттенок и визуально похоже на самородную медь. Кроме таллия в этом золоте есть примеси железа около 2 мас. %, мышьяка, меди и сурьмы на уровне десятых долей % (табл. 2).

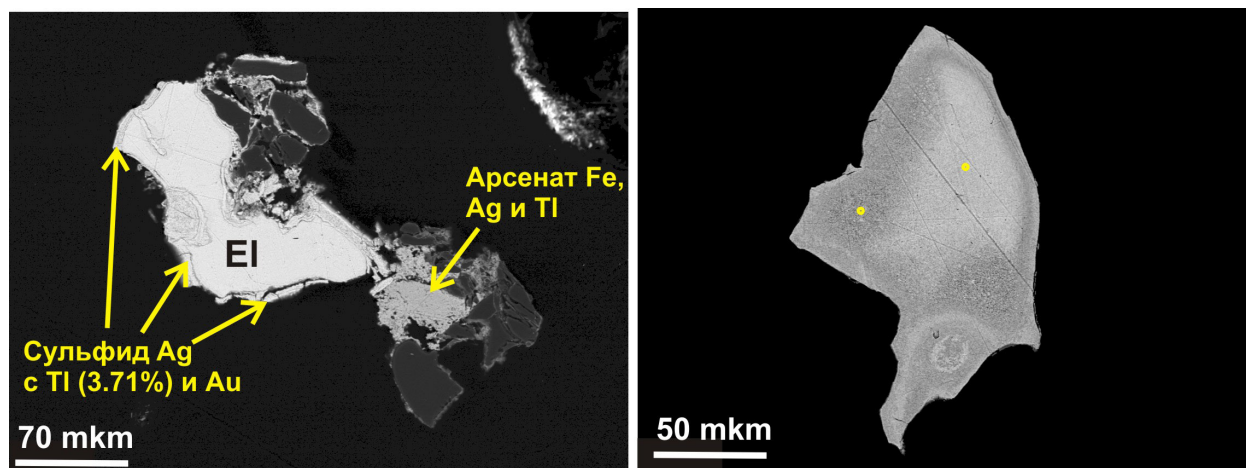


Рис. 2. Слева – развитие таллийсодержащего сульфида серебра и арсената Fe, Ag и Tl по электриту (EI); справа – золото с примесью таллия (помечены точки анализа), BSE-фото.

Fig. 2. Tl-bearing sulfide and arsenate of Fe, Ag, and Tl as a rim of electrum (EI) grain (on the left) and a grain of gold with the trace Tl (on the right, points of analyses are marked), BSE-image.

В виде кайм мощностью в первые микроны по зернам электрума, реже по арсенопириту и пириту, развиваются сульфиды серебра и железа с таллием и арсенаты железа и таллия. Сульфиды по соотношению металлов и серы близки к акантиту Ag_2S (табл. 2), но в группу катионов, кроме серебра, входят также таллий, золото, железо, медь. По аналогии с акантитом в значительной мере условно составы таллийсодержащих сульфидных фаз рассчитаны на сумму анионов, равную 1.

Зарегистрированный как минеральный вид водный арсенат железа и таллия носит название таллиумфармакосидерит $\text{TlFe}_4[(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_4]\cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Фаза, близкая по составу к таллиумфармакосидериту, установлена нами на Оленинском рудопроявлении. Кроме того, отмечена неизвестная фаза с высоким содержанием серебра (выше 30 мас. %) (рис. 2). В составе этой фазы установлены (САМЕСА MS-46, масс. %): Fe_2O_3 10.15, Tl_2O 30.32, Ag_2O 33.99, As_2O_5 13.97, а также примеси Sb и Au на уровне 0.2 %, сумма 88.93. Эта фаза может представить собой новый минеральный вид.

Литература

1. Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты: Изд-во КФАН СССР. 1987. 115 С.
2. Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412–424.
3. Галкин Н.Н. Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла. Кольский полуостров. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты. 2006. 22 С.
4. Грошев Н.Ю., Волошин А.В., Субботин В.В., Савченко Е.Э. Pd₂Tl и Pd₃Tl – новые интерметаллы в Фёдорово-Панском расслоенном комплексе. Труды IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 60-летию Геологического института КНЦ РАН. Апатиты, 2-3 апреля 2012 г. С. 238 – 241.
5. Калинин А.А., Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст / Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты. К&М. 2010. С. 51–59.
6. Калинин А.А., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Рений- и селенсодержащий молибденит рудопроявления Озерное в Салла-Куоляярвинской зоне, Северная Карелия // Записки РМО. 2013. №6. С. 105–115.
7. Калинин А.А., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Минералы благородных металлов в Оленинском рудопроявлении золота, пояс Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2017. № 1. С. 43–58.

Вязущие вещества на основе механоактивированных серпентинсодержащих горнопромышленных отходов

Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Серова Е.С.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

Аннотация. В работе изучена возможность использования механоактивированных серпентинсодержащих горнопромышленных отходов без их предварительного обжига в качестве высокодисперсной минеральной добавки при получении композиционных вязущих на основе портландцемента, а также в качестве исходного сырья при получении вязущих щелочной активации.

Ключевые слова: горнопромышленные отходы, механоактивация, антигорит, портландцемент, вязущие щелочной активации.

Binders based on mechanically activated serpentine-bearing mine wastes

Kalinkin A.M., Gurevich B.I., Kalinkina E.V., Zalkind O.A., Serova E.S.

Tananaev Institute of Chemistry -Subdivision of the Federal Research Centre KSC RAS, Apatity, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

Abstract. This work studies the possibility of using mechanically activated serpentine-bearing mining wastes without their prior roasting as a highly dispersed mineral additive to produce composite binders based on Portland cement, as well as a raw material to produce alkaline activation binders.

Key words: mining wastes, mechanical activation, antigorite, Portland cement, alkali-activated binders.

Введение

Актуальной задачей современного строительного материаловедения является разработка способов получения эффективных вязущих с применением горнопромышленных отходов. В данной статье представлены результаты наших исследований по использованию серпентинсодержащих хвостов обогащения сульфидных медно-никелевых руд комбината «Печенганикель» (ХО) в составе композиционного портландцемента (ПЦ) и вязущего щелочной активации. При получении вязущего щелочной активации кроме ХО для сравнения использовали также мономинеральную фракцию антигорита (массив Пильгуярви Кольского полуострова), который составляет основу ХО.

Минеральный состав компонентов, мас. %:

– клинкер: C_2S – 20, C_3S – 53, C_3A – 7, C_4AF – 12;

– ХО: антигорит 65-75; тальк 4-20; оливины, пироксены, амфиболы – 0.2-20; магнетит 5.0-15; сульфиды (пирротин, пирит, пентландит, халькопирит) – 1-3.

Химический состав компонентов приведен в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав компонентов, мас. %.

Table 1. Chemical composition of components, wt. %.

Компонент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	п.п.п.	Прочие
Клинкер	22.65	4.96	–	3.27	63.35	2.12	1.0	0.67	–	0.30	1.14	1.65	–
ХО	35.30	19.83	2.51	7.38	8.62	1.30	8.61	5.15	6.20	3.60	–	–	1.5
Антигорит	38.74	1.29	8.83	3.99	0.66	33.82	0.06	0.05	–	–	–	11.14	1.42

Для повышения реакционной способности ХО и антигорита использована механическая активация (МА) сырья без его предварительного обжига.

Смешанные цементы на основе ПЦ и ХО

Количество ХО, вводимых в ПЦ, изменяли от 5 до 70 мас. %. Приготовленные смеси подвергали совместной МА в лабораторной центробежно-планетарной мельнице АГО-2 (Аввакумов, 1986) в течение 240 с. Соотношение шары (диаметром 8 мм) : загрузка равнялось 6:1. Удельную поверхность ($S_{уд}$) смесей определяли по методу воздухопроницаемости.

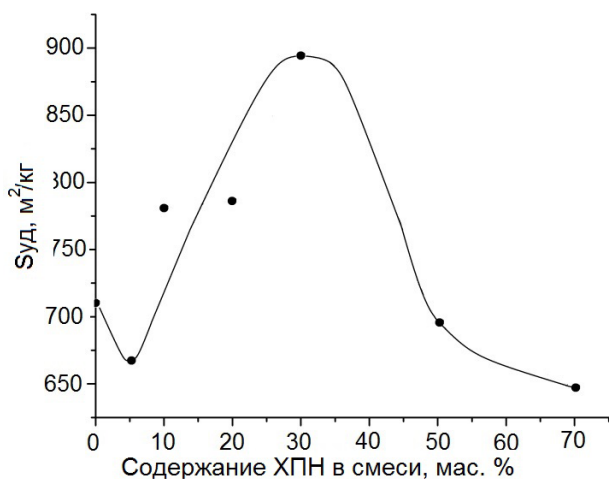


Рис. 1. Зависимость $S_{уд}$ смеси ПЦ-ХО при совместной МА в течение 240 с от состава смеси.

Fig. 1. Relation between S_{rel} of Portland cement and antigorite-bearing mixture after joint milling for 240 s as a function of the mixture composition.

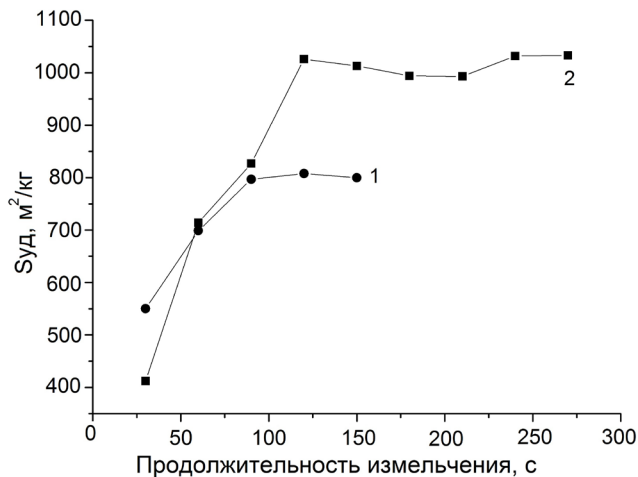


Рис. 2. Зависимость величины $S_{уд}$ клинкера и ХО при их раздельном помоле от времени измельчения: 1 – клинкер, 2 – ХО.

Fig. 2. Relation between S_{rel} of PC clinker (1) and antigorite-bearing tailings (2) as a function of the milling time in the course of separate milling.

Таблица 2. Влияние добавки ХО к ПЦ клинкеру и 5 мас. % гипса на прочность при сжатии ($R_{сж}$) образцов, твердеющих во влажных условиях ($В/Ц = 0.31$, состав 1:0).

Table 2. The effect of the addition of antigorite-bearing tailings to PC clinker with 5 wt.% of gypsum on compressive strength of samples hardened in wet conditions (water/cement=0.31, composition 1:0).

№ состава	Состав, мас. %		$S_{уд}$, м ² /кг	$R_{сж}$ через....сут, МПа				$R_{сж}$, % через....сут				$\Delta R_{сж}$, % через....сут			
	Клинкер	ХО		7	28	180	360	7	28	180	360	7	28	180	360
б/н	100	–	710	48.3	58.3	69.5	70.6	100	100	100	100	–	–	–	–
1	95	5	668	45.7	54.0	57.8	59.9	94.6	92.6	83.2	84.8	-0.4	-2.4	11.8	-10.2
2	90	10	781	55.7	60.3	61.2	68.9	115	103	88.1	97.6	25	13	1.9	7.6
3	80	20	786	39.4	51.9	52.0	68.5	81.6	89.0	74.8	97.0	1.6	9	5.2	17.0
4	70	30	894	40.9	41.9	45.7	50.7	84.7	71.9	65.8	71.8	14.7	1.9	4.2	1.8
5	50	50	697	34.2	42.8	41.1	45.1	70.8	73.4	59.0	63.9	20.8	7.2	9.0	13.9
6	30	70	647	22.9	26.3	30.6	33.7	47.4	45.1	44.0	47.7	17.4	15.1	14.0	17.7

Зависимость $S_{уд}$ смеси от ее состава при одинаковом времени совместной МА (240 с), имеет сложный характер (рис. 1). С увеличением содержания хвостов в смеси до 30-40 мас. % $S_{уд}$ смеси после некоторого уменьшения начинает расти и превосходит $S_{уд}$ чистого ПЦ. При дальнейшем увеличении добавки ХО величина $S_{уд}$ уменьшается. Размалываемость хвостов, обусловленная их минеральным составом, выше, чем у клинкера (рис. 2), поэтому, по-видимому, с увеличением содержа-

ния хвостов в смеси, главным образом, происходит размол хвостов, а не клинкера, частицы которого распределены в массе хвостов и менее доступны воздействию мелющих тел.

Для определения вяжущих свойств композиций изготавливались образцы размером $1.41 \times 1.41 \times 1.41$ см из теста пластичной консистенции, которые твердели во влажных условиях при температуре 20–22 °С. Результаты экспериментов приведены в таблице 2. Данные по прочности при сжатии, приведенные в таблице 2, показывают, что при твердении композиций ХО – клинкер – гипс (5 мас. %) для всех составов (кроме состава №1) и сроков твердения получаем прочность, превосходящую расчетную величину, определенную на основе содержания ПЦ клинкера в композиции, считая, что ХО – инертный наполнитель. Относительный прирост прочности составляет от 1.9 до 25 %. Строгой корреляции между составом механоактивированных смесей, их удельной поверхностью и прочностью нет, по-видимому, из-за сложного характера распределения частиц по размерам и других факторов, влияющих на процесс образования цементного камня.

Проведенные исследования показали, что ХО можно рассматривать как гидравлическую добавку при помолу ПЦ.

Геополимерные вяжущие на основе механоактивированных ХО

Исследована возможность использования ХО в качестве компонентов геополимеров без их предварительного обжига, при этом повышение активности обеспечивалось за счет МА в центробежно-планетарной мельнице АГО-2 (Kalinkina et al., 2018). Среди факторов, являющихся следствием МА и влияющих на повышение реакционной способности ХО и антигорита, рассмотрены изменения величины удельной поверхности, степени аморфизации, дегидроксилирования.

Характер изменения $S_{уд}$ от времени МА показывает, что МА антигорита и ХО в течение 6–10 мин обеспечивает фактически максимально возможную в данных условиях удельную поверхность частиц. $S_{уд}$ порошков плавно возрастает до ~ 30 и 23 м²/г, выходя на плато к 8–10 мин МА, для антигорита и ХО соответственно (рис. 3). Меньшая величина удельной поверхности хвостов, вероятно, связана с различиями в минеральном составе.

Согласно литературным данным (Dlugogorski et al., 2014, Jolicoeur et al., 1981, Martinez, 1961), при термической активации серпентинов увеличение степени их дегидроксилирования, оцененная

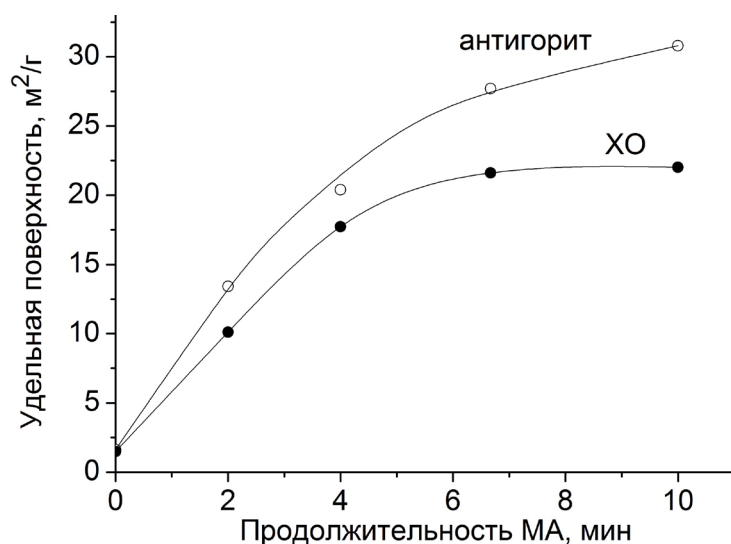


Рис. 3. Зависимость удельной поверхности антигорита и ХО от продолжительности МА (метод низкотемпературной адсорбции азота).

Fig. 3. Relation between specific surface area of antigorite and antigorite-bearing tailings and the duration of milling (low-temperature nitrogen adsorption method).

по содержанию остаточных структурных гидроксильных групп в обезвоженном материале, при условии отсутствия кристаллизации форстерита, строго коррелирует с увеличением активности и используется в качестве критерия повышения реакционной способности серпентинов, в частности, при взаимодействии с углекислым газом. На рисунке 4 представлены данные о степени аморфизации антигорита в условиях механической активации в АГО-2, определенные по соотношению высоты основного пика исходного и механоактивированного антигорита, а также остаточное содержание структурной воды в антигорите (в % от исходного содержания), оцененное по данным термического анализа. Эти данные сопоставлены с прочностными характеристиками полученных вяжущих.

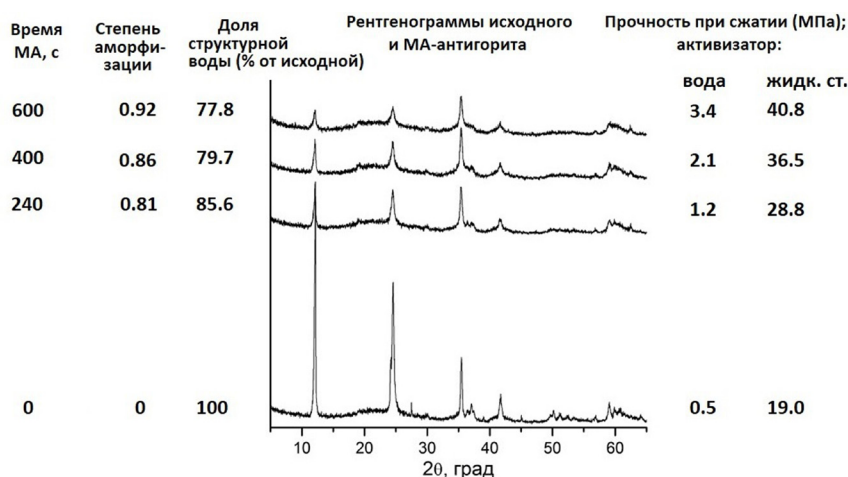


Рис. 4. Данные РФА и зависимости степени аморфизации, доли остаточной структурной воды антгорита и прочности при сжатии образцов антгорита от времени МА.

Fig. 4. The XRD data and dependences of the degree of amorphization, the proportion of residual structural water of antigorite and compressive strength of antigorite samples on the duration of milling.

Содержание остаточных структурных гидроксильных групп, согласно расчету по результатам ДТА-ТГ (не приведены), уменьшается от 100 % в исходном антгорите до 77.8 % в продукте 10-минутной активации.

Этот вывод подтверждается данными ИК спектроскопии (рис. 5), согласно которым интенсивность узкой полосы валентных колебаний структурных ОН групп при 3675 см⁻¹ снижается в результате МА. Одновременно наблюдается увеличение интенсивности широкой полосы в области 3500–3350 см⁻¹, отвечающей валентным колебаниям гидроксильных групп в молекулярной воде, образовавшейся в результате рекомбинации структурных гидроксидов.

Эти результаты в сочетании с данными по прочности свидетельствуют, что МА антгорита и, предположительно, хвостов обогащения, увеличивают активность изначально инертного серпентинсодержащего сырья до уровня, позволяющего использовать их в качестве компонента геополимеров.

При подборе условий синтеза геополимеров на основе механоактивированного антгоритсодержащего сырья и концентрированных растворов силикатов натрия (жидкого стекла - ЖС) варьировали следующие параметры: продолжительность МА исходного сырья, количество ЖС (содержание Na₂O в ЖС по отношению к массе сырья в составе композиции) и условия твердения (воздушно-сухие или влажные). Согласно полученным результатам, композиции «механоактивированные ХО - ЖС» являются в большей степени воздушным вяжущим, но также твердеют и во влажных условиях. Увеличение продолжительности МА ХО от 60 с до 240 с ведет к увеличению прочности при сжатии геополимерного материала, достигая величины ~15 МПа при влажном твердении, и ~ 49 МПа при воздушно-сухом твердении для времени твердения 28 сут. Наилучшие результаты по прочности при модуле ЖС 3.18 дают составы, содержащие 4 % Na₂O (рис. 6).

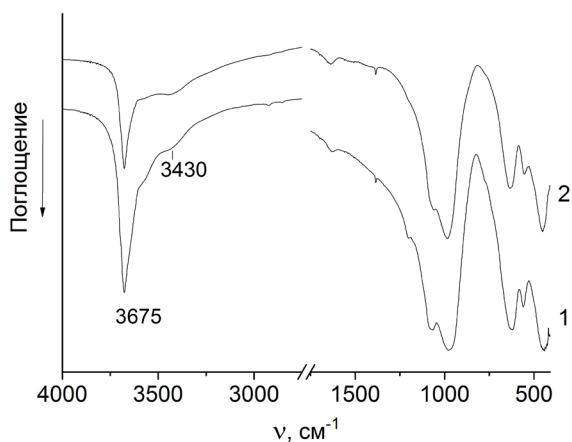


Рис. 5. ИК спектры: 1 – исходный антгорит; 2 – после 10 мин МА.

Fig. 5. Infrared spectra of 1 – initial antigorite, 2 – antigorite milled for 10 min.

МА повышает реакционную способность антгорита в композиции «антгорит – жидкое стекло». Прочности цементного камня на основе исходного и МА-антгорита для воздушных условий твердения при выбранных условиях синтеза в возрасте 28 сут составляют 19.0 и 40.8 МПа соответственно (рис. 4, табл. 3). Замена антгорита на антгоритсодержащие хвосты обогащения в геопо-

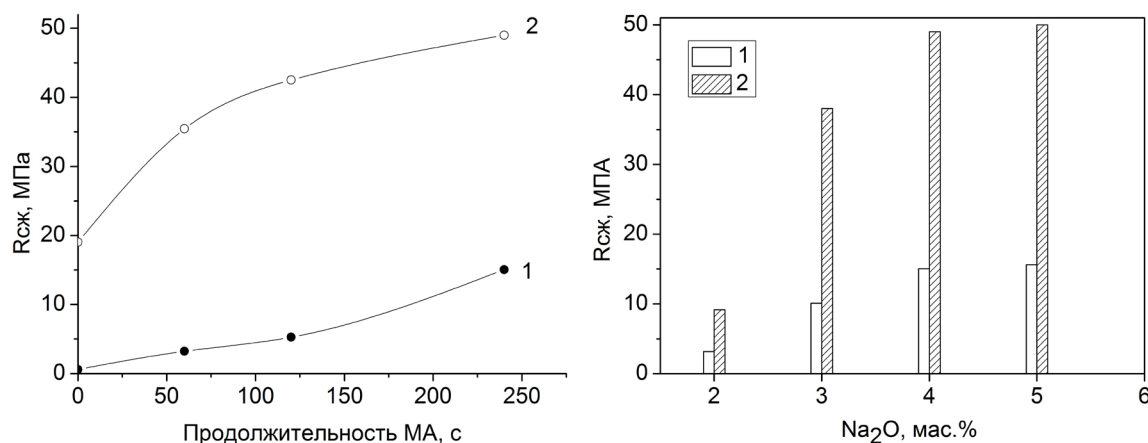


Рис. 6. Зависимость прочности при сжатии ($R_{сж}$) композиции «механоактивированные ХО – ЖС» (модуль ЖС – 3.18; Na_2O – 4 %) от продолжительности МА ХО (а) и от количества ЖС (б) при модуле ЖС 3.18 и времени МА 240 с. Условия твердения: 1 – влажные, 2 – воздушно-сухие.

Fig. 6. The dependence of the compressive strength ($R_{сж}$) of the composition «milled antigorite-containing tailings – liquid glass» (liquid glass modulus 3.18; Na_2O – 4 %) on the duration of milling of the tailings (a) and the amount of liquid glass (б) with liquid glass modulus 3.18 and milling time 240 s. Hardening conditions: 1 – wet, 2 – air dry.

лимерной композиции приводит к снижению прочности при воздушном твердении на ~25 % (в возрасте 28 сут) за счет «разбавления» антигорита инертными компонентами (тальк и др.), но в ходе дальнейшего твердения (к 180 сут) разница в величинах $R_{сж}$ уменьшается до ~12 % (табл. 3).

Таблица 3. Прочность при сжатии ($R_{сж}$) механоактивированных в течение 10 мин антигорита и ХО ($S_{уд}$ измерена методом воздухопроницаемости), активизатор – жидкое стекло (модуль 2.25, количество Na_2O – 3%).

Table 3. The compressive strength ($R_{сж}$) of antigorite and the antigorite-containing tailings (ХО) milled for 10 min. The specific surface area was measured by Blaine method. Activator - liquid glass (liquid glass modulus 2.25; amount of Na_2O – 3 %).

Материал	$S_{уд}$, м ² /кг	Условия твердения	В/Т	$R_{сж}$, МПа			
				1 сут.	7 сут.	28 сут.	180 сут.
антигорит	1259	воздушное	0.26	12.2	20.6	40.8	36.8
антигорит	1259	влажное	0.26	3.5	4.1	5.3	5.8
ХО	1280	воздушное	0.22	10.8	22.6	30.8	32.5
ХО	1280	влажное	0.25	6.8	8.7	7.8	–

Таким образом, проведенные исследования показали, что МА в течение 4-6 мин в энергонапряженной мельнице АГО-2 повышает реакционную способность серпентинсодержащего сырья до уровня, позволяющего эффективно использовать его в качестве высокодисперсной минеральной добавки при получении композиционных вяжущих на основе портландцемента, а также в качестве исходного сырья при получении щелочеактивируемых вяжущих воздушного твердения.

Литература

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука. 1986. 305 с.
2. Dlugogorski BZ, Balucan RD. Dehydroxylation of serpentine minerals: implications for mineral carbonation. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 2014. 31. P. 353–367.
3. Jolicoeur C, Duchesne D. Infrared and thermogravimetric studies of the thermal degradation of chrysotile asbestos fibers: evidence for matrix effects // *Canadian Journal of Chemistry*. 1981. 59. P. 1521–1526.
4. Kalinkina E.V., Gurevich B.I., Kalinkin A.M. Alkali-activated binder based on milled antigorite // *Minerals*. 2018. 8(11). P. 503.
5. Martinez E. The effect of particle size on the thermal properties of serpentine minerals // *American Mineralogist*. 1961. 46. P. 901–912.

Минералогическая зональность донных отложений Иркутского водохранилища в условиях регулируемого уровня режима

Карнаухова Г.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, karnauh@crust.irk.ru

Аннотация. В статье дается анализ минералогической зональности донных отложений Иркутского водохранилища в условиях регулируемого уровня режима. Выделены 2 терригенно-минералогические провинции, имеющими генетическую связь с источниками поступления терригенного материала – абразионными берегами водохранилища. Питающим источником гранат-амфибол-эпидотовой провинции являются абразионные берега по левобережью водохранилища, сложенные юрскими песчаниками. По правобережью водохранилища абразия четвертичных делювиальных суглинков способствует формированию амфибол-эпидот-гранатовой провинции донных осадков.

Ключевые слова: Иркутское водохранилище, донные отложения, минералогическая зональность, терригенно-минералогические провинции.

Mineralogical zoning of bottom sediments of the Irkutsk reservoir under conditions of unstable level regime

Karnaukhova G.A.

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, karnauh@crust.irk.ru

Abstract. The article analyzes the mineralogical zoning of bottom sediments of the Irkutsk reservoir under conditions of unstable level regime. Two terrigenous-mineralogical provinces genetically connected with the sources of terrigenous material – abrasive shores of the reservoir-were identified. The supply source of the garnet-amphibole-epidote province is a result of abrasion of the shore on the left bank of the reservoir composed of the Jurassic sandstones. On the right bank of the reservoir, the abrasion of Quaternary deluvial loam contributes to the formation of amphibole-epidote-garnet province of bottom sediments.

Key words: Irkutsk reservoir, bottom sediments, mineralogical zoning, terrigenous-mineralogical provinces.

Введение

Иркутское водохранилище – головное в каскаде Ангарских водохранилищ, находится в эксплуатации 60 лет. Является самым маленьким в каскаде по протяженности (55 км) и объему водных масс (2.1 км³), площадь водохранилища при НПУ 154 км², длина береговой линии 275 км. Особенностями водохранилища является его питание водами озера Байкал, высокая проточность с водообменом 28-30 раз в год. Водоохранилище является основным источником питьевого водоснабжения для городов Иркутск и Шелехов.

Осадкообразование в Иркутском водохранилище происходит в условиях регулируемого уровня режима, что приводит к пространственным изменениям в распределении состава донных осадков и их минералогической зональности.

Обстановки осадконакопления

Основным источником формирования донных осадков являются абразионные берега водохранилища. Поступающее из озера Байкал с водным стоком тонкодисперсное рассеянное осадочное вещество проходит транзитом через водохранилище, не влияя на осадконакопление. Абразионные берега, общей протяженностью 150 км, формируются в песчаниках юрского и делювиальных отложениях четвертичного возраста.

По левобережью в средней и приплотинной частях Иркутского водохранилища песчаники, занимающие 55-75 % разреза, представлены присаянской и черемховской свитами юры, наиболее активный размыв которых наблюдается между заливом Курма и Мельничной Падью. Протяженность абразионных берегов, сложенных песчаниками, составляет 60 км. Величина ежегодной абразии песчаников достигает 227.5 тыс. т.

Содержание кварца в легкой фракции юрских песчаников может изменяться от 16.0 до 63.2 %, плагиоклазов – от 8.4 до 55.2 %, калишпатов – от 2.0 до 24.4 %. Количество слюдяного материала, состоящего по большей части из гидратизированного и хлоритизированного биотита, варьирует в пределах 8.4-61.6 %. Ведущими минералами тяжелой фракции являются гранаты (18.1-88.1 %), эпидот (1.0-34.4 %), рудные (0.4-38.7 %), присутствуют сфен (2.3-10.4 %) и лейкоксен (2.4-11.6 %) (Акулов и др., 2015).

Абразионные берега, сложенные четвертичными делювиальными отложениями, представлены в основном лессовидными суглинками. Протяженность размываемых берегов составляет 92 км по правобережью в средней и приплотинной частях водохранилища, т.е. примерно 21 % от общей длины береговой линии. Максимальный их размыв происходит между пос. Патроны и плотиной Иркутской ГЭС. Поступление абразионного материала в водохранилище составляет 110 тыс. т/год.

В четвертичных делювиальных лессовидных суглинках ведущим минералом легкой фракции является кварц (60.2 %), значительно содержание полевых шпатов (30.1 %) и обломков пород (2,2%). Основную массу (7.5 %) фракции < 0.001 мм составляют гидрослюда и каолинит. Присутствует небольшая примесь глауконита, хлорита, опала. В составе тяжелой фракции основными минералами служат роговая обманка (50.1 %), эпидот (19.5 %) и рудные минералы (16.1 %), представленные магнетитом и ильменитом. Постоянно присутствуют гранаты (5.1 %), циркон (1.0 %), пироксены (0.7 %), титаносодержащие сфен и рутил, турмалин, бурые гидроокислы (Карнаухова, 2016).

Важнейшими факторами размыва берегов и дна водохранилищ, переноса материала размыва и дифференциации его по вещественному составу являются уровенный режим водохранилища и различные волновые процессы. Режим зарегулированного притока в водохранилище отличается от его хода в естественных условиях. Транзитный сток воды из озера Байкал и эксплуатационный режим Иркутской ГЭС определяют режим уровней водохранилища.

Многолетняя изменчивость уровня воды в водохранилище проявляется в чередовании максимальных и минимальных циклов колебаний. Отметок, близких к НПУ, уровень водохранилища достигал в 1967-1974 гг., 1983-1987 гг., 1993-1995 гг., 2004-2018 гг. Стояние уровня на низких отметках пришлось на 1975-1982 гг., 1988-1992 гг., 1996-2003 гг. (Карнаухова, 2018 а; 2018 б).

Волновые процессы на Иркутском водохранилище имеют слабую и умеренную активность. По площади волнение может распространяться на всю акваторию водохранилища, по глубине – только на верхнюю часть толщи воды. Мелководность и изрезанность береговой линии трансформируют волны и гасят их энергию.

Осадконакопление и минералогический состав донных отложений

Из материала абразии берегов водохранилища формируются осадки, основными типами которых являются пески, крупные алевриты и мелкоалевритовые илы. Скорость осадконакопления (мм/год) у песков составляет 0-2, крупных алевритов – 3-7, мелкоалевритовых илов – 2-6. Более высокий темп накопления осадочного материала характерен для правобережной части водохранилища, где сосредоточены абразионные берега, сложенные делювиальными суглинками.

Среди осадков наиболее тонкозернисты и хорошо сортированы пески, сформированные продуктами абразии юрских песчаников. По медианному диаметру пески приближены к крупным алевритам, зерна крупнее 0.25 мм мало встречаемы, пелитовый наполнитель составляет 8.4 %. В песках, формирующихся при размыве четвертичных отложений, в большей мере содержатся песчаная и крупноалевритовая фракции. Алевритовая фракция наиболее представлена (80 %) в крупных алевритах на участках размыва суглинков. При этом незначительны в этом типе осадков доли песчаных (13.7 %) и пелитовых (6.3 %) частиц. Мелкоалевритовые илы вблизи берегов, сложенных размываемыми песчаниками, не встречаются. Накапливаться они могут только на участках размыва четвертичных суглинков. Ведущей фракцией в них является пелитовая (36 %), высоко количество частиц тонкопесчаной фракции (29.9 %) (рис. 1).

Минералогический состав донных отложений Иркутского водохранилища тесно связан с источником их образования, а именно с составом пород, слагающих абразионные берега водохрани-

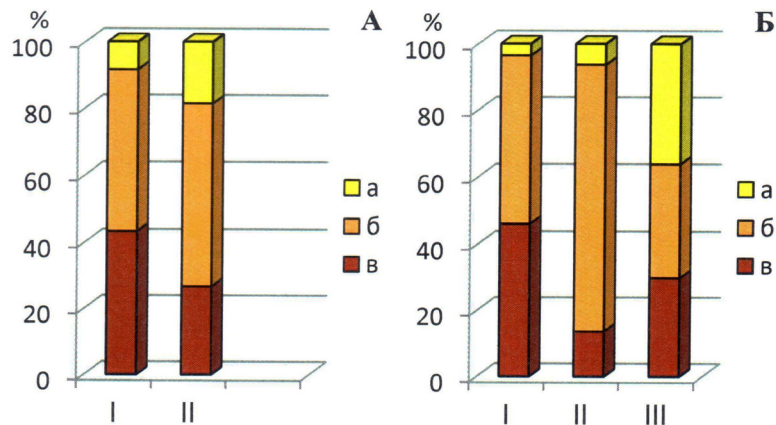


Рис. 1. Фракционный состав (%) донных осадков Иркутского водохранилища.

Исходный материал, слагающий абразионные береговые уступы: А – юрские песчаники, Б – четвертичные суглинки. Литологический тип осадка: I – пески, II – крупные алевриты, III – мелкоалевритовые илы. Фракции: а – пелитовая, б – алевритовая, в – песчаная.

Fig. 1. Fractional composition (%) of bottom sediments of Irkutsk reservoir.

The Starting material composing the abrasion coastal ledges: A – Jurassic sandstones, B – Quaternary loam. Lithologic type of sediment: I – sand, II – coarse silt, III – fine-aleurites silt. Fraction: a – pellite, b – silt, b – sandy.

лица, а распределение минералов в осадке определяется гидродинамическими условиями в водохранилище. В минеральном составе во всех типах донных отложений лидирует легкая фракция, составляя от 99.1 до 99.7 % в каждом образце. Основными минералами во фракции, вне зависимости от состава питающего материала, являются кварц, плагиоклазы, калишпаты. Определенные отличия есть в крупных алевритах. Так, крупные алевриты, образующиеся из четвертичных суглинков, имеют высокое содержание плагиоклазов (31.5 %), но низкое – слюд (5.1 %) по сравнению с крупными алевритами, аккумулирующимися на участках размыва юрских песчаников, в которых по содержанию слюды стоят на втором месте после кварца (рис. 2).

Тяжелая фракция минералов более разнообразна по составу (рис. 3). Отмечается преобладание роговой обманки. Однако, по левобережью водохранилища, где наиболее распространены абра-

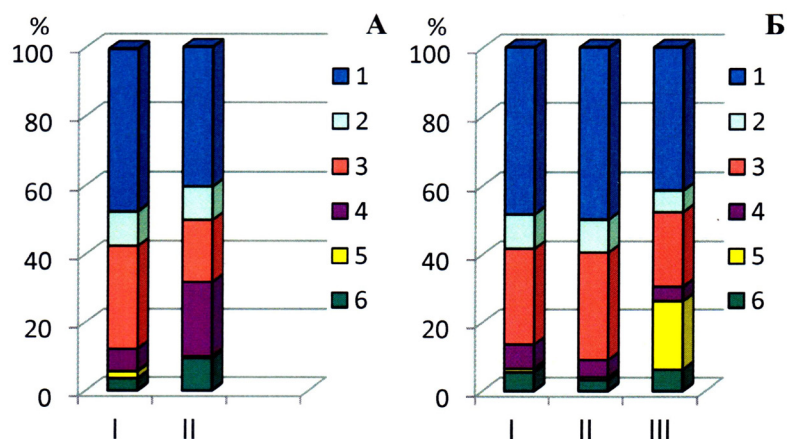


Рис. 2. Минералогический состав (%) легкой фракции донных осадков Иркутского водохранилища.

1– кварц; 2 – калишпаты; 3 – плагиоклазы; 4 – слюды; 5 – обломки, агрегаты; 6 – углефицированные растительные остатки. Иные обозначения – см. на рис. 1.

Fig. 2. Mineralogical composition (%) of the light fraction of bottom sediments of the Irkutsk reservoir.

1 – quartz; 2 – potash spars; 3 – plagioclase; 4 – micas; 5 – fragments, aggregates; 6 – carbonificated plant residues. Other symbols – see Fig. 1.

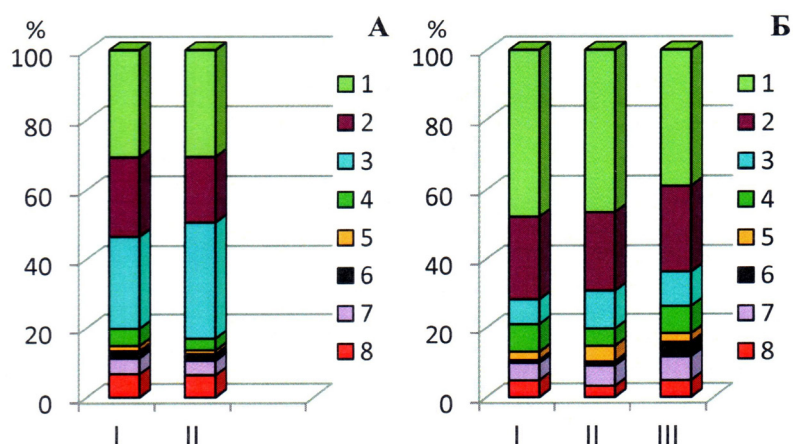


Рис. 3. Минералогический состав (%) тяжелой фракции донных осадков Иркутского водохранилища. 1 – роговая обманка; 2 – эпидот; 3 – гранат; 4 – рудные; 5 – пироксены; 6 – циркон; 7 – сфен; 8 – прочие. Иные обозначения – см. на рис. 1.

Fig. 3. Mineralogical composition (%) of the heavy fraction of bottom sediments of the Irkutsk reservoir. 1 – hornblende; 2 – epidote; 3 – garnet; 4 – ore; 5 – pyroxenes; 6 – zircon; 7 – Sphene; 8 – others. Other symbols – see Fig. 1.

зионные берега, сложенные песчаниками, ведущим минералом является гранат, содержание которого составляет от 26.7 % в песках до 33.7 % в крупных алевритах. По правобережью же, с его преобладанием абразии берегов в отложениях четвертичного возраста, в донных отложениях за роговой обманкой, количества которой значительно больше, чем в осадках левобережья, следует эпидот, составляя 22.8-24.8 %. Количество граната не превышает 11 %. Осадки более насыщены ильменитом и магнетитом, сфеном.

Таблица. Распределение некоторых минералов тяжелой фракции в донных осадках по терригенно-минералогическим провинциям Иркутского водохранилища.

Table. The distribution of certain minerals of the heavy fraction in bottom sediments for terrigenous-mineralogical provinces of the Irkutsk reservoir.

Минералы	Терригенно-минералогическая провинция				
	Гранат-амфибол-эпидотовая		Амфибол-эпидот-гранатовая		
	Тип осадка				
	Пески	Крупные алевриты	Пески	Крупные алевриты	Мелкоалевритовые илы
Амфиболы	30.7	30.6	47.8	46.5	39.0
Эпидот	22.8	18.8	24.0	22.8	24.8
Гранат	30.0	33.7	7.8	11.0	10.0
Рудные	5.0	3.4	8.0	5.0	7.1
Пироксены	0.1	0.1	2.4	4.8	2.5
Циркон	0.2	0.2	0.2	0.2	4.9
Сфен	4.6	3.8	5.0	6.5	6.8
Прочие	6.6	6.3	4.8	3.2	4.9

Разнос и дифференциация терригенного материала по водохранилищу способствуют минералогической зональности в распределении донных осадков. По пространственному группированию минералов тяжелой фракции в донных осадках водохранилища нами выделяются 2 основные терригенно-минералогические провинции, имеющие генетическую связь с источниками поступления осадкообразующего материала (таблица). С юрскими песчаниками связана гранат-амфибол-эпидотовая провинция донных осадков. Донные осадки в гранат-амфибол-эпидотовой провинции обогащены слюдястым материалом и количественно превышают по содержанию граната осадки

амфибол-эпидот-гранатовой провинции, но уступают по концентрации рудных минералов, пироксенов, диопсида, полевых шпатов, особенно плагиоклазов. Рудные минералы осаждаются в узкой прибрежной полосе водохранилища. По содержанию минералов в легкой фракции донные осадки провинции имеют большее количество обломков и агрегатов.

Абразия делювиальных суглинков способствует формированию в донных отложениях амфибол-эпидот-гранатовой терригенно-минералогической провинции. Количество роговой обманки более чем на 10 % превышает таковое в гранат-амфибол-эпидотовой провинции. В мелкоалевритовых илах этой провинции наиболее активно концентрируются циркон, сфен. Характерной для осадков провинции является присутствие в осадках гиперстена. По направлению к плотине количество устойчивого граната в осадках обеих провинций возрастает и снижается содержание циркона.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что наиболее активно минералы тяжелой фракции накапливаются в донных осадках приплотинной части Иркутского водохранилища. Состав материала, слагающего абразионные берега водохранилища, отражается в закономерном распределении минералов тяжелой фракции донных отложений и в терригенно-минералогических провинциях, имеющие генетическую связь с питающими источниками.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00101).

Литература

1. Акулов Н.И., Фролов А.О, Машук И.М., Акулова В.В. Юрские отложения южной части Иркутского осадочного бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 1–24.
2. Карнаухова Г.А. Вещественный состав донных отложений в прибрежной зоне Иркутского водохранилища // Изв. ИГУ. Сер. «Науки о Земле». 2016. Т. 17. С. 64–77.
3. Карнаухова Г.А. Трансгрессивно-регрессивные циклы осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада как следствие «навязанного» урванного режима // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра / Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. 2018 а. С. 122–124.
4. Карнаухова Г.А. Управляемый урванный режим как ведущий фактор цикличности трансгрессивно-регрессивного осадкообразования в водохранилищах Ангарского каскада // International Conference «Freshwater Ecosystems – Key Problems». 10-14 September. 2018 / Abstracts / Irkutsk: LLC «Megaprint», 2018б. С. 178–179.

Линейная зона каолиновой коры выветривания г. Вудъявчорр (Хибины): первые результаты

Карпов С.М.^{1*}, Лялина Л.М., Жиров Д.В., Семёнов В.Л., Тележкин А.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье приводятся предварительные результаты исследований каолиновой коры выветривания линейного типа, обнаруженной в августе 2018 г. на южном склоне г. Вудъявчорр (Хибины). Зона выветривания весьма необычна с позиций минералогии, геохимии и металлогении. Здесь предварительно диагностированы редкие минералы: манганозит (MnO), тантит (Ta_2O_5), клеберит ($Fe^{3+}Ti_6O_{11}(OH)_5$) и гояцит ($SrAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$). В рамках подготовки выборки циркона к изотопно-геохимическому датированию были проведены исследования морфологии и внутреннего строения с выделением основных типов. Внутреннее строение позволяет предполагать, по меньшей мере, три стадии кристаллизации циркона.

Ключевые слова: кора выветривания, линейный тип, гипергенный, каолинит, циркон.

Linear zone of the kaolinite weathering rind at Mt. Vudyavchorr (Khibiny): first results

Karpov S.M.^{1*}, Lyalina L.M., Zhirov D.V., Semenov V.L., Telezhkin A.A.

Geological institute KSC RAS, Apatity, zhirov@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article provides preliminary research data on the linear-type kaolinite weathering rind that was discovered at the southern slope of Mt. Vudyavchorr (Khibiny) in August, 2018. The weathering rind appeared to have unusual mineralogical, geochemical and metallogenic properties. Rare minerals manganosite (MnO), tantite (Ta_2O_5), kleberite ($Fe^{3+}Ti_6O_{11}(OH)_5$) and goyazite ($SrAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$) were preliminarily detected here. Their morphology and structure were studied; major types were identified, when zircon samples were prepared for isotope-geochemical dating. The structural pattern suggests at least three stages of the zircon crystallization. Prime studies are planned. Their results are expected to provide a notion on the time and genesis of this geological formation.

Key words: weathering rind, linear type, hypergene, kaolinite, zircon.

Введение

В июле 2018 г. в ходе поисковых маршрутов на декоративно-поделочный камень в Хибинском массиве (исп.: Семёнов В.Л., Карпов С.М. и Ушко А.В.) на южном склоне г. Вудъявчорр (ущелье Скалистое) была обнаружена мощная зона каолинитов с необычной минерализацией. Линейная зона интенсивно ожелезненных кавернозных пород контрастно выделяется на фоне вмещающих трахитоидных хибинитов. Наиболее интересной является сама зона интенсивной каолинитизации до 15-20 м мощностью и протяженностью не менее 1 км. Объект такого масштаба, как для Хибин, так и для всего Кольского региона обнаружен впервые. Небольшие останцы мезозойской каолиновой коры выветривания площадного (мощностью до 10 метров) и линейного типов ранее отмечались на метаморфических породах комплекса Имандра-Варзуга и в северных предгорьях Ловозерских тундр, а также по фенитам к югу от Хибинского и Ковдорского массивов (Афанасьев, 1980 а, б). Линейные коры выветривания с интенсивным развитием шпреуштейнизации нефелина и гидрослюд вдоль радиальных и центриклинальных разломов Хибин многократно изучались

¹ Данная работа и объект исследований стали последними для Сергея Михайловича Карпова. Он один из немногих сотрудников ГИ КНЦ РАН является первооткрывателем реальных месторождений. И этот необычный геологический объект был открыт в июле-августе 2018 г. при его непосредственном участии. Он с душой и интересом начал исследования минералогии зоны каолинитов. Мы взяли на себя труд и обязанность обработать его первые результаты и продолжить исследования этого объекта.

¹ This work and the object of study were the last for Sergei Mikhailovich Karpov. He is one of the few employees of GI KSC RAS who discovered new deposits. And this unusual geological object was opened in July-August 2018 with his direct participation. With great interest he began to study the mineralogy of the zone of kaolinite. We have taken the task and responsibility to process its first results and continue the study of this object.

(Дорфман, 1958, 1962, Минералогия..., 1978, Козырева, 1983 и др.), но каолинит в них диагностировался лишь как второстепенный минерал. Окварцевание описывалось в тектонических зонах в районе ручья Свинцовый и г. Юкспорр и объяснялось влиянием близрасположенных ксенолитов ороговикованных пород (Дорфман, 1962). Образование площадных и линейных каолинитовых кор выветривания связывалось с развитием пенеппенизации в условиях влажного тропического климата, начиная с нижнего мезозоя (верхнего триаса) и, возможно, до палеогена (Афанасьев, 1980 а, б). Происхождение гидрослюдистых линейных кор, в т.ч. зон шпреуштейнизации в Хибинах, объяснялось миоцен-плиоценовым выравниванием в условиях умеренного климата (Афанасьев, 1980 а, б; Дорфман, 1962, Дудкин, 2002). Рассматриваемая зона является первой находкой мезозойской каолинитовой коры выветривания линейного типа в девонских щелочно-ультраосновных с карбонатитами комплексах.

Предварительные результаты исследований

Установленная линейная кора выветривания простирается по аз. $65-75^\circ$ с СЗ падением под углами $50-70^\circ$ (рис. 1). В ней отмечается зональность вкрест и, вероятно, по простиранию. Ближе к лежащему контакту выделяется зона брекчирования, окварцевания и кавернозных пород мощностью до 3-4 м (см. № 8 на рис. 1). Здесь гипергенезу предшествовала тектоническая переработка исходных пород, а дальнейшее их изменение сопровождалось интенсивным выщелачиванием и окварцеванием. На участке окварцевания и по направлению к висячему контакту порода полностью преобразована без сохранения реликтов первичных минералов. По направлению к висячему контак-

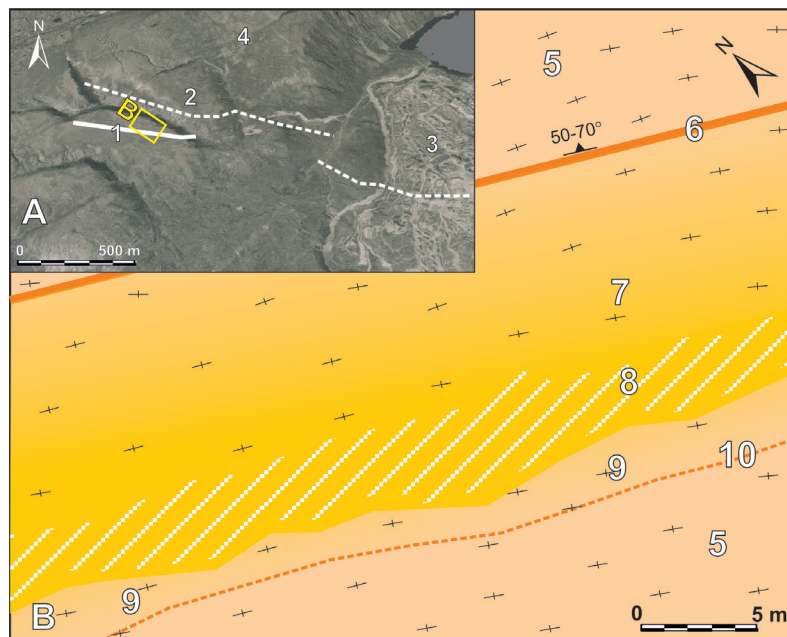


Рис. 1. Схематичный геологический план линейной каолинитовой коры выветривания г. Вудъявчорр.

А) Фрагмент аэрофотоснимка с положением зоны: 1 – прослеженные границы, 2 – предполагаемые границы, 3 – застройка г. Кировск, 4 – южный склон г. Вудъявчорр. В) Геологический план: 5 – крупнозернистые трахитоидные хибиниты (нефелиновые сиениты), 6 – тектонизированный контакт висячего крыла вмещающих хибинитов, 7 – зона интенсивной каолинитизации, 8 – зона интенсивного выщелачивания и окварцевания, 9 – зона слабого развития каолинитизации, 10 – предполагаемая граница развития каолинитизации (лежащее крыло вмещающих хибинитов).

Fig. 1. Schematic geological sketch of the linear kaolinite weathering rind at the southern slope of Mt. Vudyavchorr. A) Fragment of aerial photograph with the zone location: 1 – traced boundaries, 2 – suggested boundaries, 3 – constructions of Kirovsk, 4 – southern slope of Mt. Vudyavchorr; B) Geological plan of the kaolinite zone structure: 5 – coarse-grained trachytoidal khibinites (nepheline syenites), 6 – tectonized contact of the hanging wall of host khibinites, 7 – zone of intensive kaolinitization, 8 – zone of intensive leaching and silicification, 9 – zone of weak kaolinitization, 10 – suggested boundary of kaolinitization (footwall of host khibinites).

ту каолинит развивается, не нарушая первичную текстуру пород. Доля минералов подгруппы каолинита, включая хорошо раскристаллизованные диккит и накрит, на рассматриваемых участках в среднем составляет порядка 60 %. По направлению к лежащему контакту интенсивность каолинитизации быстро падает с плавным переходом в неизменённые хибиниты. Обращает на себя внимание незначительная степень тектонической переработки линейной структуры. За исключением относительно узкой зоны катаклаза и брекчирования (примерно 1/3 часть общей мощности) каолинитизация прошла с сохранением первичных текстур. Зона каолинитов прослежена примерно на 1 км на склоне г. Вудъявчорр. Вероятно её фланг выходит в створе простирания в ричесорритах ущелья Городская щель на склоне горы Айкуайвенчорр (~3.5 км к В-СВ). По результатам структурных исследований (Жиров и др., 2016) предполагается смещение блока с каолинитовой зоной на 50-80 м по сбросу, а блока склона г. Айкуайвенчорр по правостороннему сдвигу на 100-150 м (см. линии 1 и 2 на рис. 1 А).

Проведенные исследования указывают на разнообразие видового состава минералов коры выветривания и специфичность её геохимии. Согласно полученным данным в породах присутствуют минералы различных классов (табл. 1), этом некоторые предварительно диагностированные минеральные виды являются редкими (клеберит, манганозит) и впервые установлены в породах Кольского полуострова.

Для ряда минералов (кварц, рутил, циркон) предполагается полигенеративная природа. Для описываемой зоны установлена геохимическая/металлогенетическая специализация с повышенными содержаниями Ti, Zr, Nb, Y, Ce, Mn относительно исходных пород.

Для впервые установленной в щелочном массиве Хибины линейной каолинитовой коры выветривания актуальны вопросы её образования и возраста. Предваряющие изотопное датирование минералогические исследования циркона из каолинитовых пород позволили выделить морфологические типы и охарактеризовать особенности его внутреннего строения.

Таблица 1. Минеральный состав линейной каолинитовой коры выветривания.

Table 1. Minerals of the kaolinite weathering linear zone.

Класс	Минеральные виды
Силикаты и алюмосиликаты	Каолинит, диккит, накрит , монтмориллонит, нонтронит, гр. цеолитов, циркон, стильпномелан
Оксиды, гидроксиды и оксигидриды	Кварц, гематит , ильменит, анатаз, рутил , манганозит, тантит, гётит , клеберит
Галогениды	Флюорит
Фосфаты	Гояцит, гр. апатита
Карбонаты	Бастнезит-(Ce)
Недиагностированные	Оксиды и гидроксиды марганца, Ce-Mn-Pb-фаза, Ce-Mn-Sr-фаза

Примечание. Жирным шрифтом выделены наиболее распространенные минеральные виды.

Тип 1 представлен гипидиоморфными и идиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами размером до 0.16 мм по удлинению, $Ku \approx 2$. Циркон прозрачный, бесцветный или слегка желтоватый, коричневатый. Блеск стеклянный, редко – до алмазного. По внутреннему строению кристаллы различаются. Наиболее распространенными являются кристаллы с внутрифазовой неоднородностью двух порядков (тип 1-1) и одного порядка (тип 1-2). В кристаллах типа 1-1 четко выражены внутренняя (I – «ядро»), промежуточная (II – «мантия») и внешняя (III – «кайма») зоны, которые могут быть отнесены к неоднородности первого порядка (рис. 2 а-в). Во внутренней зоне установлена только фазовая неоднородность, представленная включениями гр. апатита и, предположительно, КПШ (рис. 2 а). Извилистая граница между внутренней и промежуточной зонами указывает на растворение циркона, предшествовавшее росту II зоны («мантии»). Нарастание промежуточной зоны может иметь ярко выраженный асимметричный характер (рис. 2 в). В про-

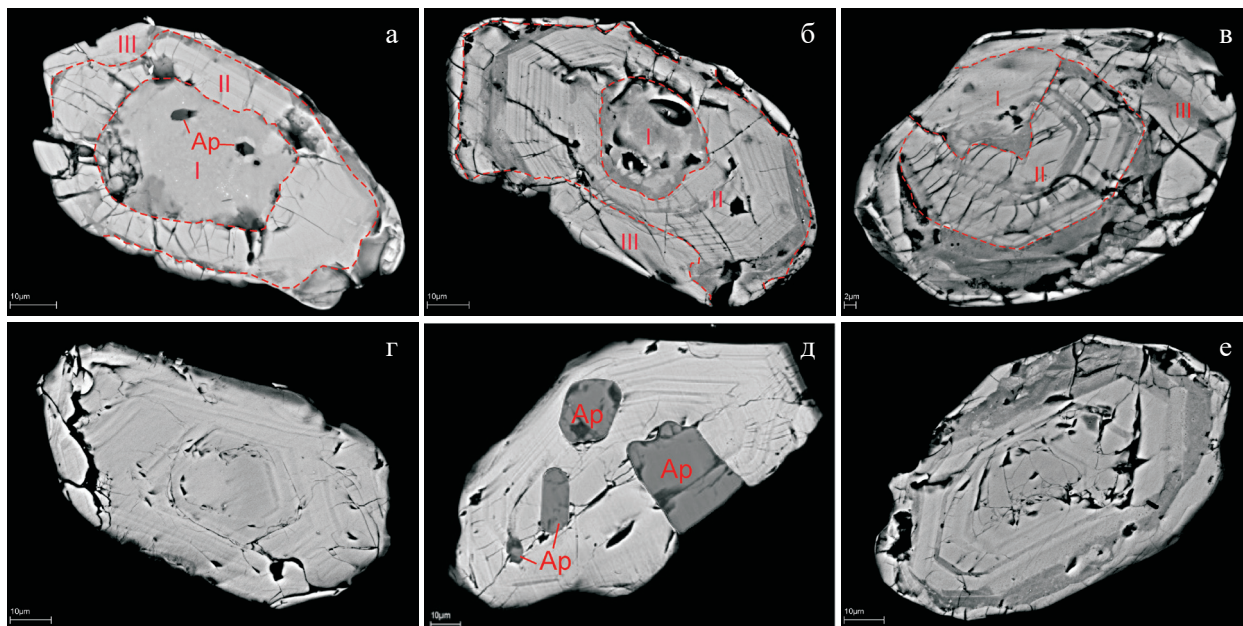


Рис. 2. Внутреннее строение кристаллов циркона 1 морфологического типа.

РЭМ, BSE-изображения: а-в) кристаллы с внутрифазовой неоднородностью двух порядков: I – внутренняя, II – промежуточная и III – внешняя зоны первого порядка; г-е) кристаллы с внутрифазовой неоднородностью одного порядка. Ap – гр. апатита.

Fig. 2. Internal textures of 1 morphological type of zircon.

SEM, BSE images. I – core, II – mantle, III – rim zones in zircon crystals. Ap – inclusions of apatite group minerals.

межуточной зоне выявляется тонкоритмичная зональность (внутрифазовая неоднородность второго порядка) с идиоморфными границами зон (рис. 2) и изменением циркона вдоль отдельных зон. Включения не установлены. Циркон промежуточной зоны обычно разбит оперяющими трещинами, отходящими от границы с «ядром» (рис. 2 а, в). Появление подобной трещиноватости объясняют процессами метамиктизации циркона и увеличением объема вещества внутренней и соответствующего растрескивания окружающей зоны (Zircon. Reviews..., 2003). Внешняя зона («кайма») развита не повсеместно, имеет сильно варьирующую мощность и неровную, местами заливообразную границу с промежуточной зоной. На отдельных участках внешняя зона «срезает» рисунок ритмичной зональности второго порядка промежуточной зоны, что в совокупности с заливообразным характером границы указывает на растворение циркона перед ростом внешней зоны. Внешняя зона разбита грубыми разноориентированными (часть из них – оперяющие) трещинами. Трещины и дефекты также подчеркивают границу промежуточной и внешней зон. В кристаллах типа 1-2 про-

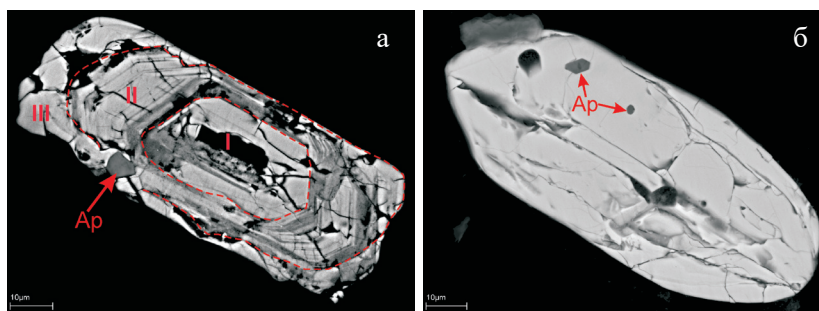


Рис. 3. Внутреннее строение кристаллов циркона 2 морфологического типа.

РЭМ, BSE-изображения: а) кристалл с внутрифазовой неоднородностью двух порядков: I – внутренняя, II – промежуточная и III – внешняя зоны первого порядка; б) однородный кристалл. Ap – гр. апатита.

Fig. 3. Internal textures of 2 morphological type of zircon.

SEM, BSE images. I – core, II – mantle, III – rim zones in zircon crystals. Ap – inclusions of apatite group minerals.

явлена ритмично-зональная внутрифазовая неоднородность второго порядка (рис. 2 г-е). Границы зон прямолинейные, идиоморфные, мощность зон варьирует. Фазовая неоднородность представлена включениями гр. апатита (рис. 2 д), гр. слюд. В части кристаллов проявлены интенсивные изменения циркона вдоль отдельных зон (рис. 2 е). Наименее распространенными в 1-ом морфологическом типе являются кристаллы без явно выраженной или со слабо выраженной внутрифазовой неоднородностью (тип 1-3).

Тип 2 является существенно более редким и представлен призматическими до длиннопризматическими кристаллами размером до 0.22 мм по удлинению, $Ku \approx 2.5-3$. Циркон прозрачный, бесцветный или коричневатый, блеск стеклянный до жирного. По внутреннему строению различаются кристаллы с внутрифазовой неоднородностью двух порядков (аналогичные типу 1-1, рис. 3 а) и кристаллы без выраженной внутрифазовой неоднородности («однородные», аналогичные типу 1-3, рис. 3 б).

Тип 3. Помимо ограненных индивидов в породе достаточно широко развит циркон в виде ксеноморфных выделений (агрегатов) в кварце (рис. 4). На отдельных участках угловатые обломки циркона цементируются кварцем (рис. 4 в). Таким образом, в каолиновой коре выветривания по хибинитам установлены кристаллы циркона только призматического габитуса, характерного для циркона из кислых пород. Внутреннее строение позволяет предполагать, по меньшей мере, три стадии кристаллизации минерала. Ксеноморфные выделения циркона в кварце являются, вероятно, наиболее поздними. Угловатые формы циркона, сцементированного кварцем, могут свидетельствовать о проявлениях внутриминерализационной тектоники (Григорьев, 1961).

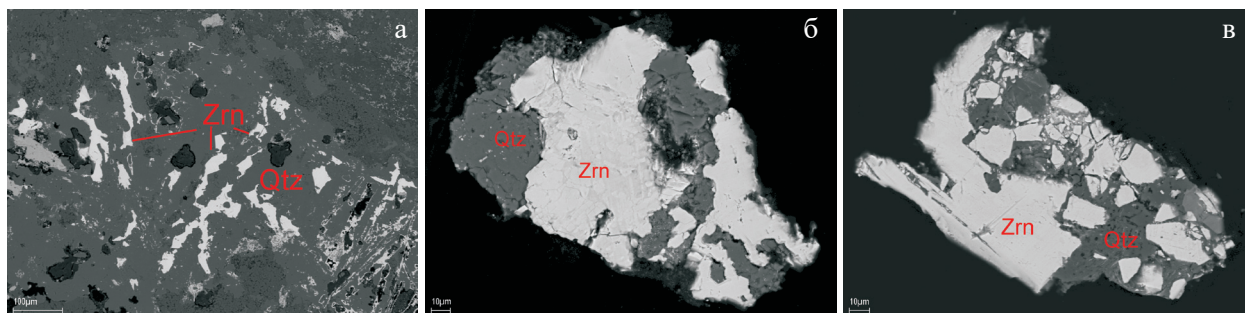


Рис. 4. Агрегаты циркона (Zrn) в кварце (Qtz). РЭМ, BSE-изображения.

Fig. 4. Zircon (Zrn) aggregates in quartz (Qtz). SEM, BSE images.

Обсуждение предварительных результатов исследований

Несомненно, что мы находимся лишь в самом начале изучения необычного геологического объекта, поэтому перечень минеральных видов далёк от ожидаемой полноты. Тем не менее, предварительные результаты исследований уже сейчас поставили ряд важнейших вопросов, связанных с генезисом этого геологического образования. Наличие хорошо образованных индивидов минералов, типичных для низко-среднетемпературных гидротерм, делает маловероятным образование каолиновой зоны выветривания линейного типа только за счёт гипергенеза. Скорее всего, более правдоподобно пространственное совмещение нескольких одновременных процессов, включая позднемагматическую тектонику и гидротермальную проработку, мезозойский и, возможно, современный гипергенез. При этом имеют право на жизнь и другие гипотезы, в том числе: эндогенный характер химического выветривания (метасоматоза) за счёт низко-среднетемпературных кислых гидротерм, образованных либо в ходе их естественной эволюции (постепенное повышение кислотности или гидролиз), либо за счёт подплавления вмещающих силикатных пород. Для получения ответов на эти и многие другие вопросы запланированы исследования несколькими рабочими группами, прежде всего, изотопно-геохимическое датирование циркона, петрология процессов и «тонкая» минералогия.

Исследования объекта выполняются в рамках плановых НИР №№ 0226-2019-0051 и 0226-2019-0053.

Литература

1. Афанасьев А.П. Закономерности формирования кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых на Фанерозойском этапе развития Балтийского щита. / Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. М.: ИГЕМ АН СССР. 1980 а. 59 с.
2. Афанасьев А.П. История формирования кор выветривания и гипергенных полезных ископаемых на Кольском полуострове в мезо-кайнозое // Геология и полезные ископаемые мезо-кайнозойских образований Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР. 1980 б. С. 5–36.
3. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. 1961. Изд. Львовского ун-та. 284 с.
4. Дорфман М.Д. Геохимические особенности процессов выветривания в нефелиновых сиенитах Хибин. Геохимия. 1958. № 5. С. 424–434.
5. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. М.-Л. Изд-во АН СССР. 1962. С. 168.
6. Дудкин О.Б. Фанерозойские коры выветривания в щелочных массивах Кольского региона // Мурманский вестник. Т. 5. № 1. 2002. С. 3–8.
7. Жиров Д.В., Сим Л.А., Маринин А.В. Реконструкция палео стресс состояний в южной части Хибинского плутона (Восток Фенноскандинавского щита) // Труды Всероссийской научной конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей». Москва, геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова 24–26 мая 2016. М. Изд-во: Перо. 2016. С. 39–44.
8. Козырева Л.В. К вопросу о трещинных зонах выветривания на территории Хибинского массива // Сб. Коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН АН СССР. 1983. С. 80–84.
9. Минералогия Хибинского массива (под ред. Чухрова Ф.В. Авторы: Коростылёва-Лабунцова Е.Е., Борущкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дофман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В.). Т. 1. М. Изд-во: Наука. 1978 а. 230 с.
10. Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2003. V. 53. J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, eds.

Температуры кристаллизации лейкосом Беломорской эклогитовой провинции

Картушинская Т.В., Горбунов И.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, tanja_1992@mail.ru

Аннотация. История геологического развития докембрийской Беломорской эклогитовой провинции включает в себя несколько этапов деформации и метаморфизма, включая мигматизацию. Для лейкосом мигматитов была рассчитана температура кристаллизации с использованием модели растворимости циркона в анатектических расплавах. Цирконы из лейкосом в мигматизированных ТТГ гнейсах и амфиболитах с реликтами эклогитов на участках Куру-Ваара и Гридино были датированы U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II. Циркон имеет сложное зональное строение, которое обусловлено неоднократностью проявленных событий. Рассчитанные температуры коррелируются с самыми поздними генерациями цирконов в каждой из лейкосом, то есть с наиболее поздними событиями. Для участка Куру-Ваара температура кристаллизации тоналитовой лейкосома возраста 2.83 млрд. лет в диафторированных эклогитах составляет 760-770 °C, для лейкосома возраста 1.93 млрд. лет в ТТГ гнейсах – 610-620 °C; для лейкосом возраста 1.88-1.89 млрд. лет в амфиболитах и диафторированных эклогитах – 610-640 °C. Для лейкосома участка Гридино с возрастом 1.94 млрд лет полученная температура кристаллизации составляет 760-770 °C.

Ключевые слова: мигматизация; лейкосома; Беломорье; Фенноскандинавский щит; ТТГ гнейсы.

Leucosomes crystallization temperatures in the Belomorian eclogite province

Kartushinskaya T.V., Gorbunov I.A.

Geological institute KSC RAS, Apatity, tanja_1992@mail.ru

Abstract. Geological evolution of the Precambrian Belomorian eclogite province comprises several stages of deformational and metamorphic events, including migmatization. Leucosomes crystallization temperatures were calculated using a model of zircon solubility in anatectic melts. Zircons in leucosomes in migmatized TTG gneisses and amphibolites with relics of eclogites in the Kuru-Vaara and Gridino study areas were analyzed by the U-Pb SIMS (SHRIMP II) technique. The zircons exhibit a complex zoning due to their multi-staged geological history. Calculated temperatures are correlated with youngest generations of the zircons for each leucosome, i.e. with latest deformational and metamorphic events. Following crystallization temperatures were calculated in the Kuru-Vaara area: (1) 610-620 °C for tonalitic leucosome with an age of 2.83 Ga in retrogressed eclogites; (2) 610-620 °C for leucosome with age 1.93 Ga in TTG gneisses; (3) 610-640 °C for leucosome with age 1.88-1.89 Ga in amphibolites and retrogressed eclogites. Crystallization temperatures of leucosome from the Gridino area with an age of 1.94 Ga is calculated as 760-770 °C.

Key words: migmatization; leucosome; Belomorian province; Fennoscandian Shield; TTG gneisses.

Введение

Возраст беломорских ультравысокобарических эклогитов определяет время начала действия тектоники литосферных плит в близком к современному виде. Один из подходов к оценке возраста эклогитового метаморфизма заключается в изучении структурно-метаморфической эволюции эклогитсодержащих пород Беломорья и важную роль здесь играет гранитоидный магматизм, включая мигматитообразование, сопутствующий определенным этапам деформаций. Точный возраст того или иного деформационного события может быть определен путем изотопного датирования образовавшегося синхронно с ним гранитоидного материала.

В эклогитсодержащем амфиболито-гнейсовом комплексе Беломорского пояса было установлено несколько этапов деформаций и связанных с ними гранитных лейкосом (табл. 1). В данной работе приводятся данные о температурах кристаллизации этих структурно-привязанных лейко-

сом. Для расчета температур кристаллизации использована методика, описанная в работе (Watson, Harrison, 1983).

Геологическая обстановка

Архейская Беломорская провинция сложена главным образом архейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (далее серыми) гнейсами с разнообразными амфиболитами. Провинция представляет собой полиметаморфическую область, которая испытала неоднократные и интенсивные деформации (Володичев, 1990; Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2006 а, 2006 б). Отличительной особенностью Беломорской провинции является широкое развитие ранне-докембрийских эклогитов (Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010; Щипанский и др., 2012 а). Эклогиты обнаруживаются в виде реликтов в телах архейских амфиболитов (Щипанский и др., 2012 а, 2012 б; Valagansky et al., 2015). Кроме того, известны эклогитовые парагенезисы в палеопротерозойских дайках базитов (Травин, Козлова, 2005; Мельник и др., 2013). Изотопное датирование эклогитов позволило выделить две принципиально разновозрастные группы эклогитов: (1) архейские с возрастом 2.87-2.72 млрд. (Володичев и др., 2004; Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012 а, 2012 б) и (2) палеопротеройские возрастом с 1.9 млрд. лет (Скублов и др., 2010 а, 2010 б; Мельник и др., 2013). Интерпретация этих датировок остается предметом дискуссий.

Характеристика лейкосом

Одними из наиболее изученных участков развития эклогитов являются район села Гридино, карьер Куру-Ваара, а также участок Салма (последний в данной работе не рассматривается).

Участок *Куру-Ваара* расположен в северной части Беломорской провинции. Он сложен преимущественно архейскими ТТГ гнейсами с прослоями и линзами амфиболитов с реликтами эклогитов. Развитие амфиболитов по эклогитам привело к преобразованию последних в симплектитовые эклогиты, которые затем были разлинзованы и мигматизированы. Мигматизация в пределах участка была проявлена неоднократно, в результате чего на участке установлено несколько генераций лейкосом, образовавшихся как в мезоархейское, так и в палеопротерозойское время.

Датирование лейкосом производилось по циркону U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II (Картушинская, 2018). Циркон в большинстве проб имеет сложное зональное строение, которое обусловлено неоднократностью проявленных на участке событий. Т.к. расчет температуры кристаллизации производился по данным валовых химических анализов породы, то полученная температура должна отражать условия кристаллизации во время формирования самой молодой генерации циркона. В связи с этим в данной работе приводятся данные возраста самых поздних генераций циркона, определенных по их каймам.

Самой древней структурно-привязанной лейкосомой из установленных на участке Куру-Ваара является тоналитовая лейкосома (обр. КТ-17215; табл. 1, 2), которая расположена внутри крупного тела амфиболитов. Она окаймляет линзу с реликтами симплектитовых эклогитов, которые связаны с амфиболитом постепенными переходами, и резко отличается от всех лейкосом данного участка массивной мелкозернистой текстурой и серым цветом. Предполагается, что именно эта мигматизация и приводила к преобразованию ранних эклогитов в амфиболиты. Для этой лейкосомы установлен возраст 2829 ± 11 млн. лет. Её геологическое положение указывает на то, что возраст реликтов эклогитов древнее 2.83 млрд. лет.

В палеопротерозое установлена лейкосома (обр. Г-71325; табл. 1, 2) с возрастом 1933 ± 59 млн. лет, образовавшаяся до эклогитового метаморфизма 1.9 млрд. лет. Она сформировалась во время складчатых деформаций в ТТГ гнейсах, и расположена параллельно осевым поверхностям полулежачих открытых складок. Лейкосома имеет среднезернистую текстуру и сложена двуполевошпатовым гранитом. Дополнительно была продатирована проба вмещающего ТТГ гнейса (обр. Г-71325-10; табл. 1, 2). Проба была отобрана из однородной и массивной мезосомы мигматизированного ТТГ гнейса. Возраст самой поздней генерации циркона в этой пробе составляет 1961 ± 46 , что в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом лейкосомы, и отражает одно и то же событие.

Лейкосомы, образовавшиеся во время мигматизации и деформации тел амфиболитов с реликтами эклогитов, имеют возраст 1.88 млрд. лет. Эти события последовали сразу за эклогитовым метаморфизмом. Лейкогранитная лейкосома (обр. КТ-17216; табл. 1, 2) была взята для датирования из того же обнажения, что и ранняя тоналитовая лейкосома (обр. КТ-17215). Лейкогранитная лейкосома имеет секущее положение по отношению к тоналитовой лейкосоме и находится на большем отдалении от центра линзы с реликтами эклогитов. Она также отличается от тоналитовой лейкосомы крупнозернистой текстурой и более кислым составом. Пегматоидная лейкосома (обр. КТ-813120; табл. 1, 2) развита субпараллельно осевым поверхностям складок вертикального раздавливания в мигматизированных амфиболитах. Лейкосома отделена от мезосомы ярко выраженной меланосомой и сложена кварцевым диоритом.

Участок *Избная Луда* представляет собой остров в районе с. Гридино. Этот район сложен серыми гнейсами архея, которые вмещают архейские амфиболиты с реликтами эклогитов (Володичев и др., 2004) и эклогитизированные палеопротерозойские дайки (Травин, Козлова, 2005). В строении острова выделены Западный, Центральный и Восточный домены, при этом серые гнейсы и дайки Восточного домена испытали в палеопротерозое интенсивное расланцевание (Травин и др., 2005). В данном домене установлена сдвиговая зона, в которой отмечаются складки сдвигового течения. В замке одной из таких складок, параллельно её осевой поверхности, развита гранитная лейкосома возраста 1941 ± 17 млн. лет (обр. 81660; табл. 1, 2). Возраст этой лейкосомы отражает этап деформации и мигматизации, предшествовавший эклогитовому метаморфизму 1.9 млрд. лет.

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (масс. %) и циркония (г/т) в структурно-привязанных лейкосомах.

Table 1. Major elements (wt. %) and zirconium (ppm) analyses of structurally-constrained leucosomes .

Образец	Г-71325-10	Г-71325	КТ-813120	КТ-17216	КТ-17215	81660
SiO ₂	66.29	71.34	67.38	74.79	68.51	70.38
TiO ₂	0.43	0.12	0.21	0.10	0.56	0.29
Al ₂ O ₃	15.69	15.19	15.67	12.98	14.81	15.14
Fe ₂ O ₃	1.94	0.0	0.5	0.00	0.00	0.38
FeO	2.1	2.58	3.33	1.95	3.70	
MnO	0.071	0.02	0.035	0.007	0.041	0.040
MgO	1.76	0.37	1.28	0.14	1.43	0.55
CaO	4.29	3.02	3.93	2.51	3.24	4.02
Na ₂ O	4.26	4.45	4.78	2.81	4.78	5.28
K ₂ O	1.84	2.0	1.65	4.04	1.60	0.52
P ₂ O ₅	0.18	0.02	0.03	0.02	0.14	0.06
Zr	20.8	15.5	25.7	53.7	152	160

Примечание. Анализы содержания петрогенных элементов выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН атомно-абсорбционным (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, MnO), эмиссионным (K₂O, Na₂O), колориметрическим (TiO₂, P₂O₅), объемным (CO₂, FeO) и весовым (H₂O, п.п.п.) методами по одной навеске породы после разложения путем ее сплавления с бурой и содой. Аналитическая погрешность для Fe₂O₃ при содержании в породе 0.10-1.00 мас. % составляла ~17 %, при содержании 1.00-10.0 мас. % – 7 %; аналитическая погрешность для FeO равнялась ~ 6.5 %, у всех остальных элементов: для концентрации 1-10 % – 3.5 %; для концентрации > 10 % – 1.5 %. Анализы содержания циркония выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ELAN 9000 DRC-е в ИХТРЭМС КНЦ РАН.

Результаты

Для расчета температуры кристаллизации гранитоидов, сопутствующих определенным этапам деформаций на участках развития эклогитовых ассоциаций Беломорского пояса, была использована формула, приведенная в работе (Watson, Harrison, 1983):

$$\ln D_{Zr}^{zircon/melt} = \{ - 3.80 - [0.85 (M - 1)] \} + 12900/T,$$

где T – температура насыщения для циркона (в °К), $D_{Zr}^{zircon/melt}$ – коэффициент распределения циркония между цирконом и расплавом, определяемый через отношение концентрации циркония в стехиометрическом цирконе (~500000 ppm) и породе, M – катионные отношения $[(Na + K + 2Ca)/(Al \times Si)]$, рассчитанные по валовым содержаниям SiO_2 , Al_2O_3 , NaO , K_2O и CaO .

Полученные данные позволяют оценить температуру деформаций, наложенных на мезоархейские и палеопротерозойские эклогиты. Для участка Куру-Ваара температура кристаллизации тоналитовой лейкосомы возраста 2.83 млрд. лет в диафторированных эклогитах составляет 760-770 °С, для лейкосомы возраста 1.93 млрд. лет в ТТГ гнейсах – 610-620 °С; для лейкосомы возраста 1.88-1.89 млрд. лет в амфиболитах и диафторированных эклогитах – 610-640 °С. Для лейкосомы участка Гридино с возрастом 1.94 млрд. лет полученная температура кристаллизации составляет 760-770 °С.

Таблица 2. Возраст и температура кристаллизации структурно-привязанных лейкосом.

Table 2. Age and crystallization temperature of structurally-constrained leucosomes.

Проба	Порода	Возраст, млн. лет	T °С по (Watson, Harrison, 1983)
<i>Участок Куру-Ваара</i>			
КТ-813120	Пегматоидная лейкосома в амфиболитах	1888 ± 40	634
КТ-17216	Лейкогранитная лейкосома в диафторированных эклогитах	1888 ± 8	696
Г-71325	Лейкосома, параллельная осевым поверхностям складок в ТТГ гнейсах	1933 ± 59	613
Г-71325-10	Плагиогранит (ТТГ гнейс)	1961 ± 46	619
КТ-17215	Тоналитовая лейкосома в диафторированных эклогитах	2829 ± 11	769
<i>Участок Гридино, о. Избная Луда</i>			
81660	Лейкосома, параллельная осевой поверхности складки в сдвиговой зоне	1941 ± 17	769

Авторы благодарны Т.В. Каулиной за предложенную идею для написания данной работы и В.В. Балаганскому за предоставленные образцы и ценные рекомендации.

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН (0226-2019-0052) при поддержке программы президиума РАН № 19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
2. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
3. Картушинская Т.В. Гранитоиды в Беломорском эклогитсодержащем амфиболитогнейсовом комплексе (Балтийский щит): этапность образования, корреляция с деформациями, петрография и геохимия. Выпускная квалифик. работа аспиранта. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2018.
4. Мельник А.Е., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448. № 2. С. 197–205.
5. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
6. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
7. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U–Pb-возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады Академии наук. 2010 а. Т. 432. № 5. С. 668–675.

8. Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Васильева И.М., Гусева В.Ф. Комплексное изотопно-геохимическое (Sm–Nd, U–Pb) исследование салминских эколгитов // Доклады Академии наук. 2010 б. Т. 434. № 6. С. 802–806.
9. Слабунов, А.И., Бибилова Е.В., Степанов, В.С. Володичев О.И., Балаганский В.В., Степанова А.В., Сибелев О.С. Неоархейский Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006 а. С. 127–135.
10. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006 б. № 6 С. 3–32.
11. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эколгитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405. № 3. С. 376–380.
12. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. С. 40–49.
13. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эколгиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012 а. Т. 53. № 1. С. 3–29.
14. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эколгитов беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012 б. Т. 53. № 3. С. 341–364.
15. Balagansky V.V., Shchipansky A.A., Slabunov A.I., Gorbunov I.A., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Azimov P.Ya., Egorova S.V., Stepanova A.V., Voloshin A.V. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // International Geology Review. 2015. V. 57, N. 11-12. P. 1541–1563.
16. Mints M.M., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. V. 38. N. 8. P. 739–781.
17. 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.

Сера в листьях 7 видов растений в окрестностях медно-никелевого предприятия, Кольский полуостров

Кашулина Г.М., Литвинова Т.И., Коробейникова Н.М.

Полярно-альтйский ботанический сад-институт КНЦ РАН, Апатиты, galina.kashulina@gmail.com

Аннотация. В статье анализируются результаты определения серы в листьях 7 видов растений: черники (*Vaccinium myrtillus*), брусники (*Vaccinium vitis-idaea*), вороники (*Empetrum hermaphroditum*), березы (*Betula sp.*), ивы (*Salix sp.*), сосны (*Pinus friesiana*) и ели (*Picea obovata*), произрастающих около крупнейшего на Севере Европы источника выбросов SO₂ и тяжелых металлов. Исследования показали, что, несмотря на стресс и избыток серы в окружающей среде, ее концентрации в листьях в большинстве образцов всех видов растений около источника выбросов остаются в пределах естественного варьирования. Однако сравнительный анализ частотного распределения свидетельствуют о том, что концентрации S в золе листьев растений около источника выбросов могут быть, как незначительно повышены (ель, береза, ива, сосна), так и понижены (вороника, брусника, черника) относительно фона. При этом направленность и степень изменения являются вид специфичными и зависят не только от уровня загрязнения, но и уровня плодородия почв экотопа.

Ключевые слова: листья растений, зольный анализ, сера, экстремальное загрязнение, медно-никелевое предприятие.

Sulphur in leaves of 7 plant species in surroundings of the copper-nickel industrial complex, Kola Peninsula

Kashulina G., Litvinova T., Korobeinikova N.

Polar-Alpine Botanical Garden-Institute KSC RAS, Apatity, galina.kashulina@gmail.com

Abstract. The paper studies results of estimated sulphur concentrations in leaves of 7 plant species: birch – *Betula sp.*, willow – *Salix sp.*, spruce – *Picea obovata*, pine – *Pinus friesiana*, blueberry – *Vaccinium myrtillus*, crowberry – *Empetrum hermaphroditum* and cowberry – *Vaccinium vitis-idaea* nearby the Northern Europe's largest SO₂ and heavy metals emission source. The study has shown that, in spite of stress and sulphur excess in the environment, S concentrations in leaves in most samples of all plant species near the source of emissions remain within a natural variation range. However, the comparative analysis of frequency distribution suggests that the concentration of S in ash of plants leaves around the emission source may be both slightly higher (birch, willow, spruce and pine) and lower (blueberry, cowberry and crowberry) regarding the background. The reaction depends on plant species, level of pollution, and soil fertility.

Key words: plant leaves, ash analysis, sulphur, extreme pollution, copper-nickel industrial complex.

Введение

Как и все живые организмы, растения в процессе жизнедеятельности активно регулируют свой химический состав. Потребление элементов растениями является вид специфичным и генетически обусловленным. Однако конкретные условия произрастания – климат местности, плодородие почв, увлажнение и метеорологические особенности вегетационного сезона также способны оказывать влияние на химический состав растений, обуславливая довольно широкое варьирование концентраций элементов в растениях в естественных условиях. Выбросы промышленных предприятий могут значительно изменить условия произрастания растения. Так, в результате длительного воздействия выбросов медно-никелевого комбината «Североникель» – крупнейшего на севере Европы источника выбросов SO₂ и тяжелых металлов –, условия для роста растений в его окрестностях стали экстремальными: в атмосфере значительно повышены концентрации SO₂ и техногенной пыли с высоким содержанием тяжелых металлов (Kashulina et al., 2014), концентрации основных металлов загрязнителей Ni и Cu в почвах в тысячу и более раз превысили фоновые значения (Reimann et al., 2001; Кашулина, 2018). Изучение растений, произрастающих в локальной зоне (ЛЗ) воздействия выбросов этого предприятия, предоставляет уникальную возможность выявить особенности формирования химического состава растений в экстремальных условиях.

Самые общие черты изменения химического состава листьев растений в ближайших окрестностях предприятия на основе комплексного почвенно-геоботанического мониторинга уже были обсуждены в предыдущей публикации (Кашулина и др., 2018). В данной статье более подробно анализируется распределение концентраций S в золе листьев растений. Особый интерес к этому элементу обусловлен тем обстоятельством, что с одной стороны этот элемент является важным для питания растений элементом, а с другой, – основным компонентом выбросов комбината «Североникель», концентрации соединений которой, как в атмосфере, так и в атмосферных осадках (Kashulina et al., 2014) ЛЗ значительно повышены.

Материалы и методы исследований

Площадки мониторинга располагались на разных элементах ландшафта на расстоянии 1–17 км от комбината «Североникель» (Кашулина, 2018; Кашулина и др., 2018). Смешанные образцы ассимилирующих органов 7 наиболее распространенных видов растений — черники (*Vaccinium myrtillus*), брусники (*Vaccinium vitis-idaea*), вороники (*Empetrum hermaphroditum*), березы (*Betula* sp.), ивы (*Salix* sp.), сосны (*Pinus friesiana*) и ели (*Picea obovata*) отбирались в конце вегетационного периода в 20-х числах августа 2002, 2005–2014 гг. У листопадных растений (береза, ива, черника) отбирались листья, у сосны и ели — хвоя второго года жизни, у вечнозеленых кустарничков (брусника, вороника) — листья с 2–3-летних побегов.

Содержание S в растениях были определены по методике А.А. Поповцевой (1974). Этим методом извлекаются только элементы, входящие в состав органического вещества растений. В качестве фоновых значений использовались компилированные данные предшествующих исследований в нарушенных экосистемах Кольского полуострова и Карелии (Кашулина и др., 2018). Значимость различий по содержанию S в ассимилирующих органах растений на мониторинговых площадках и фоновых условиях оценивали с помощью U-критерия Манна — Уитни (http://www.psychol_ok.ru/statistics/mann_whitney).

Результаты и их обсуждение

В отличие от основных металлов-загрязнителей – Ni и Cu, а также таких важных питательных элемента как Ca и Mn, влияние загрязнения на содержание S в листьях растений ЛЗ воздействия комбината «Североникель» не является столь очевидным. Это обусловлено тем, что различные виды растений именно по S значительно различаются по реакции на стресс и избыток серы в окружающей среде ЛЗ. Так, согласно соотношениям ЛЗ/Фон (табл. 1), уровни концентраций S в листьях березы, в целом, остаются на фоновом уровне. Об отсутствии значительных изменений концентраций S в листьях березы ЛЗ свидетельствует и распределение величин по квартилям: величины достаточно равномерно представляют все диапазоны естественного варьирования концентраций. Расчеты U-критерия Манна-Уитни для всего набора данных, представляющих ЛЗ, также подтвердили отсутствие значимых различий по концентрациям S в листьях березы между ЛЗ и фоном.

Соотношение ЛЗ/Фон для сосны и особенно ели, наоборот, свидетельствует о том, что концентрации S в хвое этих растений в ЛЗ повышены относительно фона. О повышении концентраций S в хвое сосны и ели свидетельствуют и распределение величин по квартилям. Например, для сосны большая часть величин (62 %) располагается в диапазоне между медианой и Q3, т.е., в области высоких значений, свойственных фоновым условиям. А в одном образце хвои сосны концентрация S даже превышает фоновый максимум. Для ели у 66.6 % образцов концентрации находятся в диапазоне между медианой и максимумом фона, а в 4-ех образцах (26.7 %) превышают фоновый максимум.

Согласно соотношениям ЛЗ/Фон у вороники и особенно у брусники концентрации S в листьях в ЛЗ снижены относительно фона. Распределение величин по квартилям также свидетельствует о снижении концентраций S в листьях вороники: повышается доля образцов (до 55 %) в диапазоне между минимумом и Q1 и снижена до 14 % в области высоких значений между Q3 и максимумом фона. Вместе с тем, в одном образце листьев вороники концентрация S превышает фоновый максимум. Это означает, что концентрация S в листьях вороники ЛЗ может не только снижаться, но и повышаться.

Из-за небольшого числа образцов (табл. 1) заключение о влиянии загрязнения на концентрации S в листьях брусники и черники могут рассматриваться как самые предварительные. Как и для листьев вороники, для листьев брусники соотношение концентраций S в ЛЗ к фону составляет ниже единицы. В большей части образцов (в 3 из 5) концентрации S в листьях вороники приходится на самый низкий диапазон фоновых концентраций – между минимумом и Q1, но в 1 образце – превышает фоновый максимум. Т.е., также как и для вороники, концентрации S в золе листьев брусники в ЛЗ могут быть не только понижены, но и повышены.

Таблица 1. Минимум, первый квартиль (Q1), медиана, третий квартиль (Q3) и максимум концентраций (мг/кг, сухих листьев) S в золе листьев растений в локальной зоне (ЛЗ) воздействия медно-никелевого комбината «Североникель» и фоновых условиях (Фон), а также соотношения минимума и максимума и ЛЗ/Фон.

Table 1. Minimum, the first quartile (Q1), median, the third quartile (Q3) and maximum of S concentrations (mg/kg of dry leaves) in the ash of plant leaves near the «Severonikel» industrial complex and in the background area, as well as max/min and local zone/background ratios.

	N	Минимум	Q1	Медиана	Q3	Максимум	Макс/Мин	ЛЗ/Фон
<i>Береза</i>								
ЛЗ	48	276	439	634	858	1720	6.2	1.09
Фон	21	40	460	580	775	1300	32.5	
<i>Ива</i>								
ЛЗ	26	972	1341	1966	2310	3668	3.8	–
ФОН	3	400	400	690	740	740	–	–
<i>Сосна</i>								
ЛЗ	47	160	272	360	436	1148	7.2	1.20
ФОН	29	100	200	300	500	900	9	
<i>Ель</i>								
ЛЗ	15	536	648	860	1140	1376	2.6	1.59
ФОН	35	200	370	540	710	1100	5.5	
<i>Вороника</i>								
ЛЗ	36	192	354	496	675	1720	9.0	0.79
ФОН	12	200	592.5	630	722.5	940	4.7	
<i>Брусника</i>								
ЛЗ	5	428	478	640	1574	2112	4.9	0.52
ФОН	19	400	1000	1230	1470	1900	4.8	
<i>Черника</i>								
ЛЗ	6	596	761	1080	1389	1500	2.5	0.94
ФОН	16	400	1005	1155	1435	1700	4.3	

Судя по соотношению ЛЗ/Фон, концентрации S в листьях черники остаются на близком к фону уровне. О некотором ее снижении свидетельствует распределение величин по квартилям: 50 % значений (3 из 6) располагаются между минимумом и Q1 фона. Некоторое снижение концентраций S в листьях кустарничков в ЛЗ могут быть обусловлены их более сильно угнетенным состоянием. В отличие от древесных растений, обилие кустарничков на площадках мониторинга продолжает сокращаться, несмотря на снижение объемов выбросов загрязняющих веществ предприятием.

Расчёты U-критерия Манна-Уитни, однако, для всего набора данных, не выявили значимых изменений концентраций S в листьях всех видов растений по сравнению с фоном. Т.е., отмеченные выше изменения не являются существенными, а носят характер лишь небольшого сдвига концентраций в ту или иную сторону в зависимости от вида растений.

Дополнительную информацию о направленности изменений содержаний S в растениях ЛЗ может дать анализ распределения ее концентраций по площадкам мониторинга, которые значительно различаются, как по природным условиям (плодородию почв и увлажнению), так и по уровню загрязнения (Kashulina et al., 2014; Кашулина, 2018).

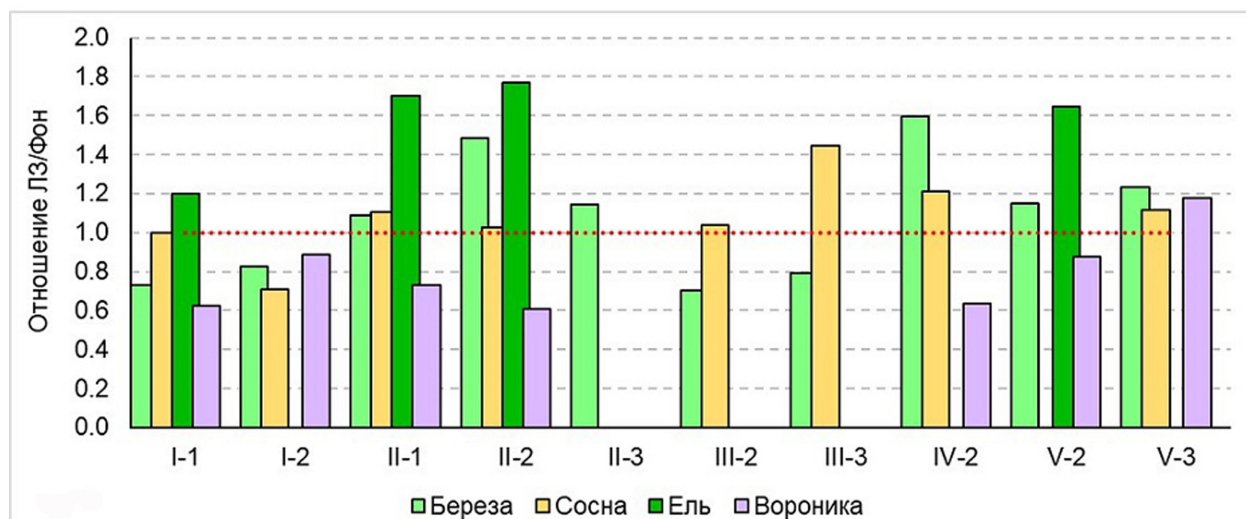


Рис. 1. Отношения медиан концентраций S в листьях растений на площадках мониторинга в локальной зоне (ЛЗ) воздействия комбината «Североникель» и в фоновых условиях (Фон).

Fig. 1. The ratio of median concentrations of S in plant leaves at monitoring plots near the «Severonikel» industrial complex to background values.

Как видно на рис. 1, величины отношения медиан концентраций S в растениях на отдельных площадках мониторинга к фону зависят от вида растений и площадки. Для листьев березы в зависимости от площадки наблюдается, как незначительное обеднение, так и повышение концентрации относительно фона. Ниже фоновых концентраций S в листьях березы были обнаружены на самых удаленных площадках I-1 и I-2 (17 км от источника выбросов), а также пл. III-2 и III-3 (8 км на ССЗ от источника). Наиболее значительное повышение концентраций S в листьях березы пришлось на самую загрязнённую пл. IV-2 (3 км от источника выбросов). Единственное превышающее фоновый максимум значение (1720 мг/кг) было обнаружено как раз на этой площадке в 2011 году. На удалении 8 км на север концентрации S были незначительно повышены только на пл. II-2. На всех наиболее загрязнённых площадках – IV-2, II-1 и II-2 некоторые листья в конце вегетационного периода имели следы ожога SO₂.

Однако объяснить такое распределение концентраций S в листьях березы между площадками мониторинга только за счет различий по уровню загрязнения было бы не совсем корректно. Если бы распределение концентраций S в листьях березы было бы связано только с загрязнением, то на наиболее удаленных пл. I-1, I-2, III-2 и III-3 следовало бы ожидать близкие к фону концентрации. Снижение концентраций ниже фона на этих площадках, возможно, обусловлены низким естественным плодородием почв и сухостью местообитания и их ухудшением под воздействием техногенного фактора. Более близкие к фону концентрации S пришлось на пл. V-2 и V-3, которые характеризуются средним уровнем загрязнения и высоким естественным плодородием почв и хорошим увлажнением. Об отсутствии четкой связи концентраций S в растениях с загрязнением свидетельствуют и близкие к фону концентрации на второй по уровню загрязнения пл. II-1. Расчеты U-критерия Манна-Уитни выявили значимое увеличение концентрации S в листьях березы только для самой загрязнённой площадки IV-2. Для остальных площадок, ни снижение, ни повышение относительно фона не было значимым.

Для сосны на большинстве площадок концентрация S в хвое была близка к фону. Незначительное снижение было отмечено на самой удаленной площадке I-2, где дополнительным стресс-факторам могло быть сезонное избыточное увлажнение. На самой загрязнённой площадке IV-2 было отмечено лишь незначительное повышение. U-критерий Манна-Уитни не выявил значимых различий концентраций S в хвое сосны от фона ни для одной площадки мониторинга, независимо от уровня ее загрязнения.

Концентрация S в хвое ели на всех площадках была выше, чем в фоновых условиях. Расчеты *U*-критерия Манна-Уитни выявили значимое увеличение относительно фона только для площадки V-2, характеризующейся сочетанием среднего уровня загрязнения, высоким плодородием почв и хорошим увлажнением. Ель на этой площадке характеризовалась лучшим по сравнению с остальными площадками жизненным состоянием.

Наоборот, концентрации S в листьях вороники снижены на всех площадках, кроме площадки V-3. При этом одинаковое снижение было отмечено и на самой удаленной площадке I-1, и на самой загрязненной площадке IV-2. На обеих этих площадках жизненное состояние вороники оценивается как очень угнетенное. Некоторое повышение концентрации S в воронике на площадке V-3, наоборот, соответствуют ее лучшему здесь состоянию. *U*-критерий Манна-Уитни не выявил значимых изменений концентраций S в листьях вороники относительно фона ни для одной площадки, независимо от уровня ее загрязнения и жизненного состояния вороники.

Заключение

Исследования показали, что, несмотря на стресс и избыток серы в окружающей среде, концентрации S в листьях в большинстве образцов всех видов растений в окрестностях медно-никелевого предприятия остаются в пределах естественного варьирования, свойственного ненарушенным экосистемам в регионе. Однако сравнительный анализ частотного распределения концентраций S свидетельствует о том, что концентрации S в листьях растений около источника выбросов могут быть, как незначительно повышены (ель, береза, ива, сосна), так и понижены (вороника, брусника, черника) относительно фона. При этом направленность и степень изменения являются вид специфичными и зависят не только от уровня загрязнения, но и от условий увлажнения и плодородия почв в месте произрастания.

Литература

1. Кашулина Г.М. Мониторинг загрязнения почв тяжелыми металлами в окрестностях медно-никелевого предприятия на Кольском полуострове // Почвоведение. 2018. №4. С. 493–505.
2. Кашулина Г.М., Литвинова Т.И., Коробейникова Н.М. Особенности формирования химического состава ассимилирующих органов растений в условиях экстремального загрязнения выбросами медно-никелевого предприятия // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. № 4 (10). С. 19–24.
3. Поповцева А.А. Методическое руководство по ускоренному анализу золы растений. Сыктывкар: Изд-во: Коми филиала АН СССР. 1974. 83 с.
4. Kashulina G., de Caritat P., Reimann C. Snow and rain chemistry around the «Severonikel» industrial complex, NW Russia: Current status and retrospective analysis // Atmospheric Environment. 2014. V. 89. P. 672–682.
5. Reimann, C., Koller, F., Kashulina, G., Niskavaara, H. and Englmaier, P. Influence of extreme pollution on the inorganic chemical composition of some plants // Environmental Pollution. 2001. V. 115. P. 239–252.

Редкоземельный потенциал апатита в месторождениях и отходах производства апатито-нефелиновых руд Хибинского массива

Когарко Л.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru

Аннотация. Хибины – одна из крупнейших щелочных интрузий мира, включает гигантские апатитовые месторождения. Апатит представлен F-apatитом и содержит исключительно высокую концентрацию SrO. (4,5 мас. % в среднем) и повышенные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ до 8891 ppm).

Отсутствие европиевой аномалии предполагает остаточный характер хибинской щелочной магмы и указывает на то, что дифференциация первичной оливин-меланефелинитовой магмы развивалась без фракционирования плагиоклаза, который является основным минералом-концентратором Sr и Eu в базальтовых магматических системах.

Проведена оценка редкоземельного потенциала отходов производства апатито-нефелиновых руд Хибинского массива. На основании полученных данных по содержаниям редких земель, общее содержание редкоземельных металлов в отходах составляют около 1,0-1,6 млн тонн. Таким образом, в отходах переработки апатито-нефелиновых руд содержатся довольно высокие содержания редкоземельных металлов.

Ключевые слова: апатит; Хибины; апатит-нефелиновое месторождение; фазовая диаграмма апатит-нефелин-диопсид.

Rare-earth potential of Apatite in deposits and wastes of production of Apatite-nepheline ores of the Khibiny massif

Kogarko L.N.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, kogarko@geokhi.ru

Abstract. Khibiny, one of the world's largest peralkaline intrusions, hosts gigantic apatite deposits. Apatite is represented by F-apatite and it contains exceptionally high concentration of SrO. (4.5 wt % on average) and increased amounts of rare earth elements (REEs; up to 8891 ppm).

Negative Eu anomaly signature of apatite suggests a residual character of the Khibiny alkaline magma, and it indicates that the differentiation of the primary olivine-melanephelinitic magma developed without fractionation of plagioclase, which is the main mineral-concentrator of Sr and Eu in basaltic magmatic systems.

The estimation of rare-earth potential of apatite-nepheline ore production wastes of the Khibiny massif is carried out. According to the data on the content of rare earths, total content of rare earth metals in waste is about 1.0-1.6 million tons. Thus, waste processing of apatite-nepheline ores contain quite high concentration of rare earth metals.

Key words: apatite; Khibiny; apatite-nepheline deposit; phase diagram apatite-nepheline-diopside.

В настоящее время апатито-нефелиновые месторождения Кольского полуострова (Хибинский массив) занимают ведущее место в структуре сырьевой базы России-источник фосфора, алюминия, стронция, рубидия, галлия и редких земель. Важной задачей является исследование распределения редких земель и других примесей в апатитовых рудах месторождений, а также оценка редкоземельного потенциала отходов производства апатитового концентрата. Эти работы позволят на современном уровне оценить редкоземельный потенциал апатитовых руд Российской Арктики, а также количественно оценить их комплексный характер и редкоземельный потенциал производственных отходов.

Сегодня ряд западных стран закупает Хибинский апатитовый концентрат не столько для извлечения фосфора, сколько для получения редкоземельных металлов. Предприятия нашей страны пока не имеют высокопродуктивных технологий. Сейчас из-за отсутствия подходящих рентабельных технологий задерживается освоение одного из лучших мировых месторождений с высоким содержанием РЗЭ.

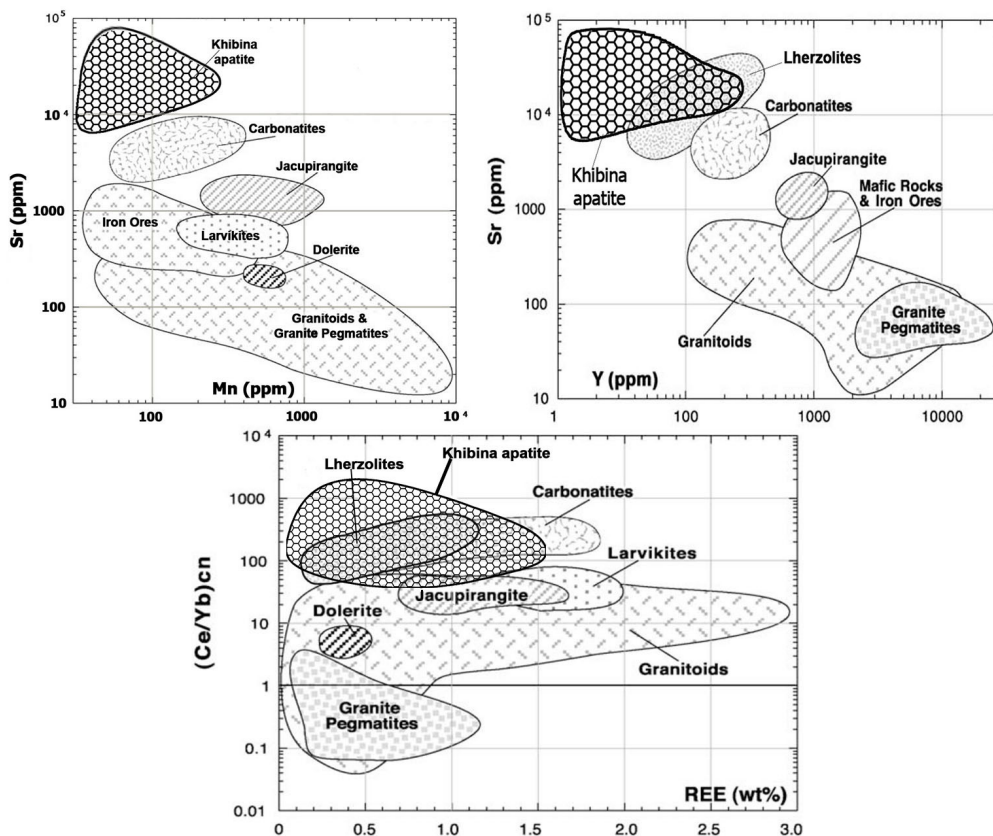


Рис. 1. Композиционное поле апатита Хибины на дискриминантных диаграммах, (Belousova et al., 2002).

Fig. 1. Field of the Khibiny apatite composition on the discriminant diagrams proposed, (Belousova et al., 2002).

Крупнейшее в мире месторождение апатита связано с апаитовыми нефелиновыми сиенитами Хибинского массива (Кольский полуостров) (Иванова и др., 1970; Зак и др., 1972, Елисеев, 1937). Хибинский массив представляет собой серию кольцевых интрузий, состав которых варьирует в пределах нефелиновых сиенитов за исключением ийолит-уртитового комплекса, включающего апатит-нефелиновое месторождение (Arzamastsev et al., 2008). На основании детальных исследований состава апатита различных месторождений ийолит-уртитового комплекса (около 1200 анализов) (табл. 1) были выведены средние содержания РЗЭ в апатитах. Главным методом анализа апатита была лазерная абляция (ICPMS in situ) и микрозондовый (CAMECF 100). Было показано, что, согласно последним данным по номенклатуре апатита (Pasero et al., 2010) в апатито-нефелиновых рудах развит не стронциевый апатит, как это было предположено ранее (Chakhmouradian et al., 2002), а фтор-apatит.

Хибинский фторапатит обладает исключительно высоким содержанием стронция – в среднем 3.85 % (рис. 1) (табл. 1).

Среднее содержание суммы редких земель в исследованном фторапатите составило 8891 ppm.

Учитывая огромные запасы апатито-нефелиновых руд Хибин, мож-

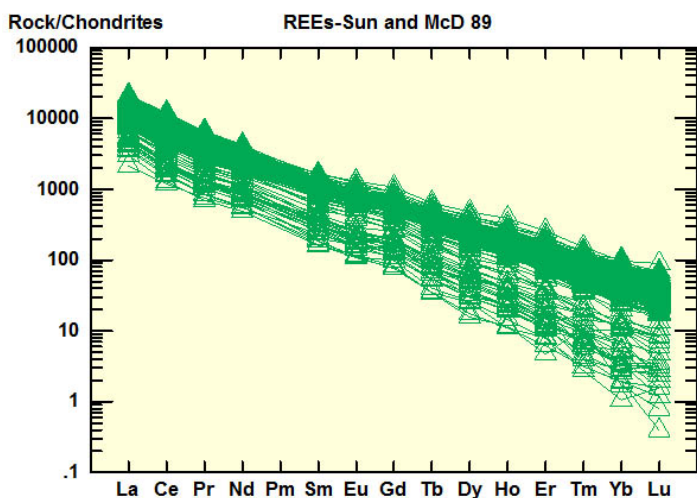


Рис. 2. Распределение РЗЭ в хибинском апатите.

Fig. 2. Distribution of REE in the Khibiny apatite.

но заключить, что Хибинские руды представляют собой довольно крупное месторождение редких земель порядка нескольких миллионов тонн суммы редкоземельных металлов. Во всех апатитах содержания легких редких земель значительно преобладают над тяжелыми РЗЭ (рис. 2). Среднее значение $Ce/Yb=682$. Все исследованные хибинские апатиты не имеют ни положительной, ни отрицательной европиевой аномалий, что характерно для всех пород и минералов Кольской щелочно-карбонатитовой провинции (Downes et al., 2005).

Наши результаты показали заметные различия содержания редкоземельных металлов в апатитах из различных Хибинских месторождений. Особенно высокие концентрации редкоземельных металлов отмечается в апатитах месторождения Коашва-12979 ppm. В то время как в месторождениях Юкспор, Расвумчорр, Олений ручей суммарное содержание редких земель варьирует незначительно 7200-7400 ppm. Интересно отметить, что в апатитах Коашвинского месторождения отмечены самые высокие содержания стронция (табл. 1).

Таблица 1. Примеры распределения элементов в апатитах различных месторождений Хибинского массива (ppm, 1200* анализов).

Table 1. Examples of the distribution of elements in apatites of various fields of the Khibiny massif (ppm, 1200* analyses).

	Расвумчорр (38 образцов)	Олений Ручей (43 образца)	Коашва (62 образца)	Юкспорр (12 образцов)	Хибинский массив
Элементы	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее
Ce/Yb	441	705	940	416	682
ΣREE	7 451	7 379	12 979	7 218	8 891
Ce	3 334	3 283	6 086	3 202	4 040
La	2 294	2 247	4 293	2 152	2 799
Pr	314	308	521	309	367
Nd	1 085	1 101	1 637	1 111	1 243
Sm	150	157	182	156	162
Eu	41	44	45	45	44
Gd	113	120	117	122	118
Tb	13	14	12	14	13
Dy	62	64	52	64	60
Ho	10	10	8.3	10	9.8
Er	21	21	16	21	20
Tm	2.2	2.0	1.5	2.0	1.9
Yb	10	10	7.0	9.3	8.9
Lu	1.0	1.0	0.7	1.0	0.9
Si	1 123	–	–	–	1 123
Na	1 100	–	1200	–	1 150
Sr	30 149	30 543	64 771	18 947	38 520
Hf	0.02	–	0.1	0.1	0.1
Ta	0.003	–	0.1	0.1	0.0
Pb	1.4	–	1.0	1.4	1.2
Th	19	–	23	25	22
U	2.0	–	1.3	2.5	1.8
Mg	–	4 181	22	58	2 225
Sc	0.04	3	0.6	1.2	1.6
Mn	150	157	114	136	142
Fe	88	313	89	99	182
Y	283	265	171	277	245
Zr	2.3	8	7.2	7.1	6.6
Nb	0.1	1	0.6	0.1	0.4
Ba	331	418	318	326	363
Zn	0.4	–	–	–	0.4

Таблица 2. Распределение редких элементов в отходах Апатитового рудника.

Table 2. Distribution of rare elements in the Apatite mine wastes.

Элементы	Отходы апатитового рудника 1	Отходы апатитового рудника 1	Отходы апатитового рудника 2 более ранние	Апатит, среднее (315 анализов)
La	342–76	300–18	191–05	2785–97
Ce	593–25	506–51	339–32	4019–58
Pr	63–02	57–97	40–12	364–95
Nd	209–84	199–49	139–3	1240–18
Sm	34–02	32–08	24–58	162–68
Eu	10–03	9–38	6–74	44–28
Dy	15–88	16–04	12–88	60–43
Ho	2–9	2–95	2–32	9–77
Tm	0–78	0–82	0–67	1–95
Yb	4–29	4–27	3–34	8–88
Lu	0–55	0–47	0–48	1–07
Ce/Yb	138–29	118–62	101–59	452–66

Высокие содержания стронция и редких земель в Хибинских апатитах свидетельствует об остаточном характере щелочной магмы. Отсутствие европиевой аномалии является следствием характера первичной магмы щелочно-карбонатитовой формации Кольского полуострова, дифференциация которой происходит без фракционирования плагиоклаза – главного минерала-концентратора двухвалентного европия (Dunworth et al., 2001).

Ежегодно из недр Земли извлекается около 100 млрд. тонн полезных ископаемых, в результате добычи и переработки которых, в окружающей природной среде накапливается около 17.4 млрд. т. твердых и жидких отходов. С целью оценки потенциала редкоземельных элементов в отходах крупнейших в мире апатито-нефелиновых месторождений Хибинского массива Кольского полуострова был отобран материал из хвостохранилищ (около 100 проб) твердых отходов апатито-нефелиновых фабрик. Впервые был получен материал по распределению всех редких земель в отходах производства апатитовых руд (рис. 3, табл. 2).

За годы эксплуатации месторождений около 1.5 млрд. тонн руды было переработано (более 300 млн. т P_2O_5). Учитывая, что содержание апатита в руде, поступающей на фабрику 13.5 %, объем пустой породы составит около 1.3 млрд. тонн. На основании полученных данных по содержаниям редких земель общее содержание редкоземельных металлов в отходах составляет около 1.18 млн. т., с учетом данных (Zhiron et al., 2019; 10. КАДАСТР отходов горно..., 1999; Архипов и Решетняк, 2017; Пожиленко и др., 2002; Belousov et al., 2002).

Таким образом, в отходах переработки апатито-нефелиновых руд содержатся довольно высокие содержания редкоземельных металлов. (рис.3) Сопоставление характера распределения РЗЭ в апатитах и отходах производства показывает существенное различие. Прежде всего, концентрация суммы РЗЭ почти на порядок ниже в производственных отходах. Отмечается преобла-

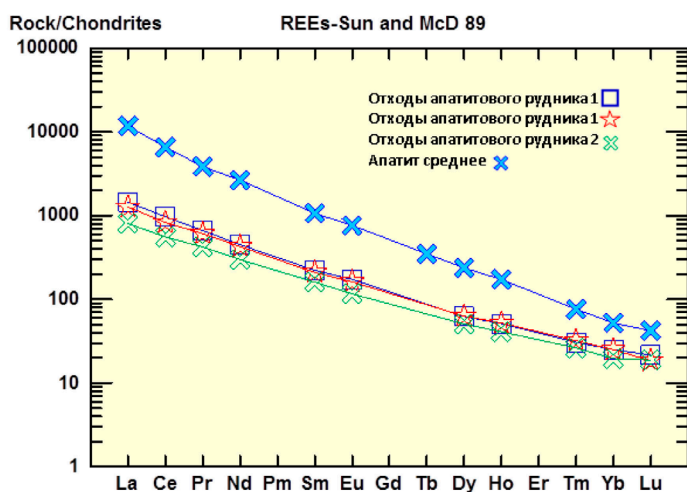


Рис. 3. Распределение редких земель в производственных отходах фабрик апатитовых месторождений.

Fig. 3. Distribution of rare earths in industrial wastes of factories of apatite deposits.

дание легких редких земель над тяжелыми (рис. 3), но в меньшей степени по сравнению с апатитами. Таким образом, наблюдается фракционирование РЗМ в процессе формирования отходов. Очень важно, что в отходах в большей степени накапливаются более дорогостоящие тяжелые редкие земли. Отношение Ce/Yb в отходах значительно ниже (138, 118, 101), причем чем старше отходы – тем ниже это отношение.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН I.55П № 0137-2018-0041.

Литература

1. Arzamastsev A.A., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Y.A., Ivanyuk G.Y. The Khibiny and Lovozero Alkaline Massifs: Geology and Unique Mineralization; 33 IGS Excursion, 47; Geological Institute of the Russian Academy of Science: Apatity, Russia. 2008.
2. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. & Fisher N.I. Apatites as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // *Journal of Geochemical Exploration*. 2002. V. 76. P. 45–69.
3. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H. Strontium-apatite: New occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals // *Can. Miner.* 2002. V. 40. P. 121–136.
4. Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // *Lithos*. 2005. V. 85. P. 48–75.
5. Dunworth, E.; Bell, K. The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: Isotopic and Geochemical Evidence for Multi-source Evolution // *J. Pet.* 2001. V. 42. P. 377–405.
6. Pasero M.; Kampf A.R.; Ferraris C.; Pekov I.V.; Rakovan J.; White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // *Eur. J. Miner.* 2010. V. 22. P. 163–179.
7. Zhirov et al in FODD - Industrial Minerals Book, Lahtinen (ed.). 2019. GTK SP53). P. 35–4.
8. Архипов А.В., Решетняк С.П. Техногенные месторождения. Разработка и формирование. Апатиты: КНЦ РАН. 2017. 175 с. http://www.naukaprint.ru/data/documents/7_arhipov_res_17.pdf.
9. Елисеев Н.А. Хибинские апатитовые месторождения. ЗВМО. 1937. № 66(3). С. 491–516.
10. Зак С.И., Каменев Е.Л., Минаков Ф.В., Арманд А.Л., Михеичев А.С., Петерсилье И.А. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра. 1972. 176 с.
11. Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива / АН СССР. Кольский филиал им. С.М. Кирова. Л-д. Изд-во: Наука. Ленингр. отд-ние. 1970. 179 с.
12. КАДАСТР отходов горно-металлургического производства Мурманской области (по состоянию на 01.01.99 г.) // разработан Горным институтом КНЦ РАН по заказу и с участием Государственного комитета по охране окружающей среды Мурманской области. <https://www.murman.ru/ecology/cadastre/>.
13. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2002. 359 с. http://geoksc.apatity.ru/images/stories/Print/zhirov/books/Rug_Geo_Murm.pdf.

Геодинамика и металлогеническая специализация раннего докембрия Кольского региона

Козлов Н.Е.¹, Сорохтин Н.О.², Мартынов Е.В.¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kozlov@geoksc.apatity.ru

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, nsorokhtin@ocean.ru

Аннотация. В работе рассмотрены вопросы возможной связи металлогении отдельных раннедокембрийских структур Кольского региона. Показано, что данные о геодинамической эволюции структурно-вещественных комплексов в архейское время, в сочетании с информацией о том, что специфика вулканизма раннего докембрия могли предопределить своеобразие и уникальность состава продуктов последующих этапов магматизма. Сделан вывод о том, что металлогенический прогноз на основе геодинамических реконструкции представляется перспективным направлением дальнейших исследований. Это тем более важно для раннедокембрийских регионов, поскольку ранее авторами описан и обоснован полициклический и многоступенчатый механизм обогащения континентальной земной коры рудными элементами, который приводит к увеличению концентраций полезных компонентов в рудных залежах от древних комплексов к молодым как в фанерозое, так и в докембрии. В работе подчеркнуто, что углеродистые сланцы Кейвского домена могут быть обогащены нанозолотом в промышленных объемах и наряду с алюминиевым сырьем стать крупной золотосодержащей провинцией Кольского региона.

Ключевые слова: состав, докембрий, геодинамическая эволюция, металлогения.

Geodynamics and metallogenic specialization of the Early Precambrian Kola region

Kozlov N.E.¹, Sorokhtin N.O.², Martynov E.V.¹

¹ Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, kozlov@geoksc.apatity.ru

² P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, nsorokhtin@ocean.ru

Abstract. This paper highlights a possible metallogenic connection between individual Early Precambrian structures of the Kola region. The data have showed that the geodynamical evolution of structural-material complexes in the Archaean and the specific features of Early Precambrian volcanism could predetermine the original and unique composition of the products of later magmatism stages. It is concluded that metallogenic forecast based on the geodynamic reconstruction is a promising area of further research. This is especially important for Early Precambrian regions, since the authors described and justified a polycyclic and multistage mechanism of the Earth's crust enrichment in ore elements, which increases the concentration of useful components in ore deposits from ancient complexes to the young ones, both in the Phanerozoic Eon and in the Early Precambrian. This paper emphasizes that carbon schists of the Keivy domain can be rich in nanogold on an industrial scale and, together with aluminium raw materials, become a large auriferous province of the Kola region.

Keywords: evolution of the composition, Precambrian, geodynamic evolution, metallogeny.

Введение

Ранее авторы уже обращались к теме возможной связи поздних геологических событий с более ранними, показав, что формирование платинометальной и щелочной специализации региона могли определяться особенностями докембрийского магматизма (Козлов и др., 2005, 2017). Еще более очевидным является использование данных о геодинамических обстановках формирования раннедокембрийских структур непосредственно для прогноза их металлогении. Так, в своих предыдущих работах мы связывали, к примеру, известные повышенные концентрации молибдена (Виноградов, Балабонин, 1975) и золота (Гавриленко и др., 1987) с раннедокембрийской протоостроводужной историей Лапландского (Лапландско-Колвицкого) гранулитового пояса (Козлов, 2005). Анализ металлогенической специализации коллизионных зон (Сорохтин и др., 2017) позволяет предполагать формирование в его пределах повышенных концентраций, определявшихся раннедокембрийской геодинамикой формирования его протолитов, еще как минимум для титана, марганца, вана-

дия, хрома, а также, возможно, меди, никеля и железа. Некоторые аспекты данной проблемы рассмотрены нами в ходе предыдущих исследований (Kozlov et al., 2018). Данной проблеме посвящена и настоящая работа.

Методы и результаты

Методика реконструкции геодинамических режимов формирования протолитов раннедокембрийских комплексов детально описана нами ранее (Козлов, Сорохтин и др., 2006; Kozlov et al., 2018). Нами были систематизированы материалы по геологии и вещественному составу раннедокембрийских комплексов. При этом показано, что принцип актуализма нельзя напрямую применять при изучении геодинамических обстановок докембрия в полной мере, без внесения каких-либо поправок, что должно учитываться при решении задач реконструкции докембрийских образований с использованием фанерозойских эталонов. Отметим, что в вопросах, касающихся металлогенического анализа, аналогичный вывод был ранее сделан А.Д. Щегловым (1989).

В результате реконструкций было показано, что на ранних этапах становления супракрупных комплексов Кольского региона был широко проявлен рассеянный рифтогенез в пределах древнейшей коры, имеющей, как минимум, черты континентальной. Возможно, реликты этой коры обнаружены в ядрах цирконов в ходе исследований последних десятилетий (Мыскова и др., 2005; Bayanova et al., 2016; Bridgwater et al., 1996). В ходе этого процесса были сформированы древнейшие комплексы Кейвской структуры.

Если результаты этих реконструкций геодинамических обстановок формирования протолитов раннедокембрийских структур региона сопоставить с данными о размещении в его пределах полезных ископаемых (рис. 1), последние находят более логичное объяснение. Как отмечено во введении, с протоостроводужной историей Лапландского (Лапландско-Колвицкого) гранулитового пояса мы связывали повышенные концентрации молибдена и золота (Козлов, 1995). Авторы понимают, что наличие в его повышенных концентрациях этих элементов определялось всей его геологической историей, включая многостадийные метаморфические преобразования. Таким образом, говоря о возможной связи повышенных концентраций тех или иных элементов с ранней геодинамической историей Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, авторы рассматривают это как базовое предположение о возможных источниках рудного вещества, которое в каждом конкретном случае должно исследоваться дополнительно с учетом всех преобразований пород в пределах конкретных рудопроявлений.

Напомним, что с зонами субдукции, кроме отмеченных выше, связано формирование залежей многих других полезных ископаемых, таких как Fe, Mn, Cu, Pb, Ag, Hg, Sn, Ge, Ti, W, Zn, Cd, Co, и др. (Сорохтин и др., 2017). Понятно, что не все из перечисленных элементов могли формировать повышенные концентрации в пределах данной структуры в эпоху раннедокембрийской протоматической деятельности, формировавшей метавулканогенную часть ее разреза, также как сохраниться в ходе длительной метаморфической переработки пород, даже если они эти концентрации образовывали. Тем не менее, эту информацию целесообразно иметь в виду при проведении металлогенических прогнозов в пределах данной структуры.

По аналогии с этим можно связывать с геодинамикой формирования протолитов пород Колмозеро-Вороньинской зоны наличие уже известных в ее пределах повышенных концентраций золота, серебра, молибдена, свинца, цинка, бериллия, тантала и ниобия, меди, никеля и железа и более широко рассматривать ее металлогенические перспективы.

Процессы формирования осадочных глиноземистых гнейсов Кейвского массива также тесно ассоциируют с геодинамикой региона того времени. Напомним, что ранее нами высказывалось предположение о том, что Кейвы (как минимум, низы разреза этой структуры) являются самыми древними образованиями в регионе (Козлов и др., 2014). Этот вывод хорошо согласуется с геологическими и геофизическими данными (Козлов, Сорохтин и др., 2006), согласно которым можно предположить, что Кейвский микроконтинент на определенном этапе геологического развития был погружен (притоплен) на некоторую глубину надвинувшимися на него более молодыми со-

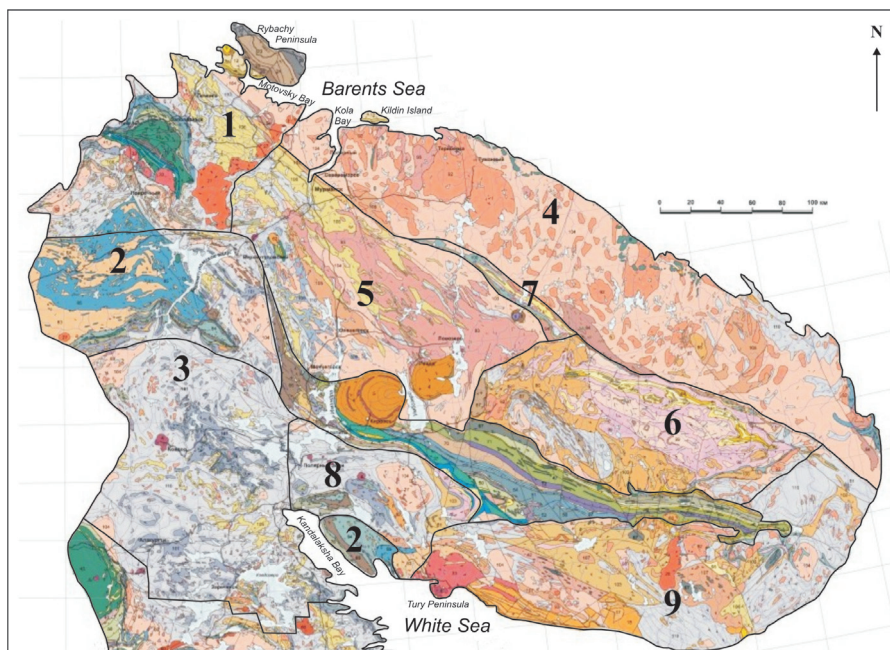


Рис. 1. Рудные районы Кольского региона (Пожиленко и др., 2002, с корректировками авторов).

1 – Печенгско-Аллареченский район (никель, медь, кобальт, сера, золото, серебро, платина, палладий, родий, рутений, иридий, селен, теллур, слюдоносные и керамические пегматиты); 2 – Лапландский рудный район (медь, никель, ванадий, титан, железо, марганец, молибден, графит и золото, хром, а также строительные и облицовочные материалы); 3 – Беломорский рудный район (месторождения мусковита и керамического сырья, сульфидное (Cu-Ni) и платинометалльное оруденение, сырье для алюминиевой промышленности); 4 – Мурманский рудный район (стройматериалы и облицовочный гранит, железистые кварциты и рудопроявления торий-уранового и уранового типа); 5 – Оленегорский рудный район (крупные месторождения железистых кварцитов, руды апатит-силикатные, апатит-магнетитовые ковдорского типа, апатит-карбонатные, тантало-ниобиевые, апатитовые и перовскит-титаномагнетитовые, строительные материалы); 6 – Кейвский рудный район (рудопроявления ниобия, тантала, циркония, иттрия, тория, урана, олова, вольфрама, ванадия и кобальта, крупные месторождения кианита, абразивного граната и амазонита, кварцитов, высококачественного жильного кварца, мусковита, силлиманита и т.д.); 7 – Колмозеро-Вороньинский рудный район (месторождения и проявления золота, серебра, молибдена, свинца, цинка, меди, никеля, железа, лития, бериллия, тантала, ниобия, цезия); 8 – Кандалакшский рудный район (титано-магнетитовые и перовскито-титаномагнетитовые руды с редкими землями, фосфатное сырье, медная минерализация); 9 – Терский рудный район (крупные проявления мусковита и керамических пегматитов, декоративные красные песчаники, проявления молибденита, карбонатитов с апатитовой и редкометалльной минерализацией, барита, аметиста, проявления золота, находки алмазов).

Fig.1. Metallogenic areas of the Murmansk region (Pozhilenko et al., 2002, adjusted by authors).

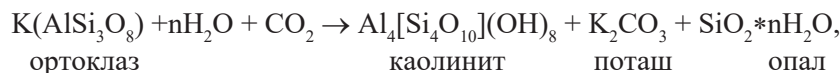
1 – Pechenga-Allarechka area (nickel, copper, cobalt, sulphur, gold, silver, platinum, palladium, rhodium, ruthenium, iridium, selenium, tellurium, mica and ceramic pegmatites); 2 – Lapland ore area (copper, nickel, vanadium, titanium, iron, manganese, molybdenum, graphite and gold, chromium, construction and decorative materials); 3 – Belomorian ore area (deposits of muscovite and ceramic raw materials, sulfide (Cu-Ni) and Pt-bearing mineralization, raw materials for the aluminium industry); 4 – Murmansk ore area (construction and decorative granite, ferruginous quartzites and ore occurrences of the thorium-uranium and uranium type); 5 – Olenegorsk ore area (major deposits of ferruginous quartzites, apatite-silicate ores, apatite-magnetite ores of the Kovdor type, apatite-carbonate ores, tantalum-niobium ores, apatite and perovskite-titanium-magnetite ores, construction materials); 6 – Keyvy ore area (ore occurrences of niobium, tantalum, zirconium, yttrium, thorium, uranium, tin, wolfram, vanadium and cobalt, major deposits of kyanite, abrasive garnet and amazonite, quartzites, high-grade vein quartz, muscovite, sillimanite, etc.); 7 – Kolmozero-Voronya ore area (deposits and occurrences of gold, silver, molybdenum, lead, zinc, copper, nickel, iron, lithium, berillium, tantalum, niobium, caesium); 8 – Kandalaksha ore area (titanium-magnetite and perovskite-titanium-magnetite ores with rare earths, phosphate raw materials, copper mineralization); 9 – Tersky ore area (major occurrences of muscovite and ceramic pegmatites, decorative red sandstones, occurrences of molybdenite, carbonatites with apatite and rare metal mineralization, barite, amethyst, gold occurrences, diamond finds).

седними континентальными массивами. После этого в неоархее, в ребольскую фазу складчатости, были сформированы опоясывающие эту структуру орогенные пояса. Это хорошо согласуется с выводом (Козлов и др., 1999), согласно которому юго-западная часть породных ассоциаций региона, начиная уже с архея, последовательно наращивала более древнее, расположенное на севере – северо-востоке ядро (мезоархеское, возможно, палеоархейское).

Кора восточной части Кольского региона была в то время более мощной и зрелой, что определяло наличие здесь более глубоких магматических источников. Ландшафт сформированного на рубеже архея и раннего протерозоя срединного массива Кейв представлял собой равнину, окруженную со всех сторон высокими горными массивами. Возможно, поверхность Кейвского массива представляла собой мелководный бассейн, который формировался в приэкваториальной зоне. Это предположение следует из того, что в тот период времени на поверхности Земли был сформирован первый в ее истории суперконтинент (Моногея или Пангея-0), который по законам вращения Земли мог формироваться только вблизи экватора (Sorokhtin et al., 2011). Химический состав пород опоясывающих Кейвы горных систем был типичным для архейского времени. В большинстве своем это были тоналит-грандьемиты и гранодиориты, субщелочные базальтоиды, ультраосновные породы и анортозиты. Разрушаясь, они формировали целый ряд характерных осадочных комплексов, богатых алюминием и калием. Эти осадки накапливались в тектонически спокойных и, возможно, теплых лагуновых условиях неоархейского климата.

В этой связи следует отметить, что геодинамическое положение срединного массива предполагает замкнутость процессов разрушения близлежащих орогенов, сноса материала на его поверхность, физико-химических минеральных преобразований и накопления осадочного чехла. Благодаря этому, по нашему мнению, в Кейвском срединном массиве были сформированы гигантские по объемам месторождения алюминиевого сырья и широкие поля калиевого метасоматоза.

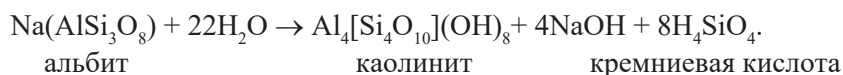
Одними из основных порообразующих минералов трондьемитов, тоналитов и гранодиоритов являются ортоклаз (K(AlSi₃O₈)), альбит (Na(AlSi₃O₈)), анортит (Ca(AlSi₂O₈)) и микроклин (поллиморфная модификация ортоклаза), которые в присутствии воды разлагаются по реакциям типа:



или:



и



Также, в условиях гипергенеза и в теплом влажном климате, может происходить разложение ортоклаза на гидрослюдистые минералы, которые впоследствии образуют каолинит. Например:



В свою очередь, мусковит в присутствии углекислоты и воды может образовывать каолинит и карбонат калия по реакции:



Дальнейшие процессы гидролиза, происходившие на рубеже архея и протерозоя в Кейвском домене в жарком и, возможно, влажном климате могли приводить к формированию латерита (красноцветный глинистый минерал) и оксида кремния:

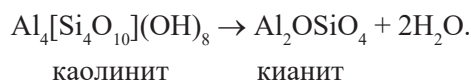


или гидраргиллита и опала:

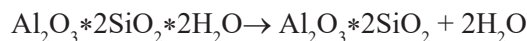


При этом гидраргиллит содержит более 65 % глинозема (Al₂O₃).

В дальнейшем, когда сформированный осадочный чехол Кейвского домена был перекрыт сверху более молодыми осадками и тектоническими надвиговыми пластинами обрамляющих орогенных структур Кольского региона, произошла дегидратация осадочного чехла, его прогрев и формирование знаменитых кианитовых сланцев. Этот процесс описывается простой эндотермической реакцией:



Ее же можно записать еще более простым и понятным способом:



По нашему мнению именно так могли формироваться уникальные месторождения кианита в неорхее.

Кроме описанных выше процессов, следует обратить внимание на то, что разрушение и перетолжение пород тоналит-грандземитовой и гранодиоритовой серии сопровождалось образованием большого количества солей калия (K_2CO_3). Эти соли хорошо растворимы в воде, поэтому, скорее всего, приводили к засолонению водонасыщенных осадочных толщ Кейвского домена того времени. Позже, в период их метаморфических преобразований калий послужил строительным материалом для формирования метасоматических микроклиновых (щелочных) гранитов, которые в избытке развиты по периферии домена.

Установленная нами принадлежность Кейвского домена к структурам, схожим по геодинамическим параметрам с фанерозойскими срединными массивами, например с Таримским, позволило Е.Н. Фоминой с соавторами (Fomina et al., 2019) на основании данных по изотопии углерода сделать вывод о возможности существования в осадочном чехле Кейвского террейна докембрийского нефтегазоносного бассейна. Это представляется логичным, однако следует учитывать, что за почти 3 млрд. лет высокоуглеродистые образования, естественно, были преобразованы в графит. Сохраняющаяся же в углеводородах того времени сера перешла в сульфиды. Таким образом, вся совокупность информации о геодинамической истории Кейвского домена может указывать на высокую вероятность находки в его пределах крупных залежей углеродистых сланцев, которые могут быть перспективны на обнаружение в них золота. Этот вывод следует из того, что раннепротерозойские углеводородные залежи имели бактериальную природу, накапливались в теплых и влажных условиях и могли являться концентраторами ряда металлов. Основная их часть со временем была окислена и вынесена гидротермальными потоками в результате наложения метаморфических процессов, а более инертное золото могло оставаться на месте и, образовывать тонкодисперсные включения в графитовых сланцах. Пока, что это лишь предположение, которое требует дальнейшего и пристального изучения.

Более поздние образования – супракрустальные комплексы Кольско-Норвежского и Мурманского доменов, а также Беломорского подвижного пояса, формировались, как нам представляется, в условиях, более сходных с обстановками континентальных рифтов. Далее, при взаимодействии Беломорского домена с доменами, расположенными к северо-востоку от него шло формирование Лапландского протоостроводужного пояса (или, как минимум, метавулканитов нижней части его разреза – пород Тана-пояса), а при взаимодействии Кольско-Норвежского и Мурманского доменов – Колмозеро-Вороньинской шовной зоны, имеющей черты как островодужных, так и рифтогенных образований. Эти черты проявились и в составе metabазитов – в Лапландск-Колвицком поясе они в большей степени сходны с вулканитами юных дуг, в то время как в Титовско-Колмозерской шовной зон наблюдается сдвиг в направлении вулканитов срединно-океанических хребтов (Kozlov et al., 2018).

Можно также полагать, что формирование медно-никелевых рудопроявлений Лоттинского домена, известных в пределах Аллареченского района, обусловлены, в определенной мере, близостью его по геодинамическим характеристикам формирования протолитов к трапповым формациям, известным подобной рудной специализацией. Относительно Кейвского домена следует отметить,

что породы основного состава, имеющие сходство с магматическими образованиями траптовых формаций, развиты в его пределах крайне ограниченно и, скорее всего, не оказывали существенного влияния на его последующую металлогеническую специализацию. Более важными факторами, определявшими металлогению этого домена, была последующая переработка супракрустальных образований с образованием кор выветривания в период стабилизации (Предовский и др., 1980), а также с последующей региональной метасоматической переработкой (Козлов и др., 2017).

Образование железных руд в пределах Кольско-Норвежского домена также могло определяться его близостью по геодинамическим характеристикам к континентальным рифтогенным зонам, для которых характерна концентрация этого элемента. Напомним, что в юго-западной части домена широко развит мощный железокремнистый осадочно-вулканогенный комплекс, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль границы его границы.

Выводы

Полученные в ходе настоящей работы данные о геодинамической эволюции структурно-вещественных комплексов Кольского региона в архейское время, в сочетании с информацией о том, что специфика вулканизма раннего докембрия могла предопределить своеобразие и уникальность состава продуктов последующих этапов магматизма, позволяют говорить о том, что металлогенический прогноз на основе геодинамических реконструкции представляется перспективным направлением дальнейших исследований. Это тем более важно для раннедокембрийских регионов, поскольку ранее авторами описан и обоснован полициклический и многоступенчатый механизм обогащения континентальной земной коры рудными элементами, который приводит к увеличению концентраций полезных компонентов в рудных залежах от древних комплексов к молодым как в фанерозое, так и в докембрии (Сорохтин и др., 2016,2017,2018). В качестве примера авторы подчеркивают, что углеродистые сланцы Кейвского домена могут быть обогащены нанозолотом в промышленных объемах и наряду с алюминиевым сырьем стать крупной золотоносной провинцией Кольского региона.

Работа выполнена в рамках тем государственного задания № 0226-2019-0052 и № 0149-2019-0005.

Литература

1. Виноградов Л.А., Балабонин Н.Л. Рудопоявления в породах гранулитовой серии западной части Кольского полуострова // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: изд-во Кольского фил. АН СССР. 1975. С. 186–200.
2. Гавриленко Б.В., Басалаев А.А., Предовский А.А., Белолипецкий А.П., Болотов В.И., Мележик В.А., Федотов Ж.А., Козлов Н.Е. Фоновая золотоносность докембрийских осадочных и вулканических формаций Кольского региона // Геохимия. № 10. 1987. С. 1378–1385.
3. Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов). Автореферат докторск. дисс. С-Пб. ИГГД. 1995. 36с.
4. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О., Козлова Н.Т. Сопоставление вещества архейских комплексов Мурманского домена и других архейских образований Балтийского щита, Гренландии и Канады // Доклады Академии наук. 2005. Т. 403. № 1. С. 75–77.
5. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О., Марчук Т.С. Эволюция вещественного состава metabазитов раннего докембрия Кольского региона. Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 2. С. 304–313.
6. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Предовский А.А. Петрогеохимическая реконструкция природы метаморфических пород и геодинамических обстановок формирования их протолитов (новые подходы и ограничения) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1236–1244.
7. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. Спб. Изд-во: Наука. 2006. 329 с.
8. Козлов Н.Е., Фомина Е.Н., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О., Марчук Т.А. О причине своеобразия состава пород Кейвского домена (Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1. С. 83–94. DOI: 10.21443/1560-9278-2017-20-1/1-83-94 (расширенная аннотация, подписи к рис. и табл – на английском).
9. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. // Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах коль-

- ской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II). ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–86.
10. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2002. 359 с. (на русском языке).
 11. Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Федотов Ж.А., Басалаев А.А., Козлов Н.Е., Иванов А.А., Жангуров А.А., Скуфьин П.К., Любцов В.В. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука. 1987. 185 с. (на русском языке).
 12. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е. Металлогения зон субдукции // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1. С. 111–128. DOI: 10.21443/1560-9278-2017-20-1/1-111-128 (расширенная аннотация, подписи к рис. и табл – на английском).
 13. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Новиков Г.В., Козлов Н.Е., Богданова О.Ю., Никифоров С.Л. Пространственно-временные закономерности проявления магматизма и гидротермальной деятельности в западной Арктике и северной Атлантике Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 627–632.
 14. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е. Закономерности рудогенеза зон субдукции Океанология. 2018 Т. 58. № 1. С. 118–128.
 15. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е. Металлогения зон субдукции // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1. С. 111–128.
 16. Щеглов А.Д. Современное состояние теоретических основ металлогении (препринт). Л. Изд-во: АН СССР. 1889. 22 с.
 17. Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Serov P.A., Fedotov D.A., Borisenko E.S., Elizarov D.V. and Larionov A.V. Precise U-Pb (ID-TIMS) and SHRIMP-II ages on single zircon and Nd-Sr signatures from Achaean TTG and high aluminum gneisses on the Fennoscandian Shield // 32nd Nordic Geological Winter Meeting, Helsinki, Finland, 13-15 January 2016. Abs. Spec. P. 172.
 18. Bridgwater D., Scott D., Marker M., Balagansky V., Bushmin S., Alexejem N. LAM-ICP-MS ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages from detrital zircons and the provenance of sediments in the Lapland-Kola belt // SVEKALAPKO Workshop. Lammi, Finland, 28-30.11.1996. Abstracts. Oulu University. 1996. P. 17.
 19. Fomina E., Kozlov E., Lokhov K., Lokhova O., Bocharov V. Carbon Sources and the Graphitization of Carbonaceous Matter in Precambrian Rocks of the Keivy Terrane (Kola Peninsula, Russia) // Minerals. 2019. V. 9 (2). P. 94; <https://doi.org/10.3390/min9020094>.
 20. Kozlov N.E., Sorokhtin N.O., Martynov E.V. Geodynamic Evolution and Metallogeny of Archaean Structural and Compositional Complexes in the Northwestern Russian Arctic // Minerals. 2018. V. 8(12). 573 pp.; <https://doi.org/10.3390/min8120573>.
 21. Sorokhtin O.G., Chilingarian G.V., Sorokhtin N.O. Evolution of Earth and its climate. Elsevier Science. Developments in Earth and Environmental Sciences. 2011. V. 10. 763 pp.

Возможность расчёта содержания попутных компонентов в минералах хибинских апатито-нефелиновых руд по данным рядового опробования

Коноплёва Н.Г.¹, Калашников А.О.^{1,2}, Иванюк Г.Ю.^{1,2}

¹Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, konoplyova55@mail.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, geoksc@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье показана принципиальная возможность определения содержания попутных компонентов в апатите, нефелине, титаните и магнетите по результатам рядового опробования пород и руд хибинских месторождений. Предлагаемая методика может существенно упростить подсчёт запасов попутных компонентов в апатито-нефелиновых рудах.

Ключевые слова: попутные полезные ископаемые, апатито-нефелиновые руды, апатит, нефелин, титанит, магнетит.

Possibility of calculation of trace elements concentrations in minerals of the Khibiny apatite-nepheline ores according to ordinary sampling

Konopleva N.G.¹, Kalashnikov A.O.^{1,2}, Ivanyuk G.Yu.^{1,2}

¹Nanomaterials Research Centre KSC RAS, Apatity, konoplyova55@mail.ru

²Geological institute KSC RAS, Apatity, geoksc@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article shows the possibility of calculation of trace elements concentrations in apatite, nepheline, titanite and magnetite, according to ordinary sampling of apatite-nepheline ores. The offered procedure can essentially simplify the estimation of reserves of trace elements in apatite-nepheline ores.

Key words: trace elements, apatite-nepheline ores, apatite, nepheline, titanite, magnetite.

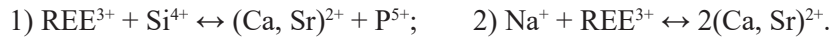
В балансе запасов апатит-нефелиновых руд хибинских месторождений помимо основного компонента P_2O_5 учтены запасы попутных полезных ископаемых II группы (нефелина, титанита и титаномагнетита) и III группы (SrO , REE_2O_3 и F в апатите; Al_2O_3 , Ga_2O_3 , Rb_2O и Cs_2O в нефелине; TiO_2 и Nb_2O_5 в сфене; $Fe_{общ}$ и TiO_2 в титаномагнетите). Рядовое опробование керн разведочных скважин включает в себя определение содержаний P_2O_5 , $Al_2O_{3общ}$, $Al_2O_{3к.р.}$ (кислотно-растворимого) и TiO_2 . Такой набор компонентов позволяет достаточно уверенно оценить количество основных минералов в породах продуктивной толщи. Содержание апатита связано прямой функциональной зависимостью с содержанием P_2O_5 ($C_{Ар} = 2.451 \times C_{P_2O_5}$). Основными минералами-концентраторами алюминия в продуктивной зоне месторождений являются нефелин (87-97 %) и полевошпат (1-11 %) $Al_2O_{3общ}$. Содержание $Al_2O_{3к.р.}$ позволяет оценивать содержание нефелина в породах. Соответственно, разность $Al_2O_{3общ}$ и $Al_2O_{3к.р.}$ (ΔAl_2O_3) характеризует степень полевошпатовости пород. Диоксид титана концентрируется, главным образом, в титаните (59-86 %) и титаномагнетите (4-30 %).

Методика подсчёта запасов минералов в апатит-нефелиновых рудах по уравнениям регрессии от компонентов рядового опробования давно вошла в практику работы Мурманской ГРЭ и АО «Апатит». Но природные связи в минеральной системе Хибинского массива гораздо глубже. Как показали наши комплексные геолого-минералогические исследования, изменение состава минералов в пределах Хибинского массива происходит закономерно и взаимосогласованно (Иванюк и др., 2009). Учитывая это качество минеральной системы, мы сделали попытку оценить изменение состава промышленно-ценных минералов в зависимости от состава пород по основным компонентам рядового опробования.

Для выполнения работы использованы результаты анализов монофракций минералов и рядового опробования, приведённые в отчётах по детальной разведке хибинских месторождений.

Попутные компоненты в апатите

В хибинском апатите реализуются две основные схемы изоморфных замещений:



Обе они отвечают за изменение состава апатита при переходе от вмещающих пород к апатит-нефелиновым рудам, т.е. возрастание количества апатита (P_2O_5) в ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых рудах сопровождается его очищением от примесных Na, REE и Si в пользу Ca, Sr и P. В отношении Ca и Sr проявлена специализация, соответственно, мелких и крупных месторождений: на крупных месторождениях (Кукисвумчорр-Юкспор, Расвумчорр, Коашва) очищение апатита от REE и Si сопровождается увеличением содержания Ca, а на мелких – Sr. Поэтому, чем богаче руда (выше содержание P_2O_5) и крупнее месторождение, тем меньше стронция в составе апатита (Коноплева и др., 2013).

Ещё в 1985 году при изучении апатита из руд месторождений Олений Ручей и Коашва был установлен закономерный характер изменения количества изоморфных примесей SrO, REE_2O_3 и F в апатите от содержания P_2O_5 в руде (Иванов, 1987). Тогда же было сделано предположение, что существует единая закономерная связь компонентов в составе апатита, характерная для всех месторождений Юго-восточного рудного поля, а возможно и для всех хибинских апатитовых месторождений. Графики, приведённые на рисунке 1 показывают, что это предположение оказалось верным.

Общее количество REE_2O_3 и SrO в апатите увеличивается при возрастании доли ийолит-уртитов в массе руды (обратно пропорционально содержанию апатита), так что переход к добыче всё более бедных руд на всё более глубоких горизонтах может сопровождаться увеличением содержания этих компонентов в апатитовом концентрате.

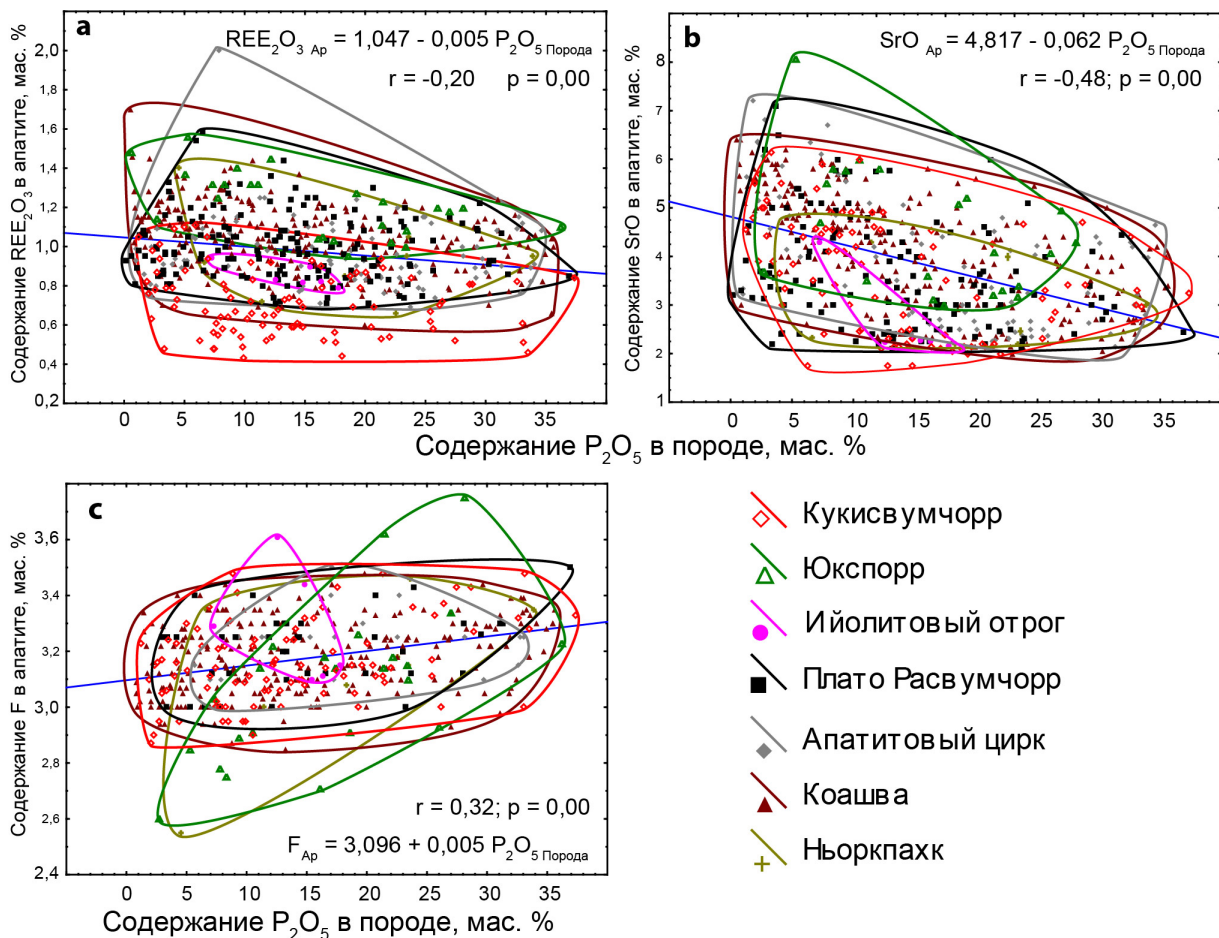


Рис. 1. Зависимость содержаний REE_2O_3 (a), SrO (b) и F (c) в апатите от содержания P_2O_5 в породе.

Fig. 1. REE_2O_3 (a), SrO (b) and F (c) concentrations in apatite vs. P_2O_5 contents in the rock.

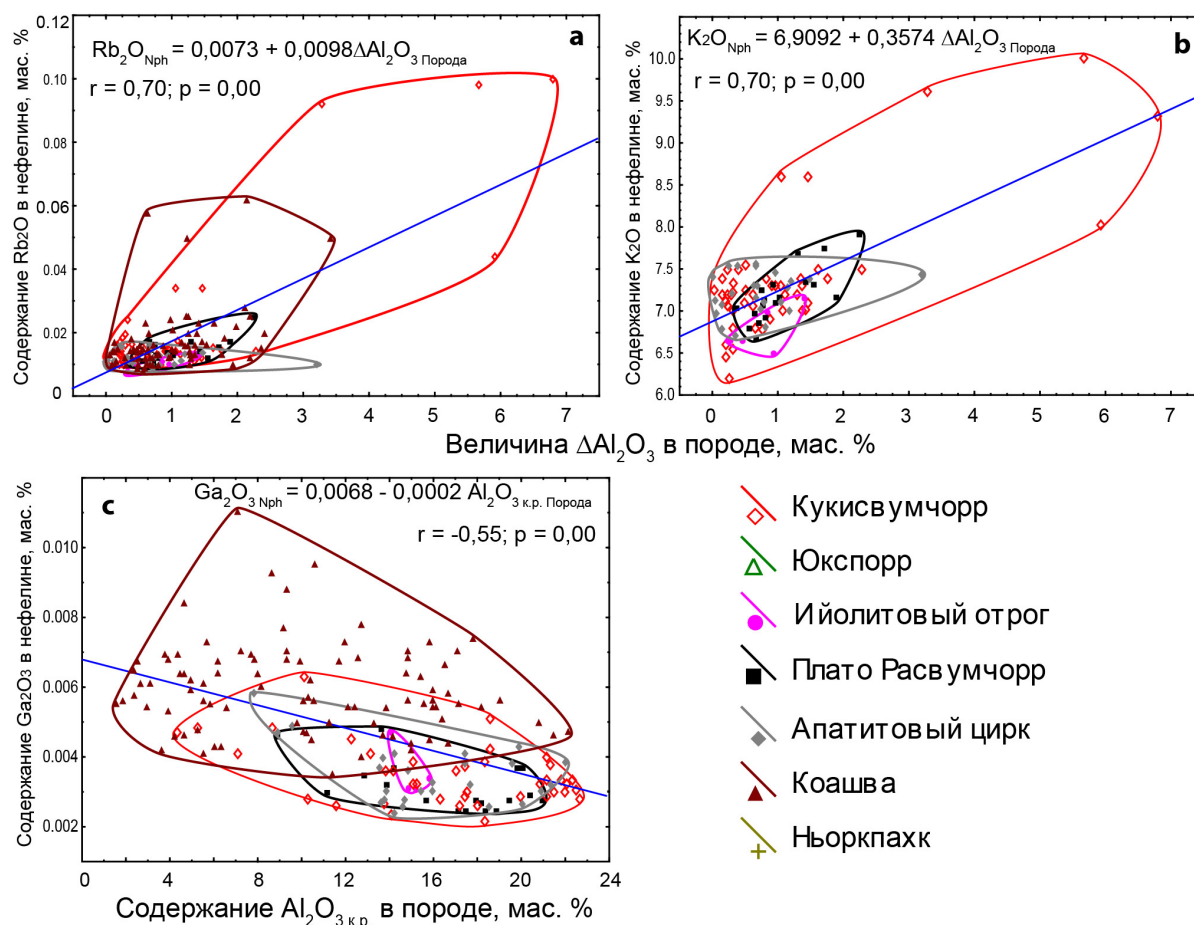


Рис. 2. Зависимости содержаний Rb_2O (а) и K_2O (б) в нефелине от величины ΔAl_2O_3 в породе и Ga_2O_3 в нефелине от содержания $Al_2O_{3к.р.}$ в породе.

Fig. 2. Rb_2O (a) and K_2O (b) concentrations in nepheline vs. ΔAl_2O_3 contents in the rock and Ga_2O_3 concentrations (c) in nepheline vs. $Al_2O_{3a.s.}$ contents in the rock.

Концентрация фтора в апатите связана прямо пропорциональной зависимостью с содержанием P_2O_5 (апатита) в породе: чем беднее руда, тем меньше фтора в составе апатита.

Попутные компоненты в нефелине

Вторым по значимости и востребованности промышленно ценным минералом является нефелин, концентрирующий в себе Al_2O_3 , Ga_2O_3 , Rb_2O и Cs_2O . Содержание алюминия в нефелине определяется изоморфизмом по известной схеме:



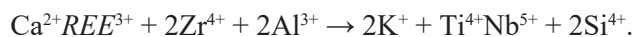
сопровождающей уменьшение температуры кристаллизации минерала (Яковенчук и др., 2010). Это означает, что в наиболее поздних фойдолитах и апатит-нефелиновых рудах нефелин содержит повышенное относительно вмещающих нефелиновых сиенитов количество алюминия и калия (а также Ga и Rb, которые скоррелированы с калием [$r = 0.21$ и $r = 0.8$ соответственно]), и Cs).

При изучении нефелина из пород месторождений Олений Ручей и Коашва была выявлена высоко значимая положительная корреляционная зависимость между содержанием рубидия в нефелине и количеством полевого шпата в породе (Иванов, 1987). На рисунке 2 показаны зависимости содержаний Rb_2O (рис. 2 а) и K_2O (рис. 2 б) в нефелине от величины ΔAl_2O_3 в породе. Положительная корреляция этих параметров показывает, что вовлечение в отработку бедных руд с высоким содержанием полевошпатсодержащих ийолит-уртитов приведёт к увеличению содержания Rb_2O и K_2O в составе нефелинового концентрата.

Для оценки содержания галлия в нефелине можно использовать его связь с содержанием $Al_2O_{3к.р.}$ (нефелина) (рис. 2с). Сложнее обстоит дело с оценкой содержания Cs_2O в нефелине. При обработке имеющегося массива данных по составу нефелина удалось установить значимую корреляционную связь содержания Cs_2O только с содержанием Rb_2O в нефелине ($r = 0.71$).

Попутные компоненты в титаните

Изменение состава хибинского титанита при переходе от нефелиновых сиенитов к фойдолитам и апатито-нефелиновым породам определяется изоморфизмом по сложной схеме:



В результате, титанит апатито-нефелиновых руд и ийолит-уртитов оказывается заметно обогащённым титаном и, в меньшей степени, ниобием по сравнению с титанитом нефелиновых сиенитов (Иванюк и др., 2016).

Содержание TiO_2 в титаните не имеет значимых связей ни с одним компонентом рядового опробования, а вот для содержания Nb_2O_5 в титаните выявлены хоть и слабые, но значимые корреляционные зависимости от содержаний P_2O_5 и $Al_2O_{3общ.}$ в породе (рис. 3).

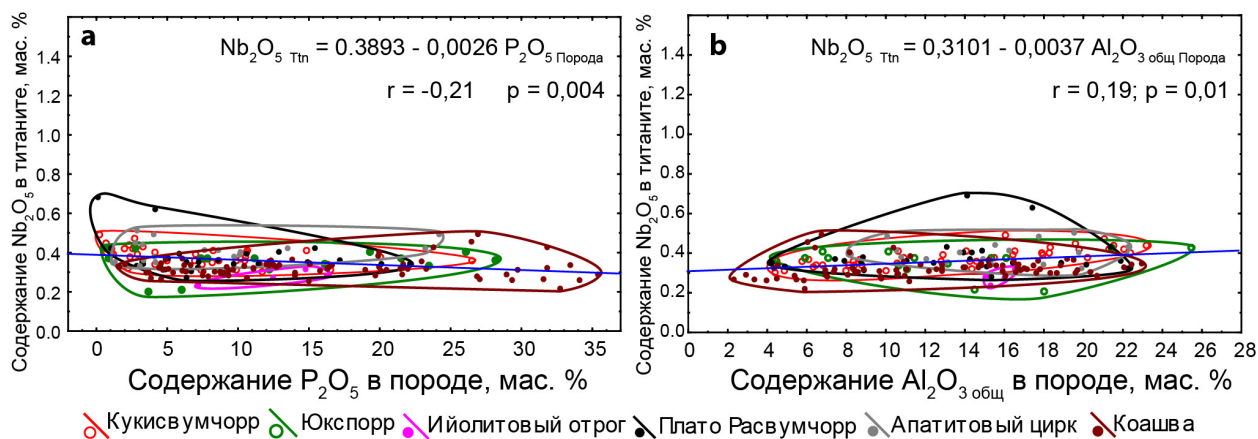


Рис. 3. Зависимость содержания Nb_2O_5 в титаните от содержания P_2O_5 (а) и $Al_2O_{3общ.}$ (б) в породе.

Fig. 3. Nb_2O_5 concentrations in titanite vs. P_2O_5 (a) and Al_2O_3 (b) contents in the rock.

Попутные компоненты в титаномagnetите

Хибинский титаномagnetит представляет собой полную серию твёрдых растворов магнетит–ульвошпинель, обычно подвергшихся окси-экссольюционному распаду с выделением ильменита (Иванюк и др., 2006). Содержание диоксида титана в его составе варьирует в широких пределах 3-30 мас. %, что приводит к существенному дефициту железа в хибинском титаномagnetитовом концентрате по сравнению с ковдорским и оленегорским.

Содержание $Fe_{общ.}$ в магнетите имеет очень слабую, но значимую корреляционную связь с содержанием $Al_2O_{3общ.}$ в породе (рис. 4а). Такая же слабая, но значимая связь отмечается между содержанием TiO_2 в магнетите и содержанием P_2O_5 в породе (рис. 4б). В большей степени содержание TiO_2 в магнетите зависит от содержания TiO_2 в породе (рис. 4с).

Выводы

Полученные данные являются предварительными и отражают лишь общие закономерности изменения состава промышленно-ценных минералов. Следует отметить, что использование множественной регрессии, равно как и применение нелинейных моделей, могут существенно повысить точность расчётов (Иванов, 1987). На данном этапе при недостаточном количестве данных о составе минералов по отдельным месторождениям и разновидностям пород мы сочли использование более сложных моделей излишним.

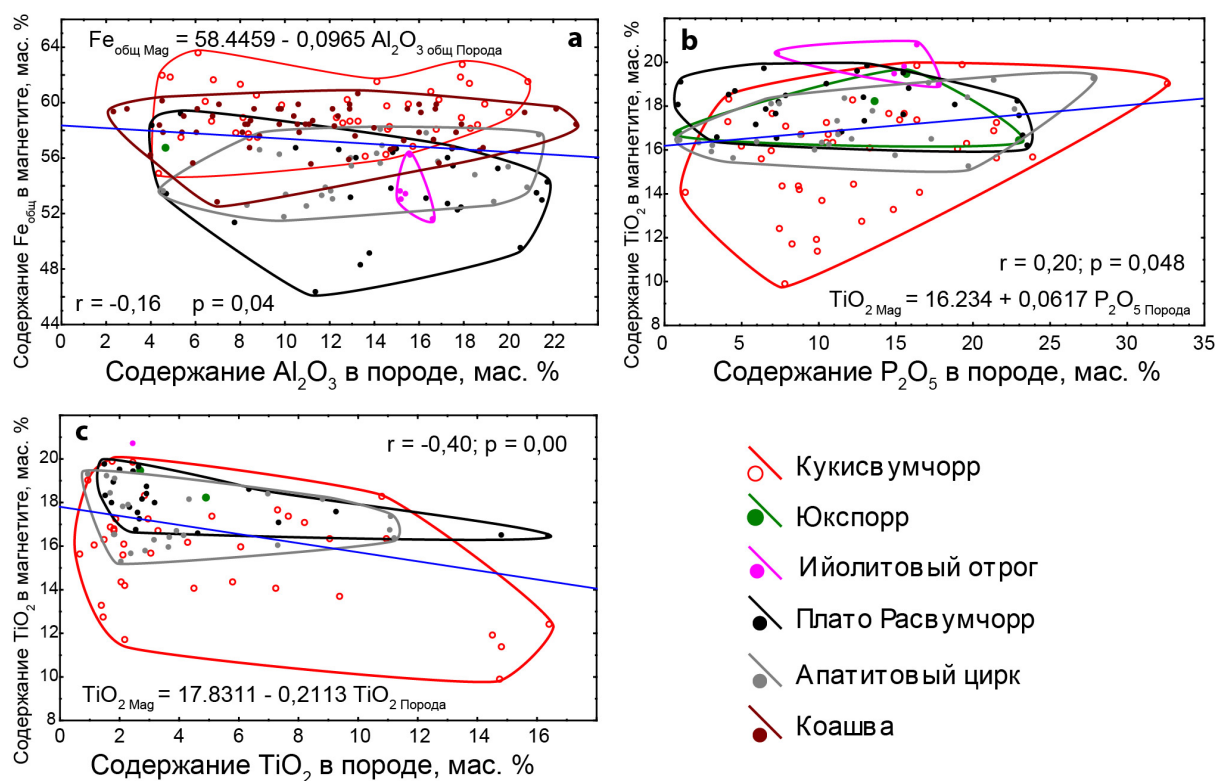


Рис. 4. Зависимость содержания $Fe_{общ}$ в магнетите от содержания $Al_2O_{3общ}$ в породе (а); содержания TiO_2 в магнетите от содержания P_2O_5 (б) и содержания TiO_2 (с) в породе.

Fig. 4. $Fe_{общ}$ concentrations in magnetite vs. Al_2O_3 contents in the rock (a) and TiO_2 concentrations in magnetite vs. P_2O_5 (b) and TiO_2 (c) contents in the rock.

Статистически значимые корреляционные связи позволяют использовать уравнения регрессии от базовых компонентов рядового опробования для оценки содержаний попутных элементов в промышленно-ценных минералах апатито-нефелиновых руд при условии создания представительных эталонных выборок по всем разновидностям пород и руд каждого из месторождений.

Исследования проводились в рамках научных тем ФИЦ КНЦ РАН 0226-2019-0051 и 0226-2018-0003 (Программа Президиума РАН I-48) при финансовой поддержке ОАО «Апатит».

Литература

1. Иванов С.Н. Оптимизация методики разведки и подсчёта запасов комплексных апатито-нефелиновых месторождений. Дисс. на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. М. 1987. 259 с.
2. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. М. Геокарт-Геос. 2009. 392 с.
3. Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Михайлова Ю.А., Базай А.В. Титанит Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров): новые данные // ЗРМО. 2016. № 3. С. 36–55.
4. Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Михайлова Ю.А. Минералы группы шпинели в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2006. № 5. С. 64–75.
5. Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Корчак Ю.А. Типоморфизм фторапатита в Хибинском щелочном массиве (Кольский полуостров, Россия) // Записки РМО. 2013. № 3. С. 65–83.
6. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Корчак Ю.А., Пахомовский Я.А. Нефелин Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2010. № 2. С. 80–91.

Особенность вещественного состава и специализация габбро-анортозитовых массивов Дальневосточного пояса на титановые и медно-никелевые руды

Копылов М.И., Тихомирова А.И.

Институт тектоники и геофизики ИТиг ДВО РАН, Хабаровск, Mishil.Kopa@mail.ru

Аннотация. В работе рассмотрены и обобщены материалы региональных и крупномасштабных геолого-геофизических работ АО «Дальгеофизика», ИТиг и др. в пределах габбро-анортозитовых массивов Дальневосточного пояса. По результатам этих исследований определены особенности глубинного строения габбро-анортозитовых массивов и закономерности размещения в пределах их титановой, медно-никелевой, фосфорной и ванадиевой минерализаций. Приводятся описание наиболее перспективных медно-никелевых и титановых рудопоявлений и месторождений.

Ключевые слова: габбро-анортозитовые массивы, титановые, медно-никелевые руды, месторождения, рудопоявления.

Mineralogical composition and specialization of the gabbro-anorthosite massifs of the Far Eastern belt for titanium and copper-nickel ores

Kopylov M.I., Tikhomirova A.I.

Institute of Tectonics and Geophysics, Khabarovsk, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Mishil.Kopa@mail.ru

Abstract. The paper reviews and summarizes the data from regional and large-scale geological and geophysical studies of the Far Eastern gabbro-anorthosite belt carried out by JSC “Dalgeofizika”, ITiG, and others, which helped to define the deep structure of the gabbro-anorthosite massifs and the patterns in the distribution of titanium, copper-nickel, phosphorus, and vanadium mineralization in them. The copper-nickel and titanium ore occurrences and deposits indicating the highest economic potential are described.

Key words: gabbro-anorthosite massifs, titanium, copper-nickel ores, deposits, ore occurrences.

Введение

Металлогеническая специализация магматических комплексов во многом определяется составом родоначальных расплавов и режимом их дифференциации. Сульфидное Cu-Ni оруденение в базитовых расслоенных массивах приурочено главным образом к сравнительно магнезиальным породам ранней стадии кристаллизации, что следует из известного геохимического поведения никеля и коллекторных свойств сульфидных фаз в отношении халькофильных элементов. Развитию сульфидного оруденения благоприятствует также пониженная щелочность расплава, что можно оценить по коэффициенту агпаитности – $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$, пониженные значения которого способствуют сульфуризации расплава. Известно также, что никеленосные комплексы характеризуются преимущественно «боуэновским» трендом дифференциации. Для анортозитовых же массивов с характерными железо-титановыми проявлениями свойственен «феннеровский» тип с абсолютным и относительным накоплением железа, что обусловлено фракционированием в больших объемах плагиоклаза и, в меньшей мере, пироксенов при сравнительно низком окислительном потенциале (Леников А.М., 1979).

Модели образования медно-никелевых месторождений

Относительно механизма образования медно-никелевых месторождений существуют несколько моделей, из них наиболее значимы метасоматическая и ликвационная. По метасоматической модели происходит оливинизация пород с образованием мономинеральных оливинитов и мономинеральных медно-никелевых руд внутри оливинитов. Химизм процесса заключается в выносе из пироксенитов железа и привносе магнезия. Процесс происходит в твердом субстрате за счет ион-

ного замещения, чему способствует близость ионных радиусов хрома (1.27\AA), магния (1.60\AA) и железа (1.26\AA) и электроотрицательность зарядов (в кДж/моль) 1045, 733 и 774 соответственно. В качестве источника меди и никеля выступают ультраосновные породы, но, вероятно, часть металла приносится ювенильными растворами вместе с магнием.

При рассмотрении ликвационной модели месторождений, связанных с дифференцированными интрузиями основного и ультраосновного состава, выявляются месторождения сульфидные, медно-никелевые и медно-никелево-платиновые. Месторождения этого типа встречаются сравнительно редко, но для них характерно однообразие геологических условий образования и состав руд. Генезис этих месторождений довольно сложный и не всегда однозначно относимый к ликвационному типу. Примером таких месторождений могут служить Норильское, Таланахское, Октябрьское, из зарубежных: Садбери и Томсон в Канаде, район Бушвельда в Южной Африке и Кун-Маньё на юге Дальнего Востока.

По агпаитности все габбро-анортозитовые массивы Дальневосточного региона имеют величину коэффициента агпаитности (K_a) меньше единицы и относятся по этому признаку к миаскитовой группе. Это указывает, что ход кристаллизации магматического раствора происходил, когда силикатные минералы (полевые шпаты, фельшпатоиды) выделялись раньше, чем мафические (метасиликаты, слюды и др.). Наиболее низкими значениями коэффициента агпаитности характеризуются Лантарский, Баладекский и Брянтинские массивы (Баженова Г.Н., 1964; Копылов М.И., 2009). Для Сехтагского и Чогарского массивов характерен узкий диапазон значений K_a , это указывает, что их образование происходило в стабильной обстановке при выдержанном количестве щелочей и глинозема. Геранский и Куранахский массивы, напротив, формировались в длительный период времени и часто меняющихся обстановках, на что указывает широкий диапазон изменений коэффициента агпаитности от 0.05 до 0.5

Медно-никелевая минерализация в пределах габбро-анортозитовых массивов

В Лантарском габбро-анортозитовом массиве, выявленные рудопроявления меди, никеля и кобальта с включением платиновой группы минералов расположенные в его северной эндоконтактовой части (рис. 1). Лантарский массив является крайним (восточный фланг) в полосе базит-ультрабазитовых массивов, окаймляющих с юга древнейшие кристаллические образования Алданского щита Сибирской платформы. На рудопроявлении Няндомы кроме меди и никеля установлены содержание платины и палладия, в рудах Авланджинского и Одоринского рудопроявлений определена платина. Рудопроявление Одоринское залегает в горизонте пегматоидных габбро, габбро-норитовой зоны, рудопроявление Авланджинское-в горизонте пегматоидных анортозитов. Кроме пирротина руды содержат 3-5 % халькопирита, пентландит, пирит, марказит, висмутит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, гидроокислы железа. Из минералов платиновой группы определены мончеит, сперрилит, котульскит, платино-палладиевый теллуру-висмутит. Работами ФГУП «Дальгеофизика» (с участием автора) и старательской артели «Восток» 1997-2000 гг. завершено изучение поверхности рудопроявлений, оценены ресурсы меди, никеля, платиноидов. Рудопроявление Няндомы по данным проведенных горных работ и опробования полотно канав и расчисток представлены сульфидизированными горизонтами. Рудопроявление приурочивается к подошвенной части горизонта представленного базитовыми разностями. Рудные интервалы имеют видимую мощность от 0.5 до 25 м со средним содержанием меди 0.22-1.01 %, никеля 0.17-0.54 %, кобальта 0.022-0.13 %. Кроме того, в рудных интервалах установлено наличие платины до 4.94 г/т, палладия до 2.6 г/т, золота до 1.78 г/т.

В пределах рудопроявление Контактное выделяется одноименная зона, изученная детальными исследованиями в интервале более 2.5 км. В пределах изученной части зоны общая суммарная длина аномальных полос (горизонтов), фиксируемых ореолами меди, никеля, кобальта, превышает 5000 м. В пробах из эпицентров геохимических аномалий, содержания золота и платины составляют 0.01-0.06 г/т и 0.01-0.98 г/т соответственно. По результатам опробования канав и скважин, среднее содержание компонентов во вкрапленных сульфидах зоны Контактной составляют: нике-

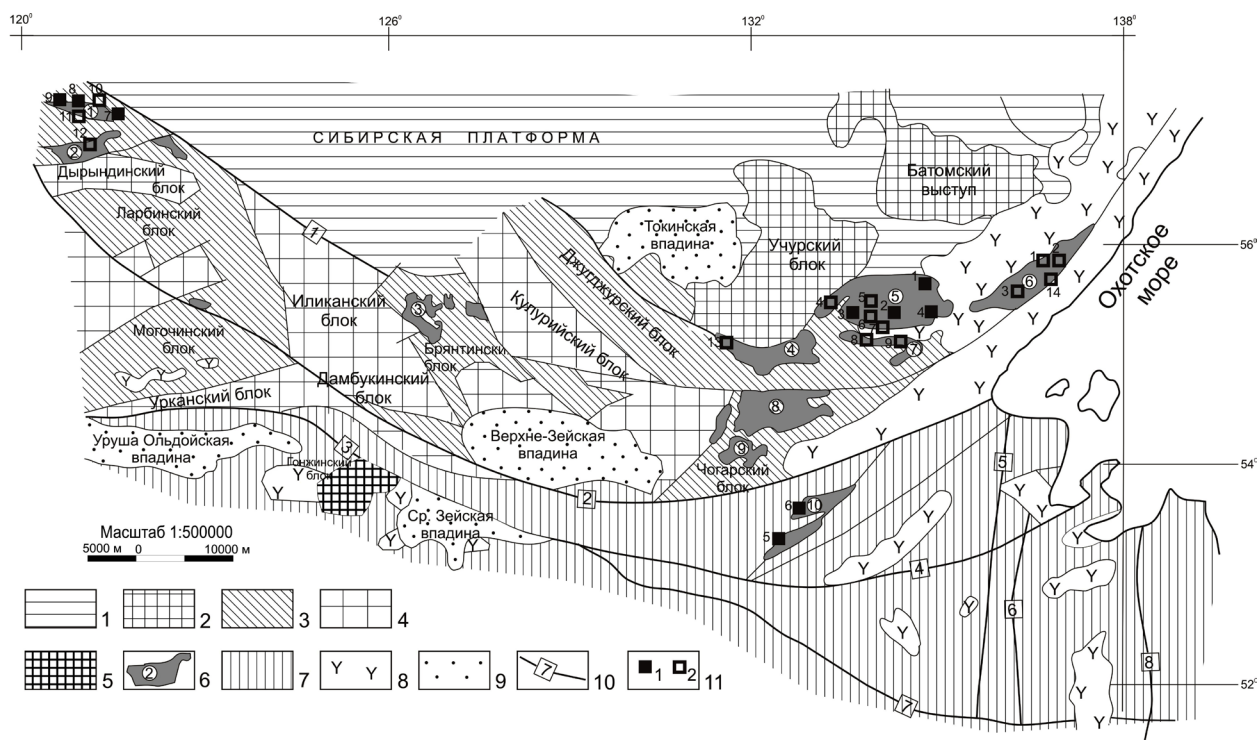


Рис. 1. Структурная позиция Восточно-Азиатского анортозитового пояса на схеме докембрийской тектоники Сибири и Дальнего Востока.

1 – Сибирская платформа; 2-5 – архейские гнейсы и кристаллические сланцы: 2 – нижнего архея (Алданский Щит), 3 – нижнего и 4 – верхнего архея (Становая складчатая область), 5 – докембрийского возраста; 6 – габбро-анортозитовые (с выходами ультраосновных пород) и их названия: 1 – Куранахский, 2 – Брянтинский, 3 – Кун-Маньенский, 5 – Геранский, 6 – Лантарский, 7 – Джанинский, 8 – Сегтахский, 9 – Чогарский, 10 – Баладекский; 7 – Монголо-Охотская ГСС; 8 – вулканиты (J-K); 9 – современные впадины; 10 – основные тектонические нарушения и их названия: 1 – Становой, 2 – Северо-Тугурингрский, 3 – Южно-Тугурингрский; 4 – Тугурский, 5 – Торомский, 6 – Нимеленский, 7 – Пауканский, 8 – Центрально-Сихотэ-Алинский; 11 – месторождения титана (1): 1 – Геранское, 2 – Гаюмское, 3 – Богидэ, 4 – Маймаканское, 5 – Урожайное, 6 – Двавакит, 7 – Б. Сейим, 8 – Саикта, 9 – Куранах; рудопоявления (2): 1 – Муддакинда, 2 – Лантарское, 3 – Мутэхское, 4 – Усомахское, 5 – Правобережное, 6 – Сорогское, 7 – Сололинское, 8 – Сахарбинское, 9 – Джанинское, 10 – Балтылах, 11 – Водораздельное; 12 – Имангайтское: медно-никелевые, 13 – Соболевское, 14 – Нянди.

Fig. 1. Schematic map of the Precambrian tectonics of Siberia and the Far East of Russia showing structural position of the East Asian anorthosite belt.

1 – Siberian Platform; 2-5 – Archean gneisses and crystalline schists: 2 – Lower Archean (Aldan Shield), 3 – Lower and 4 – Upper Archean (Stanovaya folded area), 5 – Precambrian age; 6 – gabbro-anorthosite (with ultrabasic rock outcrops) and their names: 1 – Kuranakhsy, 2 – Bryantinsky, 3 – Kun-Manyonsky, 5 – Geransky, 6 – Lantarsky, 7 – Dzhaniinsky, 8 – Segtakhsy, 9 – Chogarsky, 10 – Baladeksky; 7 – Mongolo-Okhotsk GSS; 8 – volcanic rocks (J-K); 9 – present-day depressions; 10 – main faults and their names: 1 – Stanovoy, 2 – North-Tuguringrsky, 3 – South-Tuguringrsky; 4 – Tugursky, 5 – Toromsky, 6 – Nimelensky, 7 – Paukansky, 8 – Central-Sikhote-Alinsky, 11 – titanium deposits (1): 1 – Geranskoye, 2 – Gayumskoye, 3 – Bogide, 4 – Maimakanskoye, 5 – Urozhainoye, 6 – Dvavakit, 7 – Bolshoy Seyim, 8 – Saikta, 9 – Kuranakh; ore occurrences (2): 1 – Muddakinda, 2 – Lantarskoye, 3 – Mutekh, 4 – Usomakh, 5 – Pravoberezhnoye, 6 – Sorogskoye, 7 – Sololinskoye, 8 – Sakharbinskoye, 9 – Dzhaniinskoye, 10 – Baltylakh, 11 – Vodorazdelnoye; 12 – Imangaitskoye: copper-nickel, 13 – Sobolevskoye, 14 – Nyandi.

ля 0.11 %, меди 0.212 %, кобальта 0.039 %, платиноидов 0.17 г/т, золота 0.01-0.08 г/т, серебра 1-6 г/т. В массивных пирротиновых рудах содержание никеля составляет 0.5-0.6 %, меди 0.5-3.0 %, кобальта до 0.2 %. Средняя суммарная мощность рудоносных интервалов в каждом из 3 сечений по скважинам составила 7.3м.

Рудопроявление Пирротиновое представлено одноименной зоной, которая выделяется разноориентированными фрагментами горизонта вкрапленных и массивных сульфидных руд, выведенных на дневную поверхность в зоне разломов северо-восточного направления, протяженность ее около 1.5 км, ширина 0.7 км. Мощность массивных руд составляет 2.6 м.

Массивные руды – существенно пирротиновые с халькопиритом и пентландитом, гнездами и полосами грязно-зеленого волоарита. Содержание рудных элементов в среднем (на площадь рудного тела около 1.05 км²) составило: никеля – 0.66 %, меди – 0.82 %, кобальта 0.14 %, платиноидов – 1.63 г/т.

Рудопроявления Озерное, Авланджинское, Одоринское-1, Одоринское-2 выделяются в пределах нижнего рудоносного горизонта ранее проведенными работами в интервале 1750 м, представлены линзами сплошных пирротиновых руд размерами от первых метров до 50×40 м. Эти параметры определяют только видимый выход рудного тела, т.к. в промежутках между линзами отмечаются интенсивные ореолы меди, никеля и кобальта. *Массив Кунь-Маньё* располагается на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Здесь в последние годы поисковыми и поисково-оценочными работами силами ФГУПП «Дальгеофизика» (с участием одного из авторов) была выявлена серия рудоносных структур и рудопроявлений с медно-никелевой минерализацией промышленного типа.

Ареал распространения рудных и рудоносных тел мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса, по данным поисковых работ, выделяется в ранге рудного узла. Пространственно этот ареал приурочен к юго-западной краевой части Кун-Маньёнского массива раннеархейских метагэбброидов майско-джанинского комплекса, на отдельных участках – к вмещающим его метаморфитам джанинской серии зоны экзоконтакта. Рудные и рудоносные тела мафит-ультрамафитов следятся в виде роя в полосе шириной 1-2 км, протягивающегося в северо-западном направлении на протяжении 14 км. Фрагментарно эта рудоносная зона прослежена поисковыми маршрутами и гравиметрической съемкой на северо-запад за пределы рудного узла Кун-Маньё на 40 км.

В пределах рудного узла выявлено около 30 крупных и десятки мелких интрузий мафит-ультрамафитов, расположенных группами, часто в несколько ярусов, реже отмечаются одиночные разрозненные тела. Породы этого рудоносного комплекса представлены вебстеритами, плагиовебстеритами (габбро-норитами), гарцбургитами, лерцолитами, клино- и ортопироксенитами, горнблендитами, верлитами. Наиболее широко среди них распространены вебстериты и плагиовебстериты. Они слагают в основном полого падающие на северо-восток и север, плитообразные и линзовидные тела мощностью от 0.1-1 м до 70-80 м и протяженностью от 50 м до 1-3 км, и лишь в редких случаях – круто падающие маломощные (до 1 м) и непротяженные линзовидно-инъекционной формы жилы.

Кроме охарактеризованных габбро-анортозитовых и базит-гипербазитовых массивов несущих медно-никелевую минерализацию в промышленных масштабах в пределах восточной части Дальневосточного пояса, в его центральной и западной частях существуют ряд более мелких массивов (Лучанский, Лукиндинский, Ильдеусский, Гетканский, Уркиминский, Хорогочинский, Брянтинский, Ильдеусский, Маристый, Кенгуракский) перспективных на выявление медно-никелевой минерализации с повышенным содержанием платиноидов и золота.

Титановая, фосфорная и ванадиевая минерализация в габбро-анортозитовых массивах

В пределах габбро-анортозитовых массивов Дальневосточного пояса комплексными геолого-геофизическими исследованиями изучены более 50 рудопоявлений и четыре крупных месторождения апатито-титановых руд. Среди них выделено четыре генетических типа: раннемагматический, позднемагматический, метаморфический и метасоматический (Беляев Е.В. и др., 1981) минерализации. К раннемагматическому типу относятся крупные месторождения Богидэ и ряд проявлений локализованных в краевой фации Геранского массива, в основании и верхней части расчлененной серии. Рудные тела имеют пластообразную, реже линзовидную формы и залегают соглас-

но с вмещающими габброидами, имея с ними постепенные переходы. Рудная зона, вмещающая месторождение Богидэ, прослежена по данным магниторазведки и горными выработками на протяжении более 10 км. Строение зоны неоднородное, на северо-западном фланге и в ее центральной части руды представлены вкрапленным типом апатит-титановых руд со средними содержаниями P_2O_5 (3.4-4.5 %) и TiO_2 (3.5-5.5 %), которые чередуются с рядовыми рудами P_2O_5 (5.3-6.4 %) и TiO_2 (6.5-8.5 %). Мощности тел, слагающих зону, изменяются от 10 до 80 м при протяженности от 400 до 3000 м. Среди богатовкрапленных руд встречаются линзообразные тела массивных ильменит-титаномагнетит-апатитовых руд с высокими содержаниями P_2O_5 (8-10 %) и TiO_2 (10.8-17.1 %).

Каларский габбро-анортозитовый массив относится к типу андезитовых (Беляев Е.В. и др., 1981). По данным гравитационного и магнитного полей он является фрагментом одного крупного плутона, разделенного зонами гранитизации и блоковой тектоники. Сохранилась центральная часть этого плутона в виде Куранахского массива площадью более 1500 кв.км. По данным детальных геолого-геофизических исследований отмечаются постепенные переходы между фациями, в анортозитах в сторону краевой фации увеличивается количество шлировых обособлений габбро, габбро-норитов и они приобретают линейные формы и в краевой фации следует ритмичное чередование слоев анортозитов, габбро, габбро-анортозитов, габбро-норитов. В пределах Куранахского массива по аэромагнитной и наземной магнитометрической съемках выявлено более 25 титано-железистых рудопроявлений, два мелких месторождения Куранахское, Саиктинское и уникальное месторождение Большой Сэйим (Копылов М.И., 2009). В геологическом строении этого уникального месторождения принимают участие образования позднеархейского габбро-анортозитового комплекса, формирование которого происходило в три последовательные фазы. Магнетит-ильменитовое оруденение пространственно и генетически связано с формированием второй фазы, представленной роговообманковыми оливин-гранатсодержащими метагабброидами и ультрамафитами. Месторождение Большой Сэйим по геолого-геофизическим данным представлено единым штокообразным телом, выходы которого на дневную поверхность близки к подковообразной форме. При оконтуривании по борту 5 % TiO_2 рудное тело разделяется на две зоны: Восточную и Западную. Восточная зона представляет собой крутопадающую линзовидную залежь. Содержания TiO_2 по сечениям меняются от 7.31 до 11.48 % при среднем содержании 8.45 %, железа общего 17.98 %, железа магнетитового 9.73 %, V_2O_5 – 0.1 %, P_2O_5 – 1.4 %.

Западная зона в морфологическом отношении представляет собой крутопадающую залежь с падением на ЮЗ под углами 75-85°. Протяженность зоны-550 м., мощность её изменяется от 180 м до 379 м и в среднем равна 220 м. Средние содержания TiO_2 в сечениях изменяются от 7.02 до 10.67 % и в среднем составляют 8.32 %, железа общего 17.73 %, железа магнетитового – 3.58 %; V_2O_5 – 0.1 %; P_2O_5 – 1.03 %.

Обсуждение результатов выполненных исследований. Приведенные данные геолого-геофизических исследований Дальневосточного анортозитового пояса показали, что при сходном вещественном и минералогическом составов они несут разную минерализацию. Одни массивы несут руды халькофильно-сидорофильной (Cu, Ni, Co, Ti, Au, Pt), другие литофильной (P, Ti, V, Cr, Mn, Zr) групп и рассеянных Sc, Y, Nb элементов. Раннемагматические руды локализованы чаще всего в образованиях краевой фации, в основании расслоенных анортозитовых массивов и верхних частях на границе с анортозитами центральной фации. Позднемагматические залежи концентрируются в большей степени в образованиях центральной анортозитовой фации в области ее сочленения с расслоенными габброидами краевой фации.

На Геранском массиве преобладает ильменит-титаномагнетит-апатитовые руды, а на Сехтагском, Каларском массивах – магнетит-ильменитовые руды, несмотря на отнесение их к одному андезитовому типу. Возможно, это связано с разной степенью эрозионного среза, а также различной интенсивностью метаморфических преобразований. Последний процесс способствует также изменению минерального и вещественного состава руд. Перекристаллизация и старение структур распадается способствует разделению титаномагнетита на две самостоятельные фазы-ильменитовую и магнетитовую. Высокотемпературный метаморфизм руд связан преимущественно с процессами грани-

тизации, где происходит вынос более подвижного железа и концентраций геохимически инертного титана и обогащение руд. В связи с этим на промышленно титано-магнетитовое оруденение более перспективными являются анортозитовые массивы и их части, которые претерпели интенсивную гранитизацию.

Литература

1. Баженова Г.Н. Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива. Геология и геофизика. 1964. № 11.
2. Беляев Е.В., Панских Е.А., Файзулин Р.М., Роганов Г.В., Гаврилов В.В. Минерагеническая специализация и перспективная оценка Джугджуро-Становой апатитоносной провинции // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 55–63.
3. Копылов М.И. Прогнозно-поисковые признаки и критерии титановых и медно-никелевых месторождений в пределах Дальневосточного габбро-анортозитового пояса // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 45–56.
4. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М. Наука. 1979. С. 10–21.

Репродуктивный потенциал сига северных водоемов на примере озера Имандра

Королёва И.М., Терентьев П.М.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, koririn@yandex.ru

Аннотация. Малотычинковый сиг *Coregonus lavaretus* – аборигенный вид, распространенный по всей акватории озера Имандра, служит объектом промышленного и любительского промысла. Знание особенностей воспроизводства сига нужно для правильной оценки его запасов. Рассмотрены размерно-возрастные характеристики нерестового стада. Установлена динамика коэффициента зрелости по мере созревания гонад. У самцов он возрастает от 0.1 до 2.5 (max 10.3), у самок от 0.4 до 17 (max 46). Определены величины абсолютной и относительной плодовитости сига различных стад. На их основе сига оз. Имандра относятся к рыбам со средним уровнем абсолютного репродукирования – тысячи и десятки тысяч икринок. Выявлено снижение плодовитости по направлению от северной, более загрязненной части к южной, сохранившей природный гидрохимический режим. Показан рост абсолютной плодовитости сига из уловов 2011-2013 гг. по сравнению с 1997 г. Произошедшие изменения объясняются процессами эвтрофирования и высокими летними температурами последних лет.

Ключевые слова: обыкновенный сиг, плодовитость, коэффициент зрелости, воспроизводство, озеро Имандра, Субарктика.

Reproductive potential of whitefish of northern reservoirs on the example of Lake Imandra

Koroleva I.M., Terentjev P.M.

Institute of the North Industrial Ecology Problems of Kola Science Centre, Apatity, koririn@yandex.ru

Abstract. Small-stamen whitefish *Coregonus lavaretus* is an aboriginal species distributed throughout the water area of Lake Imandra, the target of commercial and recreational fisheries. Knowing features of reproduction of whitefish is necessary for the correct assessment of its stocks. The size and age characteristics of the spawning herd are considered. The dynamics of the coefficient of maturity as the gonads mature is established. In males it increases from 0.1 to 2.5 (max 10.3), in females from 0.4 to 17 (max 46). The values of absolute and relative fecundity of whitefish of different herds are determined. On their basis, whitefish of Lake Imandra are referred to a fish with the average level of the absolute reproduction – thousands and tens of thousands of eggs. The decrease in fertility in the direction from the northern more polluted part to the southern, which preserved the natural hydrochemical regime, is revealed. The increase in absolute fertility of whitefish catches of 2011-2013 compared to 1997 is shown. The changes are explained by the processes of eutrophication and high summer temperatures in recent years.

Key words: whitefish, fecundity, coefficient of maturity, reproduction, Lake Imandra, Subarctic.

Введение

Главная стратегическая цель развития рыбного хозяйства России в долгосрочной перспективе состоит в обеспечении продовольственной безопасности. В районах Крайнего Севера рыбохозяйственная деятельность зачастую является основным источником жизни для коренных народностей и малообеспеченных слоев населения. На необходимость серьезных промыслово-ихтиологических исследований указывал Г.Д. Рихтер (1926): «на рыбное богатство ... обращается слишком мало внимания. ... Есть мнение, что этот фонд очень ограничен». Время подтвердило справедливость этого утверждения. С 1930 г. велся промышленный лов Имандровской рыббазой гослова для обеспечения населения свежей рыбой. Вылов в отдельные годы достигал 278-310 т, в среднем с 1940 по 1968 гг. он составил 160 т в год. С 1969 г. промысел на озере был практически прекращен в связи с низкими уловами и, соответственно, с нерентабельностью добычи. Всего за сорок лет произошел подрыв рыбных запасов. В числе основных причин указывались колебания уровня режима водоема, ставшего озером-водохранилищем после постройки каскада Нивских ГЭС, перелов и загрязнение сточными водами промышленных предприятий (Беяева, 1976). С середины 1970-х гг. уровень

озера стал более стабильным, что уменьшило потери площади кормовых угодий и нерестилищ сига. В 1990-х гг. произошло снижение объемов поступления токсичных сточных вод, что привело к частичному улучшению качества вод и оздоровлению экосистемы (Моисеенко и др., 2009).

С начала XXI века экосистема оз. Имандры функционирует в условиях усилившегося эвтрофирования водоема и изменившегося термического режима. По трофическому индексу (TSI), учитывающему среднегодовые значения хлорофилла, общего азота, общего фосфора, общего органического углерода, плес Большая Имандра имеет эвтрофно-мезотрофный трофический статус, плес Йокостровская Имандра – мезотрофный. Плес Бабинская Имандра занимает переходное положение – с мезо-олиготрофным трофическим статусом (Терентьева и др., 2017). По данным, полученным со спутников NASA, оценивавших в летние месяцы температуру поверхности озер с площадью водного зеркала не менее 500 км², их температура с 1985 г. возрастала в среднем на 0.45 °С каждые 10 лет, наибольшее повышение наблюдалось в умеренных и высоких широтах. Потепление проявляется в более ранних сроках весеннего половодья на реках Мурманской области. Дата пика половодья смещается на 1.0-2.5 дня на каждые 10 лет (Демин, 2012). Косвенным свидетельством климатических изменений в сторону потепления и тренда на увеличение трофического статуса озера является нелинейная динамика рН, реконструированная по данным диатомового анализа (Косова, Денисов, 2017). Все перечисленные факторы вызвали отклик на всех уровнях биологического сообщества оз. Имандра (Кашулин и др., 2018).

При изучении последствий воздействия комплекса природных и антропогенных факторов на условия существования видов, особое внимание уделяется процессу воспроизводства, как наиболее чувствительному звену популяционной динамики. Нами проведен сравнительный анализ ряда показателей, характеризующих репродуктивный потенциал малотычинкового сига *Coregonus lavaretus* L., в период оздоровления экосистемы оз. Имандра (1990-е гг.) и в период повышения его трофического уровня в сочетании с потеплением климата.

Плодовитость – одна из важнейших характеристик репродуктивного потенциала рыб. Она может рассчитываться как для отдельной особи (индивидуальная абсолютная и относительная), так и в целом для вида. Плодовитость подвержена изменениям в широких пределах. Закономерно, что абсолютная плодовитость увеличивается по мере роста организма – линейного размера, веса и возраста рыбы. Вторым фактором, влияющим на репродуктивные возможности вида, является кратность нереста. Суровость климатических условий на Севере – низкие температуры, короткое гидробиологическое лето и, соответственно, непродолжительный период откорма – приводит к неежегодному нересту. Считается, что пропуски (нерест через год и более) обычное явление в заполярных условиях, так же как задержка полового созревания и времени вступления в нерестовое стадо.

Материал и методы исследований

В данном исследовании использовался ихтиологический материал, собранный в период с 1996 по 2017 гг. в трех плесах озера Имандра. Сиги обрабатывались по стандартной методике (Правдин, 1966): измерялись масса тела и гонад, длины *AB*, *AC*, *AD*. При вскрытии определялся пол и оценивалась стадия зрелости гонад. Возраст рыб устанавливался по чешуе. Коэффициент зрелости (КЗ) рассчитывался как отношение веса половых продуктов к массе рыбы без внутренностей (порке), выраженное в процентах. Для изучения плодовитости использовались яичники IV и IV-V стадий зрелости. Индивидуальную абсолютную плодовитость (АП) определяли весовым методом: под биноклем просчитывались все икринки, далее их количество в 1 г умножалось на вес всей гонады. Для вычисления относительной плодовитости (ОП) величина АП делилась на массу (в г) тела рыбы с внутренностями и без них.

Результаты и обсуждение

Нерест сига в озерах Мурманской области происходит с середины сентября и до декабря. Массовый подход нерестового сига в районы нерестилищ наблюдался при понижении температуры воды ниже +4 °. Начало нереста отмечается с середины октября, массовый нерест может проходить

подо льдом в первых числах ноября. На участках, близких к значительным глубинам с более медленным охлаждением воды, начало нереста бывает на 15-20 дней позднее.

В целом по озеру по материалам исследований 2011-2013 гг. возрастной состав нерестового стада представлен шестью группами от 3+ до 8+. Это меньше, чем в 1965-1970 гг., когда нерестовали девять возрастных групп: от 3+ до 11+. За последние 35 лет одиннадцати- и двенадцатилетние нерестящиеся сиги в контрольных уловах встречались дважды – в 1992 г (один экз.) и в 1997 г. (два экз.).

Развитие воспроизводительной системы у сигов происходит в течение пяти, шести лет. Самцы могут впервые созревать в четырехлетнем возрасте, но их количество невелико (13 %). Среди самок такое раннее созревание регистрировалось в 1996-97 гг., за последнее десятилетие впервые созревающие самки были пятилетнего возраста. В массе самки вступали в нерестовое стадо, начиная с шестилетнего возраста. Основу нерестового стада составляют самцы массой от 200 до 450 г, длиной АС от 240 до 320 мм и самки массой от 250 до 600 г и длиной 250-380 мм.

Анализ готовности сигов к нересту по осенним уловам, показал, что в плесе *Бабинская Имандра* рыбы с гонадами на III-IV и IV стадии зрелости, т.е. нерестующие в текущем году, составляли менее 15 %. В районе влияния подогретых вод Кольской АЭС (губа Молочная) таковые практически отсутствовали. В *Йокостровской Имандре* в р-не Узкой Салмы и губы Глубокая доля готовых к икротетанию рыб была также менее 15 %. В р-не комплексного мониторингового полигона (КМП) (рядом с *Йокостровским* проливом) процент нерестующих рыб колебался от 24 % (2012 г.) до 40 % (2013 г.). В р-не Тик губы нерестовало более 75 % от всех выловленных сигов. В *Большой Имандре* высокий процент нерестящихся особей наблюдался на нерестилищах в Вите губе (64 %) и в губе Кислой (56 %). В месте сброса сточных вод апатит-нефелинового производства (губа Белая) нерестящиеся самки не отмечены, два самца имели гонады на III-IV стадии зрелости. По половому составу в нерестовых стадах доминировали самцы – от 2 до 4 раз.

За период 2011-2017 гг. коэффициент зрелости у самцов, готовящихся к нересту в текущем году, колебался от 1 до 10, в среднем составляя 2.5 от веса порки. У незрелых самцов КЗ в большинстве районов не превышал величины 0.1. У самок КЗ возрастает к концу августа, его средние значения на нерестилищах колеблются от 13.0 до 17.5 (табл. 1). У самок незрелых или пропускающих нерест, средние значения варьируют от 0.3 до 0.5.

Таблица 1. Изменение коэффициента зрелости у самцов и самок сига оз. Имандра.

Table 1. The change in the coefficient of maturity in whitefish males and females of Imandra.

Район и дата	Стадия зрелости гонад и число рыб, экз. (n)							
	самцы				самки			
	I, II	n	III-IV, IV	n	I, II	n	III-IV, IV	n
<i>Большая Имандра</i>								
губа Вите, 9 X 2011 г.	0.3	6	2.7	23	0.3	10	13.0	6
губа Кислая, 21 IX 2011 г.	0.1	9	2.0	4	0.4	9	16.7	3
губа Белая, 2 X 2013 г.	0.1	15	2.8	2	0.5	12	–	0
<i>Йокостровская Имандра</i>								
Узкая Салма, 24 VIII 2011 г.	0.1	17	3.1	3	0.4	29	2.7	3
губа Глубокая, 28 VIII 2011 г.	0.1	7	1.8	2	0.4	5	8.1	1
КМП, 11 IX 2012 г.	0.1	20	1.3	11	0.4	23	14.5	2
губа Тик-губа, 4 X 2017 г.	0.1	1	1.4	20	0.4	17	17.5	10
<i>Бабинская Имандра</i>								
о. Хорт, 31 VIII 2011 г.	0.04	21	2.1	4	0.5	27	12.4	7
губа Кунчаст, 7 IX 2011 г.	0.4	24	2.5	9	0.5	14	11.1	5
губа Молочная, 20 X 2011 г.	0.1	14	2.3	1	0.6	35	–	0

С увеличением возраста рыбы повышается её воспроизводительная способность, растет абсолютное и относительное количество продуцируемой икры. В старших возрастных группах АП в

3-4 раза превышает таковую у впервые нерестящихся рыб (табл. 2). Для ОП увеличение с возрастом прослеживается только для выборки из р-на о. Сяв. Неявная зависимость изменения веса одной икринки может быть связана с малым числом исследованных рыб.

Таблица 2. Возрастная изменчивость АП и ОП сигов Большой Имандры.
 Table 2. Age variability of AF and RF of whitefish of Bol'shaya Imandra.

Возраст, лет	АС, мм	Вес, г	АП	ОП		Вес икринок	n
				АП : вес	АП : порка		
о. Сяв, 4 сентября 1997 г.							
3+	270	221	4451	20.1	25.6	4.7	1
4+	285	213	5424	22.7	–	4.4	2
5+	303	371	8693	23.9	–	3.7	2
6+	330	458	10656	23.3	28.6	3.4	1
7+	368	709	168178	23.4	–	4.0	4
среднее	323	425	$\frac{9869}{2060-21423}$ *	23.9	–	4.0	∑ 10
губа Кислая, 9 сентября 1997 г.							
3+	285	298	7473	25.1	–	4.8	1
4+	275	248	4384	17.7	20.8	4.1	1
5+	310	452	12438	27.5	–	4.7	1
6+	343	578	13270	23.0	28.4	3.9	3
7+	370	807	19040	23.6	30.9	4.5	1
8+	375	741	19006	26.0	31.1	4.2	4
среднее	350	607	$\frac{16485}{4384-23227}$	23.6	–	4.1	∑ 11
губа Вите 8 октября 2013 г.							
4+	403	976	21505	22.0	27.3	4.5	2
5+	410	1100	21780	19.8	25.0	5.1	1
6+	422	1285	46900	36.5	48.6	5.2	1
среднее	411	1043	$\frac{24908}{14976-46900}$	24.1	30.2	5.1	∑ 4

* Здесь и далее – минимальное и максимальное значение.

Сравнительный анализ изменчивости показателей абсолютной плодовитости по плесам, показывает, что наиболее высокими они были в северной части озера – Большой Имандре. Средняя величина по плесу в 1997 г. равнялась 11.8 тыс. икринок. В южной части озера, куда входят Йокостровская и Бабинская Имандра, абсолютная плодовитость колебалась от 6.5 до 8 тыс. икринок. В настоящее время разница меньше – 25 тыс. икр. и 18.5-19 тыс. икр. (Королева, Терентьев, 2016). Увеличение АП можно проследить и при сопоставлении её межгодовой динамики на одних и тех же нерестилищах. В Йокостровской Имандре в 2012 г. величина АП была почти в 3 раза больше, чем в 1997 г. В Бабинской Имандре мы имеем ту же трехкратную разницу между 1997 и 2011 годами (табл. 3).

Выводы

1. Средняя абсолютная плодовитость малотычинкового сига в плесах оз. Имандра варьирует от 7 до 25 тыс. икр, что позволяет отнести его к группе рыб со средним уровнем абсолютного репродуктивного уровня (тысячи и десятки тысяч икринок).
2. Абсолютная плодовитость снижается в направлении Большая Имандра (наиболее загрязненная и эвтрофированная) – Йокостровская – Бабинская Имандра (сохранившая природный гидрохимический режим).

3. Средняя относительная плодовитость сига в различных плесах колеблется от 22 до 24 икринок на 1 г тела и является более стабильной характеристикой, чем абсолютная плодовитость.

5. Высокий процент пропускающих нерест сигов, достигших достаточных для созревания размеров, подтверждает неежегодность их нереста в оз. Имандра, несмотря на улучшение условий откорма и более продолжительного гидробиологического лета.

Таблица 3. Абсолютная и относительная плодовитость сигов южной Имандры.

Table 3. Absolute and relative fecundity of whitefish of southern Imandra.

Район, период	АС, мм	Вес, г	АП	ОП		Вес икринок	возраст	n
				АП : вес	АП : порка			
Йокостровская Имандра								
о. Нестеров, 12 IX 1997 г.	307	365	$\frac{7973}{3984-12524^*}$	21.4	–	3.9	3+ - 6+	8
КМП, 19 IX 1997 г.	285	279	$\frac{6415}{3601-10233}$	21.1	27.8	5.6	3+ - 7+	4
КМП, 13 IX, 10 X 2012 г.	405	958	$\frac{18486}{15900-34556}$	19.2	24.7	4.2	5+ - 7+	3
Тик-губа, 4 X 2017 г.	290	287	$\frac{7070}{3500-14688}$	24.8	31.6	5.8	–	14
Бабинская Имандра								
губа Кунчаст, 24 IX 1997 г.	295	293	$\frac{6591}{4425-9858}$	23.4	30.4	6.3	6+ - 10+	4
губа Кунчаст, 7 IX 2011 г.	375	801	$\frac{19005}{8526-23853}$	22.1	25.9	4.9	6+ - 7+	4
о. Хорт, 2 IX 2011 г.	315	372	$\frac{6961}{3120-10760}$	18.7	22.4	4.7	5+ - 7+	3

Литература

1. Беляева Г.В. Состояние рыбных запасов и перспектива развития промысла на озере Имандра // Изв. ГосНИОРХ. Т. 94. 1976. С. 85–90.
2. Дёмин В.И. Основные климатические тенденции на Кольском п-ове за период инструментальных метеорологических наблюдений // Тр. КНЦ РАН. 2012. № 2 (9). С. 97–109.
3. Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Денисов Д.Б., Валькова С.А., Вандыш О.И., Терентьев П.М., Зубова Е.М., Королева И.М., Косова А.Л., Черепанов А.А. Комплексные исследования пресноводных экосистем Фенноскандии // Тр. Кольского НЦ РАН. 2018. Т. 9. Вып. 6. С. 34–86.
4. Королева И.М., Терентьев П.М. О плодовитости сиговых рыб озера Имандра // Матер. VI Всеросс. конф. с межд. уч. «Экологические проблемы Северных регионов и пути их решения». 2016. Апатиты. С. 203–207.
5. Косова А.Л., Денисов Д.Б. Диатомовые комплексы донных отложений оз. Щучье (Хи-бинский горный массив, Кольский п-ов) // Arctic Environmental Research. 2017. Т. 17. № 3. С. 212–221.
6. Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Шаров А.Н., Вандыш О.И., Кудрявцева Л.П. Антропогенная трансформация Арктической экосистемы озера Имандра: тенденции к восстановлению после длительного периода загрязнения // Водн. ресурсы. 2009. Т. 36. № 3. С. 312–325.
7. Правдин И.Ф. Руководство по изучению рыб. М.: Пищевая пром-ть. 1966. 375 с.
8. Рихтер Г.Д. Очерк исследования района оз. Имандра // Тр. Мурман. биол. станции. 1926. Т. 2. Вып. 1. С. 1–23.
9. Терентьева И.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б. Оценка трофического статуса субарктического озера Имандра // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/2. С. 197–204.

Стратиграфия неоплейстоцена Кольско-Карельского региона в контексте Международной стратиграфической шкалы

Корсакова О.П.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, korsak@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье рассматривается состояние региональной стратиграфической схемы, официально принятой для неоплейстоцена Кольско-Карельского региона. Приводится ее корреляция с Международной стратиграфической шкалой, рассматриваются вопросы терминологии.

Ключевые слова: литостратиграфия, климатостратиграфия, региональные стратиграфические подразделения.

Neopleistocene stratigraphy in the Kola-Karelian region in the context of International Stratigraphy chart

Korsakova O.P.

Geological Institute KSC RAS, Apatity, korsak@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article discusses the state of the regional stratigraphic scheme officially adopted for the Neopleistocene of the Kola-Karelian region. Its correlation with the International Stratigraphy chart is given; stratigraphy terminology is considered.

Key words: lithostratigraphy, climatostratigraphy, regional stratigraphic units.

Since regional stratigraphic records are fragmentary and often lacking reliable dating techniques covering the full range of Neopleistocene, stratigraphical schemes sometimes are faced with problematic cross-regional and global correlations. The aim of this paper is to review the data from Kola-Karelian stratigraphy key sites in the context of the International Stratigraphic chart (IS chart), which differs from the General Quaternary Stratigraphic chart of Russia (GQS chart of Russia) (Table 1).

Material and terminology

GQS chart of Russia supposes original Quaternary System subdivisions, such as Pleistocene Super-series, include Eopleistocene and Neopleistocene Series. The Eopleistocene Series is compared to the Lower Pleistocene combining Gelasian and Calabrian Stages. Moreover, the Neopleistocene Series correlates to the Middle and Upper Pleistocene in the IS chart. The Neopleistocene Series is subdivided into the lower (I), middle (II) and upper (III) Links that correspond to the lower Middle Pleistocene, upper Middle Pleistocene, and Upper Pleistocene in the IS chart, respectively (Table 1). Each link comprises rock complexes that formed during several interglacial-glacial climatic rhythms (Zhamoida et al., 2006) and generally correspond to subseries in the IS chart (Table 1). Stratigraphic units subordinated to a link in the rank called steps. Each step refers to a sequence of rocks deposited during global climatic warming or cooling. In the GQS chart of Russia correlated with the Marine Isotope Stages (MIS) 19–12, MIS 11–6 and MIS 5–2, the lower, middle and upper links of the Neopleistocene Series include eight, six and four steps, respectively (Table 1). A stage can be considered as an international stratigraphic equivalent of a step.

A horizon is the most common stratigraphic unit in the GQS chart of Russia. It is a primary regional stratigraphic unit with geographic name after a regional type section, i.e. a stratotype. A horizon integrates laterally various even-aged formations and groups or their parts (in a section), accumulated in different facies/environmental zones of a single sedimentary palaeobasin. Horizons are applied to make correlations within their areal and to compare regional stratigraphic charts with the GQS chart of Russia (Zhamoida et al., 2006; Zastrozhnov et al., 2014). Superhorizons are supplementary regional stratigraphic units that group several horizons into a bigger regional unit; a superhorizon comprises several groups or supergroups. Even though horizons and superhorizons are generally regional lithostratigraphic subdivisions, they can be identified based on the climatostratigraphy. In practice, they can be mapped on different-scale (1:1000000–1:50000)

Quaternary maps. In the regional stratigraphic nomenclature, the beds are the smallest formal geographically named unit. It includes several undisturbed strata with similar lithology and/or biostratigraphy (Zhamoïda et al., 2006). The beds are a subdivision of a horizon, while it is not necessary that a horizon is entirely or partly divided into beds. In the framework of the international lithostratigraphy hierarchy, the beds are closest to a member.

The names of regional stratigraphic subdivisions that are mentioned in this paper are provided as transliteration from Russian terms according to the recent Map of Quaternary formation of Russian Federation (Zastrozhnov et al., 2014).

Таблица 1. Главные соотношения основных стратиграфических подразделений.

Table 1. Principal correlation of the main stratigraphic units.

International Stratigraphic chart (Head et al., 2015)			General Quaternary Stratigraphic chart of Russia (Zastrozhnov et al., 2014)					MIS	North-West European Stages (Cohen and Gibbard, 2011)	Stratigraphic scheme of the European NW–Central Russia (Zastrozhnov et al., 2014)							
System	Series	Subseries	System	Series		Links (Subseries)	Steps			Superhorizon	Horizon						
Quaternary	Holocene		Quaternary	Holocene				Pleistocene	Neopleistocene	1		Not referred					
	Pleistocene	Upper					Upper					III ₄	2	Weichselian	Valdaisky	Ostashkovsky	
												III ₃	3			Leningradsky	
												III ₂	4			Podporozhsky	
												III ₁	5			Mikulinsky	
												Eemian					
		Middle										Middle	II ₆	6	Saalian	Srednerussky	Moskovsky
													II ₅	7			Gorkinsky
													II ₄	8			Vologodsky
													II ₃	9			Chekalinsky
													II ₂	10			Kaluzhsky
	II ₁												11	Holsteinian			Likhvinsky
	Middle						Lower					I ₈	12	Elsterian	Michurinsky	Oksky	
												I ₇	13	Cromerian		Svirsky	
												I ₆	14			Ur'insky	
												I ₅	15		?	Païsky	
												I ₄	16				
												I ₃	17				
												I ₂	18				Prionezhsky
I ₁			19					?									

A review of data includes the key site/sections with Neopleistocene (Middle and Upper Pleistocene in the Europe) stratigraphic units that were identified according to lithological and multi-proxy (pollen, diatoms, foraminifera, and others) evidences in the Kola-Karelia region. Deposits of stratigraphic subdivisions from the Kola region are geochronometrically (¹⁴C, ²³⁰Th/U, ESR or OSL) dated; single sediment successions are only ¹⁴C dated in the Karelia.

Lower Neopleistocene (pre-Holsteinian Middle Pleistocene in N-W Europe) glacial and interglacial deposits have been found by drilling in southern Karelia. Their relative age has been approximately derived

from their positions in the sediment succession. Lacustrine and fluvial clayey sediments of the interglacial Paisky horizon (c. MIS 15–17 in Table 1) and glacial loam of the Prionezhsky and Ur'insky horizons (c. MIS 18 and 14, correspondently) are probably presented in the boreholes at the Pay Village in central part of the Onega-Ladoga Isthmus (c. 61.2023 N, 34.4495 E). Glacial diamicton of the Oksky horizon (MIS 12) occurs in southern Karelia between the Svirsky (c. MIS 13) and Likhvinsky (MIS 11) interglacial horizons in the sediment succession known from borehole near Orzega Village, western Coast of the Onega Lake (c. 61.6459 N, 34.4858 E); glacial diamicton with 18 m thickness is identified here under Likhvinian interglacial deposits in the borehole situated near Matrosy Village (c. 61.7628 N; 33.7973 E) (Agranova and Gaigerova, 1973; Akromovskiy et al., 2000).

Middle Neopleistocene (upper Middle Pleistocene in N-W Europe) includes the interglacial Likhvinsky (MIS 11), Chekalinsky (MIS 9), and Gorkinsky (MIS 7) horizons and the glacial Kaluzhsky (MIS 10), Vologdsky (MIS 8), and Moskovsky (MIS 6) horizons, which correlate to the Middle Pleistocene Holsteinian and Saalian Series in N-W Europe (Table 1). Key sites Matrosy (c. 61.76280 N; 33.79726 E) and Orzega (c. 61.6459 N; 34.4858 E) on the Onega-Ladoga Isthmus in southern Karelia proved the sediment succession included interglacial marine and lacustrine clay and degraded paleosoil with pollen spectra of Likhvinian (Holsteinian in N-W Europe) type. Indicated *Pinus-Picea-Betula* forest with broad-leaved trees admixture, coniferous and birch pollen dominate in the spore and pollen spectra, scarce pollen of *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tillia* and tertiary pollen of *Juglans* sp., *Liquidambar*, *Tsuga* are also present (Apukhtin and Ekman, 1967; Agranova and Gaigerova, 1973; Ekman, 1987). Any sediments of glacial Kaluzhsky horizon (MIS 10) are not known in Kola-Karelian region. Marine deposits correlated to the Chekalinsky horizon (MIS 9) were identified according to multi-proxy data and geochronometrically dated in southern Kola Peninsula on the right bank of the Lower Varzuga River (Korsakova et al., 2018). The basal part of the Varzuga key section (66.3961 N; 36.6497 E) is represented by superposition of consolidated clay, loam, sandy loam with subfossil mollusc shells ESR dated between 319 and 316 ka B.P. Recurring vegetative assemblages are characterized by increasing quantity of *Betula* sect. *Albae* with occurrence of mesophilous and thermophilous components, such as *Alnus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Osmunda*, *Nuphar*, *Nymphaea*, indicate here several Middle Neopleistocene warm climatic events. The Middle Neopleistocene Vologodsky (MIS 8) and Gorkinsky (MIS 7) horizons are probably presented in the Varzuga key section too (Korsakova et al., 2018); the key site Kolodozero (61.78430 N; 37.73372 E) provide the spore-pollen evidence of these both units in the S-E Karelia (Agranova et al., 1977). Till and melt-water deposits of the Moskovsky (MIS 6) horizon are known in numerous outcrops from Kola and southern Karelia. The key-sections are situated in the head of the Svyatoi Nos Bay of the Barents Sea (68.0328 N; 39.8736 E), in the valleys of the Lower Chapoma (66.1131 N; 38.8442 E), Ponoï (67.0781 N; 41.1313 E), and Malaya Kachkovka (c. 67.4 N; 40.9 E) Rivers, in the Petrozavodsk area on the Onega Lake terraces (61.8122 N; 34.3292 E and 61.8103 N; 34.3342 E) (Gudina, Yevzerov, 1973; Koprakova, 2009; Korsakova et al., 2016; Devyatova, 1972; Ikonen, Ekman, 2001).

Upper Neopleistocene (Table 1) incorporates Mikulinsky (MIS 5), Podpopozhsky (MIS 4), Leningradsky (MIS 3) and Ostashkovsky (MIS 2) horizons (Zastrozhnov et al., 2014). Generally represented by marine and brackish-water sediments, Mikulinsky (MIS 5) horizon includes the both Ponoï and Strelna Beds identified in the Kola Upper Neopleistocene stratigraphy. The ESR/OSL-age of the Ponoï Beds and Strelna one ranges from approximately 120–130 to 100–105 ka (MIS 5e–d) and 100–105 to 70–80 ka (MIS 5c–a), correspondingly (Korsakova, 2009). The key sections are situated in the valleys of the Strelna (66.0983 N; 38.5269 E), Chapoma 66.1131(N; 38.8442 E), Malaya Kachkovka (c. 67.4 N; 40.9 E), and Ponoï 67.0781(N; 41.1313 E) Rivers (Gudina, Yevzerov, 1973; Korsakova, 2009; Korsakova et al., 2016). Multi-proxy data from Ponoï Beds indicate more favorable environments as compared with the modern one; indicated from the Strelna Beds, environments are close to the modern one or colder. Three key sections in the Petrozavodsk area (c. 61.8122 N; 34.3292 E; c. 61.8103 N; 34.3342 E; c. 61.7497 N; 34.4254 E) in southern Karelia proved the sediment succession included interglacial marine and lacustrine sand, silty clay, silt, and clay with Mikulinian spore and pollen spectra (Devyatova, 1972; Ikonen, Ekman, 2001). Glacial deposits of the Podporozhsky (MIS 4) horizon are known from the central and western Kola region

and from southern Karelia. Two natural exposures with Podporozhian till, melt-water and glaciomarine sediments have been found on the Tersky Coast of the White Sea in the outcrops from Chavanga (66.1508 N; 37.7819 E) and Kamenka (66.0844 N; 38.2861 E) River valleys; they are known from borehole in the Lovozero Tundra Mountains (c. 67.8125 N; 34.9424 E) (Grave et al., 1964; Korsakova, 2009). Glacial diamicton and melt-water sands were identified in the key sections Petrozavodsk (61.7983 N; E 34.3694) and Kukovka (61.7692 N; 34.3800 E) in southern Karelia. These deposits are overlaid here by interstadial Leningradian (MIS 3) lacustrine sand or peat. Interstadial Leningrad horizon sediment from both mentioned sections and from the key section Drevlyanka (c. 61.75 N; 34.33 E) have been yielded ages 43900 ± 900 , 41800 ± 950 , 38700 ± 850 , 31750 ± 500 ^{14}C yr. BP (Ekman, 1982; Ekman, Liyva, 1980). In the Kola region, the Kamenka key site/section (66.0844 N; 38.2861 E) provides a record of Valdaian (middle and late Weichselian in N-W Europe) glacial and marine deposition. ESR-dated to about 59 ka and 52 ka, marine loam and sand correlate here to the Leningrad horizon. In addition, interstadial peats and lacustrine sands are known from the Kovdor open pit (c. 67.554 N; 30.455 E) in the western Kola, and from boreholes in the Lovozero Mnts (c. 67.8125 N; 34.9424 E) (Grave et al., 1964; Yevzerov, Koshechkin, 1980). Till and melt-water sediments of glacial Ostashkovsky (MIS 2) horizon have a landforming value in the Kola-Karelian region.

Acknowledgements. This is a contribution to the research project GI KSC RAS № 0226-2019-0054.

References

1. Agranova D.A., Baranovskaya O.F., Travina M.A., Epshtein E.S. Morskie srednepleistotsenovyie otlozheniya v yugo-vostochnoy Karelii [Marine middle Pleistocene deposits in the South-Eastern Karelia] / Stratigrafiya i paleogeografiya chetvertichnogo perioda Severa evropeiskoi chasti SSSR [Quaternary stratigraphy and paleogeography of the North of European part of the USSR]. Petrozavodsk: Karelian Branch of the Academy of Sciences of the USSR. 1977. P. 111–118 (in Russian).
2. Agranova D.A., Gaigerova L.A., Flory drevnechetvertichnykh otlozheniy Juzhnoy Karelii i Vologodskoy oblasti [Flora from ancient Quaternary deposits in southern Karelia and Vologda district] / Palinologiya pleistotsena i plitsena: Tdudy III Mezhdynarodnoy palinologicheskoy konferentsii [Pleistocene and Pliocene Palynology: Processing of III International Palynological Conference]. Moscow: Nauka. 1973. P. 32–36 (in Russian).
3. Akromovskiy I.I., Astafiev B.Yu., Belyaev A.M., Bogdanov Yu. B., Voinov A.S., Voinova O.A., Guseva E.N., Egirov S.V., Zarrina E.P., Klyushkin A.V., Legkova V.N., Petrov B.V. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii, Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List P-(35)-37 – Petrozavodsk. Obiasnitelnaya zapiska [National Map of the Russian Federation, scale 1:1 000 000 (new series), Sheet P-(35)-37 – Petrozavodsk. Explanatory Note]. St. Petersburg: VSEGEI kartfabrika Press. 2000. (in Russian).
4. Apukhtin Y.I., Ekman I.M. Stratigrafiya. Murmanskaya oblast, Kareliya, zapad Arkhangel'skoy, severo-zapad Vologodskoy i sever Leningradskoy oblastey [Stratigraphy. Murmansk district, Karelia, Western Arkhangel'sk district, North-Western Vologda and Northern Leningrad ones] / Geologiya chetvertichnykh otlozheniy Severo-Zapada evropeiskoy chasti SSSR [Quaternary geology of the North-Western part of the European USSR]. Leningrad: Nedra. 1967. P. 48–110 (in Russian).
5. Cohen K.M. Gibbard P. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). 2011. Cambridge, England. <http://quaternary.stratigraphy.org/charts/>.
6. Devyatova E.I., Palinologicheskaya kharakteristika verkhnechetvertichnykh otlogeniye Karelii [Palinology of the Upper Quaternary deposits in Karelia] / Chetvertichnaya geologiya i geomorfologiya vostochnoy chasti Baltiyskogo zhchita [Quaternary geology and geomorphology of the western part of Baltic Shield]. Leningrad: Nauka. 1972. P. 59–96 (in Russian).
7. Ekman I.M. Chetvertichnaya Sistema [Quaternary System] / Geologiya Karelii [Geology of Karelia]. Leningrad: Nauka. 1987. P. 79-93 (in Russian).
8. Ekman I.M., Liyva A.A. Ob absoljutnoy khronologii «bolshogo» Vjurma-Valdaya na Onezhsko-Ladozhskom peresheike (po dannym ^{14}C datirovok) [About of absolute chronology of the Würm-Valdai, in the wide sense, on the Onega-Ladoga Isthmus (according to ^{14}C -data)] / Geokhronologiya chenvertichnogo perioda [Geochronology of the Quaternary]. Moscow: Nauka. 1980. P. 54–68 (in Russian).
9. Gudina V.I., Yevzerov V.Ya. The stratigraphy and foraminifera of the Upper Pleistocene in the Kola Peninsula. The British Library Board. 1981. (Translated by Lees, E., Edited by Hugnes, M).
10. Grave M.K., Yevzerov V.Ya., Likhachev A.B., Spicin A.G., Novye dannye o rykhlykh otlozheniyakh i formirovaniy reliefa Seidozerskogo rayona (Lovozerskiye Tundry) [New data on detrital deposits and relief formation of

- Seydozero area (Lovozero Tundra)] / Relief i geologicheskoe stroenie osadochnogo pokrova Kolskogo poluostrova [Relief and geological structure of the sedimentary cover of the Kola Peninsula]. Moscow-Leningrad: Nauka. 1964. P. 5–47 (in Russian).
11. Head M.J., Gibbard P.L. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future // *Quaternary International*. 2015. V. 383. P. 4–35.
 12. Ikonen L, Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and a literature review. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica-Geographica*. 2001. V. 161.
 13. Korsakova O.P. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia) // *Quaternary International*. 2009. V. 206. P. 3–15.
 14. Korsakova O., Kolka V., Semenova L. Late Pleistocene stratigraphy according to the sediment sequence from eastern Kola Peninsula, Ponoï River Valley (North-Western Russia) // *Quaternary International*. 2016. V. 420. P. 280–293.
 15. Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya., Kolka V. Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia) // *Quaternary International*. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>.
 16. Yevzerov V.Ya, Koshechkin B.I. Paleogeografiya pleistotsena zapadnoy chasti Kolskogo poluostrova [Paleogeography of the western Kola Peninsula]. Leningrad: Nauka. 1980 (in Russian).
 17. Zastrozhnov A.S. (Ed). Karta chetvertichnykh obrazovaniy territorii Rossiyskoi Federatsii. Masshtab 1:2500000 (A map of Quaternary deposits of the Russian Federation territory. Scale 1:2500000). Saint-Petersburg: All-Russian Geological Institute (VSEGEI) Press. 2014. <http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500/> (in Russian).
 18. Zhamoida A.I., Girshgorn L.C.H., Kovalevsky O.P., et all. Stratigraphichesky kodeks Rossii, isdanie tretie [Stratigraphic Code of Russia, third edition]. Sankt Petersburg: VSEGEI Press. 2006 (in Russian).

Особенности диатомовых комплексов донных осадков малых водоемов депрессии озера Имандра

Косова А.Л.¹, Денисов Д.Б.¹, Николаева С.Б.²

¹ *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, annkosova1976@yandex.ru*

² *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Аннотация. Выполнено исследование диатомовых комплексов в донных отложениях 2-х малых безымянных озер на западном побережье озера Имандра (Мурманская область). Описаны особенности исторической динамики диатомовой флоры в ответ на изменения окружающей среды и климата в голоцене. Таксономический состав диатомей исследованных водоемов характеризуется значимыми различиями: в одном обнаружено 72, а в другом 205 таксонов диатомей рангом ниже рода. В обоих водоемах наиболее богаты видами роды *Eunotia* и *Pinnularia*, что типично для мелководных кислотных водоемов. Диатомовый анализ позволил выявить последствия тектонической активности в зоне Имандровской депрессии, сопровождающиеся резким повышением уровня воды, что подтверждается литологическими данными.

Ключевые слова: донные отложения, диатомовые водоросли, голоцен, Имандровская депрессия, сейсмичность.

Features of diatom complexes in bottom sediments of the Imandra depression small lakes

Kosova A.L.¹, Denisov D.B.¹, Nikolaeva S.B.²

¹ *Institute of the North industrial ecological problems, KSC RAS, Apatity, annkosova1976@yandex.ru*

² *Geological institute KSC RAS, Apatity, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Abstract. The study of diatom complexes in the bottom sediments of 2 small nameless lakes on the western coast of Imandra Lake (Murmansk region) is carried out. The features of the historical dynamics of diatom flora in response to changes in the environment and climate in the Holocene are described. The taxonomic composition of the diatoms of the studied water bodies is characterized by significant differences: in the 1st one, 72 were found, and in the second one, 205 diatom taxons with a rank lower than the genus. In both reservoirs, the species *Eunotia* and *Pinnularia* are the most rich in species, which is typical of shallow-water acidic reservoirs. Diatom analysis revealed the effects of tectonic activity in the area of the Imandra Lake depression, accompanied by a sharp increase in the water level, which is confirmed by lithological data.

Key words: sediments; diatoms; Holocene; Imandra Lake; seismicity.

Введение

Комплексная оценка современного состояния и долговременной динамики арктических пресноводных экосистем в условиях глобальных и региональных изменений окружающей среды невозможна без знаний исторического формирования экологических условий на протяжении позднего плейстоцена и голоцена. Огромное значение для палеоэкологических реконструкций в высоких широтах имеет диатомовый анализ донных отложений. В настоящее время диатомовый анализ входит в группу руководящих методов, применяемых для реконструкции исторической динамики окружающей среды и климата. В последние десятилетия остро обозначились новые вызовы – современные глобальные климатические изменения, которые происходят быстрее и масштабнее в высоких широтах. Поэтому палеоэкологические исследования с применением диатомового анализа приобрели особую актуальность. Озеро Имандра – крупнейший пресноводный водоем Северо-Запада РФ, расположенное за полярным кругом. Изучению плейстоцен-голоценовых изменений палеогеографических обстановок в бассейне озера Имандра посвящен ряд исследований (Рихтер, 1934; Арманд и др., 1969; Арманд, Самсонова, 1969; Рубинраут, Каган, 1975; Николаева и др., 2015, 2016; Толстоброва и др., 2016 и др.). В то же время, выявление основных исторических этапов развития и трансформации экологических условий бассейна оз. Имандра требуют новых знаний о видовом составе, эко-

логических особенностях и долговременной динамике диатомовых комплексов донных отложений.

Цель нашей работы – выявление особенностей структуры диатомовых комплексов в донных отложениях двух малых озер, расположенных в депрессии озера Имандра, и выявление основных этапов и тенденций их развития в позднем плейстоцене и голоцене, как основы для понимания экологических условий формирования качества вод и процессов седиментации.

Материалы и методы

Материалом для анализа послужили донные отложения из двух малых озер, расположенных на плоской заболоченной территории в 0.4-1.3 км от Уполокшской губы озера Имандра. Отбор донных осадков производился в летний период с катамарана при помощи переносного отечественного поршневого бура, по схеме, описанной ранее (Николаева и др., 2015). На диатомовый анализ из озера 1 отобрано 9 образцов с интервалом 5 см, из озера 2-16 образцов с интервалами 7-10 см. Диатомовый анализ донных отложений был проведен по стандартной общепринятой методике (Давыдова, 1985; Денисов, 2007), по схеме, принятой в ИППЭС КНЦ РАН (Косова и др., 2011).

Результаты и обсуждения

Подробное описание литологического строения разрезов донных отложений исследуемых озер описано в работе С.Б. Николаевой (Николаева и др., 2015). В озере 1 с выс. отм. 148.8 м над уровнем моря (н.у.м.) бурением вскрыта ненарушенная последовательность осадков (рис. 1). В озере 2 с выс. отм. 133.4 м н.у.м. впервые выделена сейсмогенная фация (брекчиевый горизонт) (рис. 2).

В озере 1 обнаружено 72 таксона в 22 родах. Наибольшее таксономическое разнообразие отмечается в родах *Eunotia* (17), *Pinnularia* (12), *Gomphonema* (8), *Brachysira* (6).

На протяжении всей толщи донных отложений из озера 1 в составе диатомовых комплексов (ДК) преобладают виды, характерные для болот и дистрофных озер: *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) De

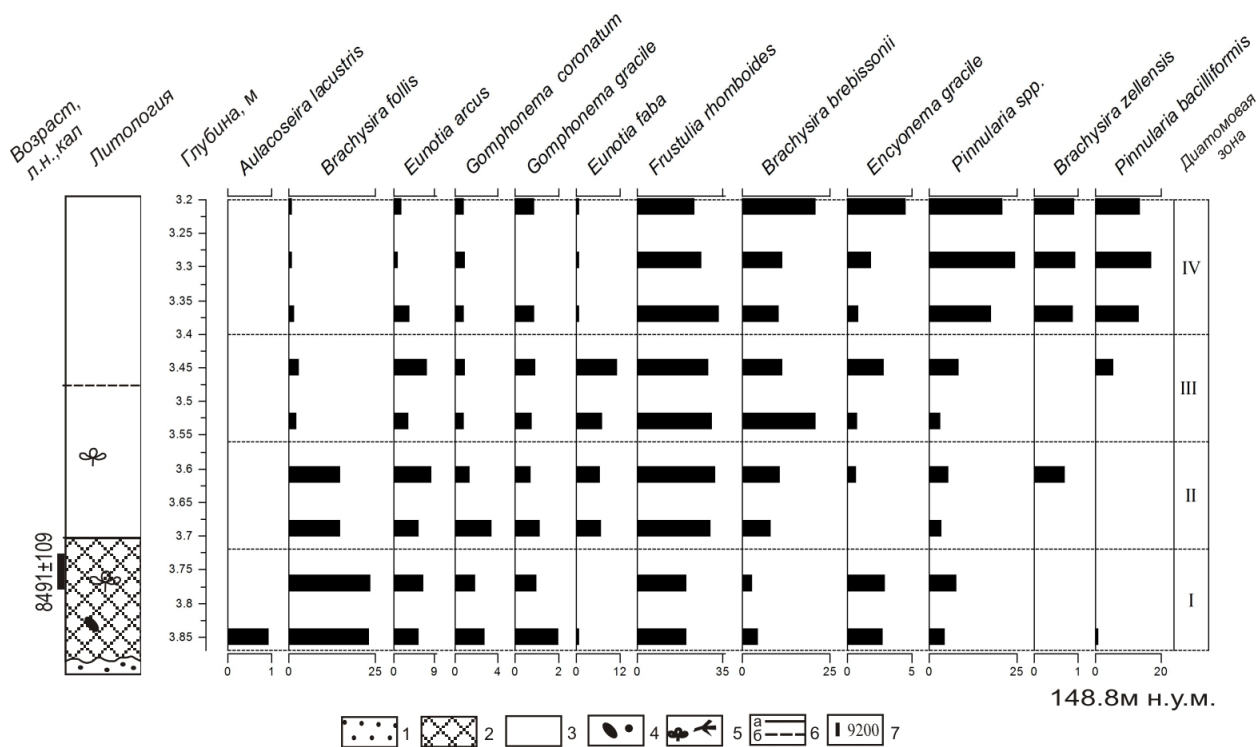


Рис. 1. Разрез донных отложений и диатомовая диаграмма массовых и индикаторных видов (%) осадков озера 1. 1 – песок, 2 – смесь торфа, гиттии и песка, 3 – гиттия, 4 – зерна гравия, 5 – макроостатки растений, 6 – контакты резкие (а), постепенные (б), 7 – места отбора проб на C^{14} .

Fig.1. Lithology and diatom diagram of mass and indicator species (%) of Lake 1 sediments. 1 – sand, 2 – mixture of peat, sand, gyttja and redeposited plant residues, 3 – gyttja, 4 – gravel, 5 – fragments: plant (a), wood (b), 6 – contacts: abrupt (a), gradational (b), 7 – radiocarbon dating.

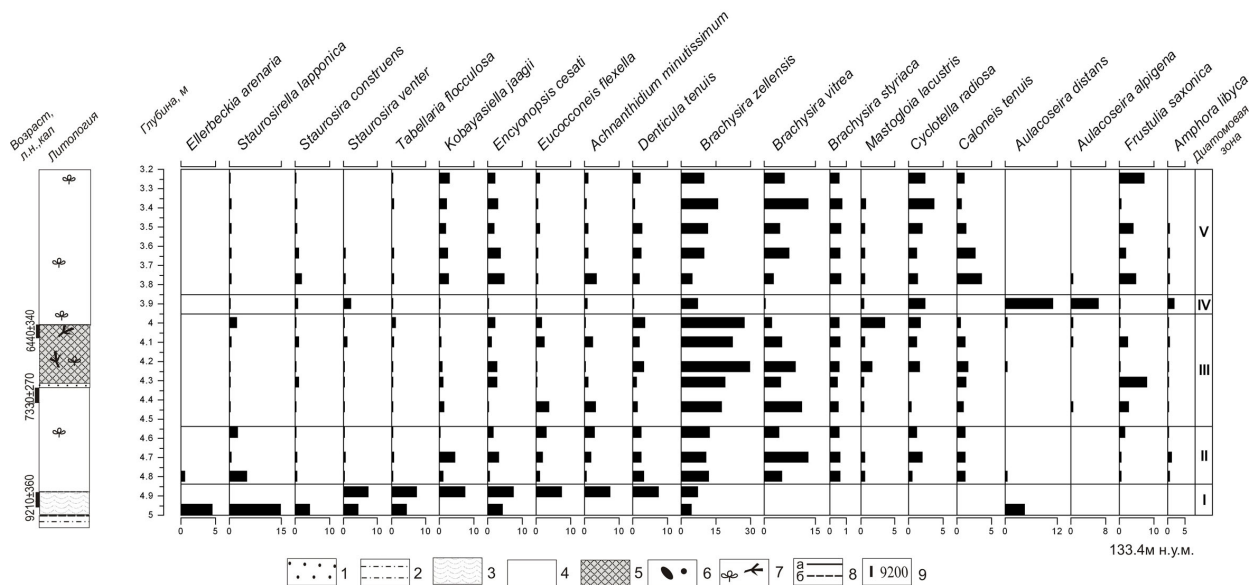


Рис. 2. Разрез донных отложений и диатомовая диаграмма массовых и индикаторных видов (%) осадков озера 2. 1 – песок, 2 – алеврит, 3 – гиттия опесчаненная, 4 – гиттия, 5 – аномальный «брекчиевый» горизонт, 6 – зерна гравия, 7 – макроостатки растений и древесины, 7 – контакты резкие (а), постепенные (б), 8 – места отбора проб на C^{14} .

Fig. 2. Lithology and diatom diagram of mass and indicator species (%) of Lake 2 sediments 1 – sand, 2 – silt, 3 – sandy gyttja, 4 – gyttja, 5 – breccias horizon, 6 – gravel, 7 – fragments: plant and wood, 8 – contacts: abrupt (a), gradational (b), 9 – radiocarbon dating.

Toni (20-34 %), представители родов *Brachysira* (*Brachysira follis* (Ehrb.) R.Ross in Hartley (23-1 %), *B. brebissonii* R.Ross (3-21 %)), *Eunotia* (9.5-27.6 %) и *Pinnularia* (3-25 %). Диатомовая флора представлена типичными пресноводными таксонами. На долю бентосных видов приходится до 93 % от общего числа створок. Анализ соотношения диатомового сообщества по галофобности вверх по разрезу указывает на уменьшение доли галофобов (64-41 %) и увеличение доли индифферентных форм (32-41 %). В структуре видов по географической приуроченности наблюдаются изменения от нижних слоев к верхним: виды-космополиты, составляющие до 58 % в нижних слоях, уступают место арктоальпийским видам. Реконструированное значение pH составляет 6.6.

Изменения видового состава и структуры ДК по разрезу позволили выделить четыре диатомовые зоны (ДЗ) (рис. 1). Характер и динамика изменений диатомовой флоры позволяют сделать вывод, что озеро сформировалось на заболоченном участке в начале атлантического периода, а затем происходило постепенное сокращение его площади и глубины. Судя по характеру ДК, отложения накапливались в холодном мелководном олиготрофном водоеме, со слабокислой средой. Границы между ДЗ отражают смену экологических условий обитания диатомей, при этом в седиментах не наблюдается резких литологических границ.

В отложениях из озера 2 было обнаружено 205 таксонов диатомей рангом ниже рода (в 49 родах). Наибольшего таксономического разнообразия достигают представители родов *Eunotia* (16), *Pinnularia* (15), *Symbella* (14), *Navicula* (13), *Gomphonema* (10).

Состав ДК из ДО озера 2 существенно отличается от флоры озера 1. На протяжении всей толщи ДО, кроме двух образцов с глубины 5-4.97 м и 4-3.83 м преобладают бентосные формы. По составу ДК было выделено пять ДЗ (рис. 2).

ДЗ I (интервал 5-4.83 м) характеризует начальный этап формирования водоема. В образце 5-4.97 м доминанты представлены *Staurosirella lapponica* (Grun.) D.M.Williams & Round (18 %). В роли сопутствующих видов выступают *Staurosira venter* (Ehrb.) H.Kobayasi, *S. construens* Ehrb., *Ellerbeckia arenaria* (Moore ex Ralfs) R.M.Crawford, *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simons., виды рода

Cyclotella. Основу диатомовых ассоциаций составляют бентосные и планктонно-бентосные формы. Возможно, на данном этапе развития водоем представлял собой залив палео-Имандры или мелко-водное озеро олиготрофного типа со значениями pH близким к нейтральным.

ДЗ II (интервал 4.83-4.57 м) отличается резким увеличением концентрации диатомей в отложениях (до 71-153 млн. ств./г) и таксономического разнообразия (73-92 вида в образцах). Доминируют бентосные виды: *Brachysira zellensis*, *B. vitrea*. Суммарная численность видов рода *Cyclotella* колеблется в пределах 1.7-4.5 %. Отличительной особенностью ассоциаций является присутствие *Mastogloia lacustris* (Grun.) Grun. in van Heurck.

ДЗ III (интервал 4.57-4.00 м). Отмечается значительное уменьшение общего обилия 22-44 млн. ств./г. Видовое разнообразие соответствует 72-95 видам в образце. Основная доля, как в ДЗ II, принадлежит бентосным формам. Доминантом является вид *Brachysira zellensis* (до 30 %), субдоминантом – *B. vitrea* (до 9 %). Вид *Mastogloia lacustris* встречается единично, на глубине 4.06-4.00 м его доля достигает 3.7 %. Образцы с глубины 4.47-4.44 м и 4.34-4.31 м отобраны из гиттии, а образцы 4.26-4.23 м, 4.13-4.10 м, 4.06-4.00 м из брекчиевого горизонта. При этом явных отличий видового состава и экологических характеристик диатомовых ассоциаций не выявлено.

ДЗ IV (интервал 4.00-3.83 м) отображает значительные изменения уровня водоема. Доминирующий комплекс представлен планктонными видами *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simons. (11 %) и *A. alpigena* (Grun.) Kramm. (6.5 %). Отмечается самое высокое таксономическое разнообразие, 120 видов в образце. Доля *Brachysira zellensis* составляет 7 %. Отмечено присутствие *Mastogloia lacustris*. В структуре видов по географической приуроченности отмечается максимальное содержание boreальных видов (16 %).

ДЗ V (интервал 3.83-3.25 м). ДК отражают снижение уровня водоема, доля планктонных форм снижается до 5 %. Вверх по разрезу численность представителей рода *Brachysira* возрастает, занимающая доминирующее положение в диатомовом сообществе. Присутствие *Mastogloia lacustris* не зафиксировано только в самом верхнем образце с глубины 3.28-3.25 м. Данные изменения отражает последовательное уменьшение глубины водоема, заболачивание его берегов.

Большой интерес представляет нахождение в составе олигогалобной флоры вида *Mastogloia lacustris* в осадках озера 2. Этот вид описывается как алькалофил и эвригалинный мезогалоб (Коган, 2012) и характерен для водоемов, отделившихся от моря. Присутствие *Mastogloia lacustris* зафиксировано с момента интенсивного накопления органики в первой половине атлантического периода до субатлантического периода. Следовательно, его появление в ДО озера не может быть связано с морской трансгрессией на данной территории. *Mastogloia lacustris* встречается в пресноводных водоемах, но чаще там, где выше минерализация или щелочная среда. Возможно, развитие данного вида происходило в результате изменения химического состава воды. Озеро расположено в зоне разломов и не исключено, что в него одновременно поступали как трещинные, так и поверхностные воды.

Озеро с выс. отм 133.4 м н.у.м. представляло собой сравнительно мелководный водоем до начала атлантического периода. Состав ДК из брекчиевого горизонта сходен с флорой из нижележащих слоев, что указывает на однородность условий окружающей среды. Резкое снижение общего обилия диатомей связано с поступлением огромного количества терригенного материала с водосборной площади. Богатая диатомовая флора и доминирование планктонных видов, характерных для более крупных озер, наблюдаемая в вышележащем слое, и их последующее исчезновение также свидетельствуют в пользу предположения, что такой характер нарушений вызван эрозией, перемещением и последующим переотложением осадков. Это могло быть связано с поднятием уровня оз. Имандра и заплеском большой волны со стороны озера на прилегающую низменность (Николаева и др., 2016) или иными тектоническими причинами.

Последовательное развитие диатомовой флоры и полное отсутствие планктонных видов в ДО озера 1 исключает влияние вод оз. Имандра. Следовательно, подъем воды в Имандре во время сейсмического события был ниже отметки, на которой располагается озеро 1.

Заклучение

Таким образом, выполненное исследование диатомовых комплексов в донных отложениях 2-х малых безымянных озер на западном побережье озера Имандра позволило установить, что диатомовые комплексы характеризуются существенными изменениями в ответ на динамику климатических и геологических факторов в голоцене. Таксономический состав диатомей близко расположенных малых водоемов различен: в одном обнаружено 72, а в другом 205 таксонов диатомей рангом ниже рода. В обоих водоемах наиболее богаты видами роды *Eunotia* и *Pinnularia*, что типично для мелководных кислых водоемов. Диатомовый анализ позволил выявить последствия тектонической активности в зоне Имандровской депрессии, сопровождающиеся резким повышением уровня воды, что подтверждается литологическими данными. Присутствие в составе олигогалобной флоры вида *Mastogloia lacustris* в осадках озера 2 свидетельствует о повышенной минерализации воды в озере. Полученные результаты свидетельствуют о возможности использования диатомового анализа (наряду с другими методами и подходами) для выявления и изучения катастрофических процессов голоцена.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-60125 Арктика.

Литература

1. Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука. 1969. С. 96–111.
2. Арманд Н.Н., Евзеров В.Я., Гунова В.С., Лебедева Р.М. Палеогеография центральной части Кольского полуострова в голоцене // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука. 1969. С. 80–85.
3. Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л. Изд-во: Наука. 1985. 244 с.
4. Денисов Д.Б. Изменения гидрохимического состава и диатомовой флоры донных отложений в зоне воздействия горнорудного производства (Кольский полуостров) // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 6. С. 719–730.
5. Каган Л.Я. Диатомовые водоросли евро-арктического региона Аннотированная коллекция (древние и современные морские и пресноводные). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2012. 209 с.
6. Косова А.Л., Малышева М.Б., Денисов Д.Б. К методике камеральной обработки проб для диатомового анализа донных отложений // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / Рос.акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН. Апатиты. СПб. 2011. Т. 1. (А–К). С. 294–295.
7. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Денисов Д.Б. Реконструкция палеогеографических обстановок голоцена в районе озера Имандра (Кольский регион): результаты палеолимнологических исследований // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 5. С. 34–47.
8. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С. Следы катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера Бабинская Имандра (Кольский регион) // Изв. РГО. 2016. Т. 148. Вып. 4. С. 38–52.
9. Рихтер Г.Д. Физико-географический очерк озера Имандра и его бассейна. Л.: Государственное технико-теоретическое издательство. 1934. Вып. 5. 144 с.
10. Рубинраут Г.С., Каган Л.Я. О формировании Верхнепонойской и Имандровской депрессий // История озер в голоцене. Тез. IV Всесоюз. симпозиума по истории озер. Л. Изд-во: Ин-т озераведения АН СССР. 1975. С. 63–68.
11. Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П. История развития озера Осинового (Кольский регион) в поздне- и постледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 5. С. 106–116.

Формирование геологических знаний о Кузнецком угольном бассейне в XVIII – начале XX вв.

Кравцова Л.А.

Институт угля ФИЦ ВУХ СО РАН, Кемерово, kravtsovala@yandex.ru

Аннотация. В статье рассматривается процесс формирования геологических знаний о Кузнецком угольном бассейне в период XVIII – первой трети XX вв. Раскрыто значение результатов исследований, направленных на изучение угленосной территории с позиции их осмысления как научной основы для развития угольной промышленности региона. В XVIII в. в связи с экспедициями по изучению Сибири получены начальные сведения о пластах угля. В XIX в. происходило постепенное накопление фрагментарных геологических данных, расширяющих представление о характере угленосных проявлений; были систематизированы и обобщены известные ранее сведения; сформировалось обоснованное предположение о значительности угольных запасов. В начале XX в. геологические исследования, обусловленные коммерческими потребностями регионального уровня и развитием геологии, впервые дают целостное описание геологического строения и угольных ресурсов Кузбасса, наиболее близкое к современному представлению о бассейне и приведшее к заключению о его государственном значении.

Ключевые слова: Кузбасс, Кузнецкий угольный бассейн, изучение Кузбасса, исследователи Кузнецкого бассейна, исследование Кузнецкого угольного бассейна в XVIII – начале XX вв., развитие геологических знаний о Кузбассе.

Formation of geological knowledge about the Kuznetsk coal basin in the XVIII – early XX century

Kravtsova L.A.

Coal institute of FRC CCC SB RAS, Kemerovo, kravtsovala@yandex.ru

Abstract. The article highlights the process of formation of geological knowledge about the Kuznetsk coal basin in the XVIII – early XX century. There are data on the significance of the study results of the coal territory as a scientific base for developing of coal industry in Kuzbass. The initial stage of collecting information about coal seams was in the XVIII century because of plural expeditions for Siberia exploring. The XIX century gave us gradual collecting of different geological data, which expanded our notion about coal; background data were classified. The significance of coal volume was first validated at this period. Geological researches stimulated by regional commercial needs and development of geology, provide the first description of geological structure and coal resources of Kuzbass in the early XX century. This description was the closest to modern knowledge about basin.

Key words: Kuzbass, Kuznetsk coal basin, study of Kuzbass, Kuznetsk basin researchers, Kuznetsk coal basin research in the XVIII – early XX centuries, development of geological knowledge about Kuzbass.

В 2021 году Кемеровская область готовится отметить «300-летие образования Кузбасса» (Указ, 2019), в связи с чем рассмотрение процесса формирования научных знаний о бассейне позволит актуализировать вклад геологов не только в развитие науки, но и в историю развития Сибири. Кузнецкий угольный бассейн в настоящее время является крупнейшим углепромышленным регионом России. Научные результаты, полученные исследователями предшествующих поколений и раскрывшие промышленно-экономический потенциал угольных богатств края, способствовали строительству угледобывающих предприятий и развитию инфраструктуры городов, сформировавших современный образ Кемеровской области как шахтерского края. Вместе с тем имена исследователей, внесших вклад в изучение Кузбасса, при рассмотрении истории региона продолжают оставаться малозаметными, что занижает роль геологических изысканий в становлении угольного центра страны.

Согласно периодизации процесса геологического исследования бассейна, разработанной В.И. Яворским, начало его изучения положили исследователь и путешественник Д.Г. Мессершмидт и рудознатец М. Волков, составивший донесение об открытии каменного угля (Яворский, 1962). Факт открытия каменного угля в 1721 г. на территории бассейна имел важное значение, но оставал-

ся длительное время невостребованным из-за отсутствия экономического запроса, связанного с освоенностью Сибири.

Яворский В.И., рассматривая процесс геологического изучения бассейна, отмечает отсутствие должного внимания к углю в начале XVIII в. (Яворский, 1962). Однако, нельзя утверждать, что накопление первоначальных данных о бассейне в этот период отсутствовало. В материалах экспедиции ученого-натуралиста П.С. Палласа (1768-1774 гг.) академиком И.П. Фальком было отмечено наличие «местами» угольных пластов (Нестеровский, 1915). В сведениях партии Линденталя (1786 г.), занимавшейся поиском поделочных пород и минералов, указан пласт угля мощностью до 16 м в обнажении правого берега р. Мрассу. Каменный уголь, пригодный для кузнечных дел, зафиксировал в 1792 г. обер-бергмейстер И.М. Ренованц, исследовавший рудные месторождения Алтая и Салаира. Записи академика Б.Ф.-И. Германа в конце XVIII в. о пластах угля мощностью от 1.5 м до 3.6 м с описанием пород почвы и кровли также имели интерес (Яворский, 1962; Нестеровский, 1915). Эти исследователи положили начало формированию определенного задела первых официальных сведений о наличии угольных месторождений, но по сути это были еще малозначимые факты геологического характера, отмеченные в отчетах и путевых дневниках, поскольку угольные недра не являлись специальным предметом их изучения (Кравцова, 2018).

Начало XIX в. характеризуется более пристальным интересом к проявлениям угля, встречающимся на территории Кузнецкой котловины, дополняя геологическое знание качественно новыми научными сведениями. Штабс-капитан Гернгросс 2-й (А.Р. Гернгросс) впервые сделал правильные выводы о возрасте угля, отнесенного им к каменноугольному периоду (Гернгросс, 1835). Значительные результаты представила в 1842 г. публикация Соколовского 2-го (Н.А. Соколовский) в Горном журнале, где был изложен анализ качества каменного угля Афонинского месторождения, приведены систематизированные лабораторные данные о выходе летучих веществ, спекаемости, содержании золы, влаги, выделены «разности угля» (Соколовский, 1842), за которыми впоследствии утвердился термин «литотипы угля». Он учел материалы предшествующих разведочных партий (1825, 1827 гг.), собрал воедино информацию о наличии значительной каменноугольной формации, имеющей промышленную перспективу: «Принимая в расчет обширность каменноугольной Формации Алтайского округа и мощность угольных пластов, не трудно убедиться, какой обильный запас этого горючего материала сокрыт в недрах этой части Сибири для будущей промышленной ее деятельности. ... Каменноугольная Формация заводского округа представляет площадь, не менее 40 тысяч квадратных верст» (Соколовский 2-й, 1842). По мнению академика В.А. Обручева исследования Соколовского 2-го представляли собой «первое подробное изучение угленосных отложений котловины» (Обручев, 1933).

Первая половина XIX в. была также ознаменована ключевым событием, связанным с экспедицией известного путешественника, географа, геолога П.А. Чихачева в Алтайский горный округ в 1842 г. Полученные сведения и характер угленосной площади были осмыслены исследователем как угольный бассейн, который он оконтурил и впервые присвоил ему название – Кузнецкий бассейн (Pierre de Tchihatcheff, 1845). Им была составлена первая геологическая карта в масштабе 1:1000000 (Фомичев, 1940); даны представления о размерах Кузнецкого бассейна. Введение в геологическое знание середины XIX в. термина «Кузнецкий бассейн» обозначило перспективу углепромышленного развития территории. Итак, происходит накопление важной информации геологического характера, которая формирует интерес промышленников, чиновников и специалистов геологических служб, ориентированный на более детальные изыскания.

Во второй половине XIX в. добавляются новые сведения по южной и юго-западной окраинам Кузбасса, представленные в Отчете Штабс-капитана Корженевского и Объяснительной записке Инженер-подполковника Бояршинова (Исследования, 1858). Ими предпринята попытка параллелизации угольных пластов различных месторождений, а составленную геологическую карту П.И. Бутов и В.И. Яворский впоследствии охарактеризовали «первой и для того времени довольно правильной» (Бутов, Яворский, 1922).

Интенсификация поисково-геологических работ в конце XIX в. была обусловлена строительством Транссибирской железной дороги, которая пролегла по северной части бассейна, являлась основным потребителем угля. В разведочных работах данного периода участвовали А.Н. Державин, А.М. Зайцев, А.А. Краснопольский, П.К. Яворовский. В результате: был выявлен Судженский угленосный район, где с 1897 г. началась добыча угля для нужд железной дороги; внесены уточнения в контуры угленосной площади, границы бассейна расширяются, включая Судженский район (Очерк, 1913). В распространение знаний о Кузнецком бассейне, по утверждению П.И. Бутова и В.И. Яворского, внесли значительный вклад «Труды геологической части Кабинета Е.И.В.», включавшие в себя «сводку всего известного до того времени фактического и литературного материала по геологии Кузнецкого бассейна» (Бутов, Яворский, 1922). К концу XIX в., несмотря на крайне низкую геологическую изученность Кузбасса по сравнению с европейскими бассейнами, происходит накопление данных, которые способствуют развитию территории, недавно считавшейся «дикой неразработанной местностью» (Исследования, 1858). В частности, Н.Я. Нестеровским было составлено подробное описание слагающих угленосные отложения пород; А.Н. Державиным детально изучены «как границы угленосного Кузнецкого бассейна, так и породы, слагающие и подстилающие его» (Нестеровский, 1896, №9); Ф.П. Брусницыным открыты несколько месторождений вблизи деревень Беловой, Коневои, Бабанаковой; Д.П. Богдановым впервые установлена юго-западная граница распространения угленосных отложений по р. Чумыш (Крылов и др., 1983). Освоение территорий вдоль транссибирской железной дороги и закладка угольных шахт на основе результатов исследований геологов в Анжерском районе, на Судженском, Щегловском, Кольчугинском, Прокопьевском месторождениях способствуют экономическому развитию края.

В 1913 г. XII сессия Международного геологического конгресса впервые включила в перечень актуальных мировых проблем подсчет запасов угля на планете. Академик П.И. Степанов подчеркивал значимость этой задачи и для России, поскольку «в России общий подсчет геологических запасов еще никем не был произведен» (Степанов, 1952). Подготовленные отечественными геологами к XII сессии конгресса материалы в полном объеме вошли в изданный в 1913 г. труд «Очерк месторождений ископаемых углей России», где были приведены и известные к тому периоду сведения о Кузнецком бассейне (Очерк, 1913). Изученность Кузбасса, как видно из итогового очерка, можно считать не соответствующей возрастающему запросу экономики страны. Однако уже сформированы научные основания считать, «что количество угля в Кузнецком бассейне громадно и едва ли уступает таковому в Донецком бассейне» (Очерк, 1913). Приведенные данные о запасах еще не дают определенности, рассматриваются как «вероятный» – 1.125 млрд. т и «возможный» – 12.5 млрд. т. (Очерк, 1913). Говоря о качестве угля, «с достаточной уверенностью» предполагалось наличие «коксовых», «кузнечных», «пламенных жирных» и «сухих» углей (Очерк, 1913).

Экономические процессы регионального уровня оказывают влияние на интенсификацию геологических исследований Кузбасса, связанных с организацией в 1912 г. и последующей деятельностью Акционерного общества «Копикуз». Необходимость получения сведений о выходах пластов, геологии их залегания и запасах, свойствах углей была обусловлена коммерческим интересом Акционерного общества. Эти исследования были начаты в 1914 г. группой геологов, организованной Л.И. Лутугиным (Кравцова, 2010). В последующий период в изучение бассейна включаются новые партии геологов. В разное время разведочные коллективы возглавляли П.И. Бутов, А.А. Гапеев, В.М. Козловский, В.С. Панкратов, А.А. Снятков, В.И. Яворский, И.С. Яговкин, с 1923 г. С.В. Кумпан и В.Н. Зверев; участвовали горные инженеры В.М. Бажанов, В.В. Вебер, М.К. Елиашевич, Н.К. Разумовский, А.В. Ласточкин, В.Н. Мальцев, В.А. Орестов, В.Н. Покровский, Б.В. Угилович, П.М. Фейгин, М.А. Ющенко, В.Н. Абрамов, Е.В. Дюенин, В.И. Лутугин; с начала 1920-х гг. в качестве консультанта привлекался проф. М.А. Усов (Яворский, Бутов, 1927).

Результаты геологических исследований в виде публикаций П.И. Бутова, В.И. Яворского, М.А. Усова, А.А. Гапеева, М.Д. Залесского, В.Н. Вебера, а также отчеты Геолкома вносят важные коррективы и дополнения в сведения о Кузнецком бассейне, пользуются большим спросом при строительстве шахт, рудников. Итоговым трудом, обобщающим запас геологических знаний

о бассейне в первой четверти XX в., стали геологическая карта бассейна М 1:500000 (1925 г.) и составленная для нее монографическая сводка «Кузнецкий каменноугольный бассейн» П.И. Бутова и В.И. Яворского (1927 г.) (Кравцова, 2011).

Так, к концу третьего десятилетия впервые геология получила близкие к современным «границы распространения угленосных отложений по всем окраинам бассейна», общая площадь которого составила 26180 км². Было установлено, что Кузбасс располагает широким разнообразием углей, «начиная с тощих (тип полуантрацитов) и до сухих длиннопламенных включительно» (Яворский, Бутов, 1927). Данные о запасах, подсчитанных до 1500 м, П.И. Бутов и В.И. Яворский определили в 400 млрд. т, это превышало данный показатель в Донбассе практически в 8 раз (Яворский, Бутов, 1927). Углепромышленная перспектива Кузбасса получила научное обоснование геологии. Наличие мощных пластов, их угленосность, качественное разнообразие окончательно раскрыли стратегическую значимость бассейна в его будущем развитии.

Таким образом, открытие угля в 1721 г. и масштабные экспедиции по изучению территории Сибири в XVIII в. способствовали появлению первых сообщений о наличии угольных пластов. В первой половине XIX в. благодаря целенаправленному изучению некоторых месторождений угля формируется важная исходная информация о предположительно значимом количестве и мощности пластов угля, его пригодности к кузнечному делу. Выделение П.А. Чихачевым в 1842 г. Кузнецкого бассейна стало существенным фактором привлечения внимания к дальнейшему изучению угольных недр. Вторая половина XIX в. характеризуется получением новых данных по ряду осваиваемых угленосных районов, что способствовало уточнению границ бассейна и формированию научных оснований о внушительных объемах угольных запасов. В начале XX в. промышленно-экономические задачи регионального значения, связанные с коммерческими интересами Акционерного общества «Копикуз», стали отправной точкой и фактором обстоятельного исследования Кузбасса в период 1914–1927 гг. Результаты изысканий данного периода окончательно сформировали представление о перспективах крупного углепромышленного развития Кузнецкого бассейна в масштабах государственного значения.

Литература

1. Бутов П.И., Яворский В.И. Материалы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна. Юго-Западная окраина бассейна. Петроград: Типография имени Ивана Федорова. 1922. 58 с.
2. Гернгросс 2-й. Краткий геогностический обзор верхней поисковой дистанции в Алтайских горах. Горный журнал. Т. 2. Кн. 5. 1835. С. 326–337. URL: <http://elib.uraic.ru/handle/123456789/6492>.
3. Исследования, произведенные в Кузнецком каменноугольном бассейне // Горный журнал 1858. Ч. I. Раздел II. С. 1–35. URL: <http://elib.uraic.ru/handle/123456789/6492>.
4. Кравцова Л.А. Из истории научных исследований Кузнецкого каменноугольного бассейна // Музеи Российской академии наук: альманах (отв. ред. А.П. Бужилова, С.М. Демкина). М.: ТАУС. 2010. Вып. 8. С. 83.
5. Кравцова Л.А. Исследования Кузнецкого угольного бассейна в XVIII – первой трети XX вв. в динамике развития геологических знаний // Вестник Кемеровского государственного университета. 2018. № 3 (75). С. 27–35.
6. Кравцова Л.А. Научный потенциал коллекции Музея угля по истории геологических исследований Кузнецкого бассейна // Музей и наука: к 35-летию музея «Археология, этнография и экология Сибири» Кемеровского государственного университета: материалы Междунар. науч. конф. Кемерово. 2011. С. 54–60.
7. Крылов Г.В., Завалишин В.В., Козакова Н.Ф. Исследователи Кузбасса. Кемерово: Кемеровское книжное изд-во. 1983. С. 57–58.
8. Нестеровский Н.Я. К истории открытия каменного угля в Кузнецком угленосном бассейне Алтайского горного округа // Горный журнал. 1915. № 7-9 (июль-август-сентябрь). Т. III. С. 78–87. URL: <http://elib.uraic.ru/handle/123456789/1968>.
9. Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801–1850). Л.: Изд-во АН СССР. 1933. С. 94.
10. Очерк месторождений ископаемых углей России. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича. 1913. С. III, VII, XI, 430, 431.
11. Соколовский 2-й. О каменном угле, найденном близ деревни Афонино и в некоторых других местах Алтайского округа // Горный журнал. 1842. Кн. 4. С. 27, 42. URL: <http://elib.uraic.ru/handle/123456789/6572>.

12. Степанов П.И. Воспоминания геолога // Памяти академика П.И. Степанова / Отв. ред. И.И. Горский. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 73.
13. Указ Президента Российской Федерации «О праздновании 300-летия образования Кузбасса» 27 августа 2018 г. // Администрация Кемеровской области: сайт. URL: <https://ako.ru/news/detail/prezident-vladimir-putin-podpisal-ukaz-o-prazdnovanii-300-letiya-obrazovaniya-kuzbassa>.
14. Фомичев В.Д. Очерки по геологии Сибири. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Вып. 11. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1940. С. 5.
15. Яворский В.И. Очерк по истории геологического исследования Кузнецкого бассейна / под ред. В.В. Мокринского. М.: Государственное науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1962. С. 3, 9, 10–12.
16. Яворский В.И., Бутов П.И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Л.: Издание Геологического Комитета. 1927. С. 3, 190–191.
17. Pierre de Tchihatcheff. Voyage scientifique dans L'altai oriental et les parties adjacentes de la frontière da Chine. Paris, 1845. P. 378. URL: http://reader.digitale-sammlungen.de/de/fs1/object/display/bsb10366764_00001.html.

Никмельниковит, $\text{Ca}_{12}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_{20}$, – новый минерал супергруппы граната из Ковдорского массива (Кольский полуостров, Россия)

Кривовичев С.В.¹, Яковенчук В.Н.^{1,2}, Паниковровский Т.Л.³, Савченко Е.Э.^{1,2}, Пахомовский Я.А.^{1,2}, Михайлова Ю.А.^{1,2}, Селиванова Е.А.^{1,2}, Иванюк Г.Ю.^{1,2}

¹ Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

² Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, pakhom@geoksc.apatity.ru; yakovenchuk@geoksc.apatity.ru; ylya_korchak@mail.ru

³ Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, taras.panikorovsky@spbu.ru

Аннотация. Приведена краткая характеристика первого тригонального представителя супергруппы граната никмельниковита, открытого в 2018 г. в скарноидах Ковдорского массива и названного в честь академика Николая Николаевича Мельникова (1938–2018), выдающегося советского и российского горного инженера, директора Горного института Кольского научного центра РАН (1981–2015).

Ключевые слова: никмельниковит, супергруппа граната, скарноиды, Ковдорский массив.

Nikmelnikovite, $\text{Ca}_{12}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_{20}$, a new mineral of the garnet supergroup from the Kovdor massif (Kola Peninsula, Russia)

Krivovichev S.V.¹, Yakovenchuk V.N.^{1,2}, Panikorovskii T.L.³, Savchenko E.E.^{1,2}, Pakhomovsky Ya.A.^{1,2}, Mikhailova J.A.^{1,2}, Selivanova E.A.^{1,2}, Ivanyuk G.Yu.^{1,2}

¹ Nanomaterials Research Center KSC RAS, Apatity, skrivovi@mail.ru, g.ivanyuk@gmail.com,

² Geological institute KSC RAS, Apatity, pakhom@geoksc.apatity.ru, savchenko@geoksc.apatity.ru, yakovenchuk@geoksc.apatity.ru, ylya_korchak@mail.ru

³ Laboratory of geo-inspired technologies and environmental safety of Arctic region KSC RAS, Apatity, taras.panikorovsky@spbu.ru

Abstract. Nikmelnikovite is the first trigonal member of the garnet supergroup. The mineral was discovered in 2018 in skarn-like rocks of the Kovdor massif and named in honor of Academician Nikolay Nikolaevich Melnikov (1938–2018), an outstanding Soviet and Russian mining engineer, director of the Mining Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences (1981–2015), for his important contributions to the study of behavior of stressed rock massifs and development of superdeep quarries and underground nuclear power stations.

Key words: nikmelnikovite, garnet supergroup, skarn-like rocks, Kovdor massif.

В 2018 г. Международная минералогическая ассоциация утвердила новый минерал никмельниковит, $\text{Ca}_{12}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_{20}$, $R-3$, $a = 17.2072(6)$, $c = 10.5689(4)$ Å, $V = 2710.1(2)$ Å³, $Z = 3$ – первый тригональный представитель супергруппы граната, названный в память академика Николая Николаевича Мельникова (1938–2018), выдающегося советского и российского горного инженера, директора Горного института Кольского научного центра РАН (1981–2015), за его важный вклад в изучение поведения напряжённых массивов горных пород и разработку сверхглубоких карьеров и подземных ядерных станций.

Никмельниковит открыт на крупнейшем в мире Ковдорском флогопитовом месторождении (рис. 1), в апотурьяитовых скарноидах которого встречаются крупные гигантозернистые гнёзда кальцита, монтичеллита, волластонита, пектолита, андрадита, манаевита-(Ce), глаголевита, натролита–гоннардита, сколецита, томсонита–Са, тоберморита, магнетита и сфалерита (Ivanyuk et al., 2002). Кристаллы андрадита достигают здесь 10 см, а никмельниковит как поздний минерал нарастает на их октаэдрические грани в виде коричневатых–красных корок, достигающих в толщину до 1 мм (рис. 2а). Эти корки, в свою очередь, могут быть инкрустированы мельчайшими (до 0.1 мм в

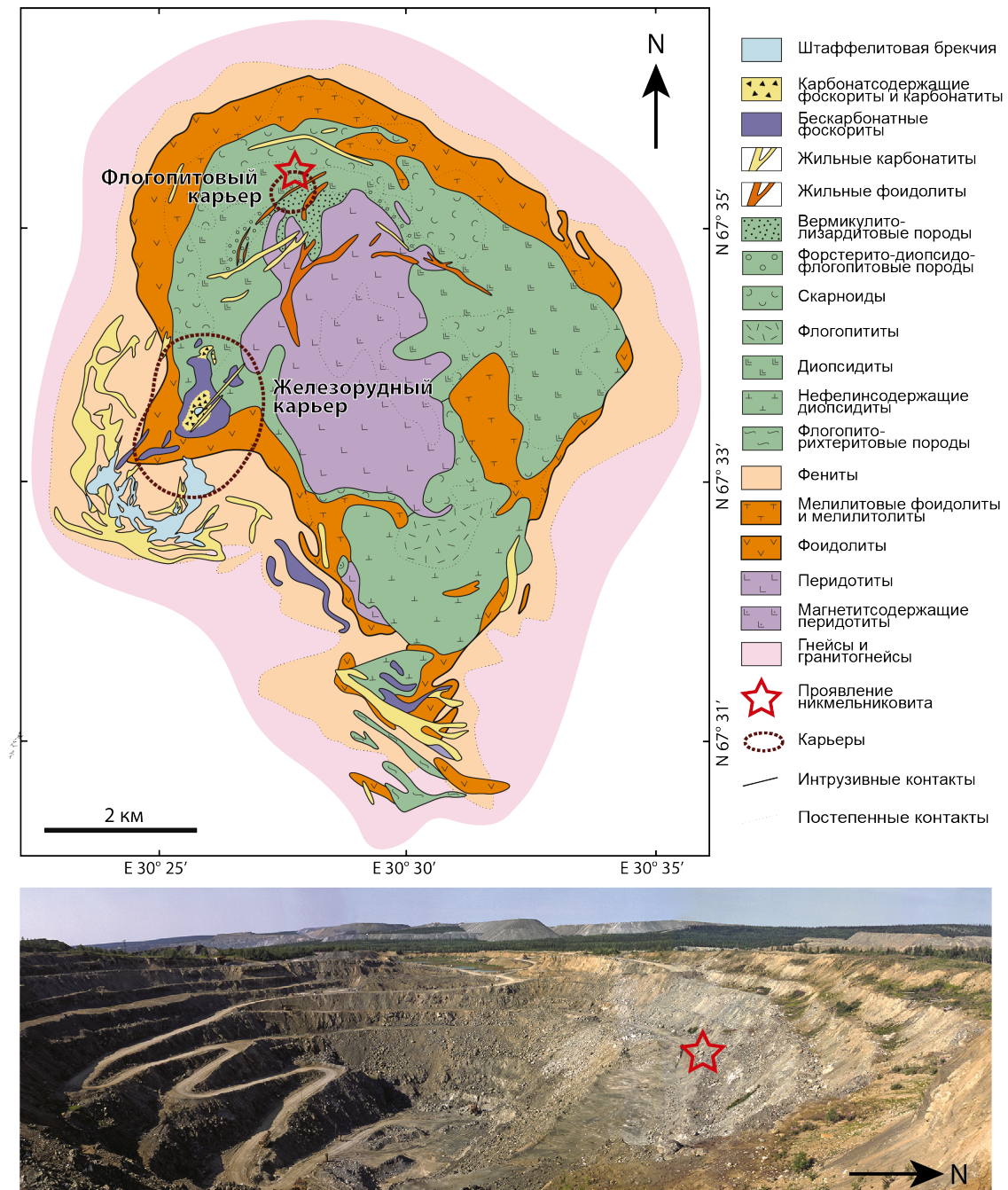


Рис. 1. Геологическая карта Ковдорского массива (Mikhailova et al., 2016) и фотография Флогопитового карьера с проявлением никмельниковита.

Fig. 1. Geological map of the Kovdor massif (Mikhailova et al., 2016) and a photo of the Flogopite Open Pit, with nikkelnikovite type locality.

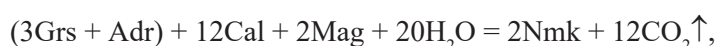
диаметре) глобулами (рис. 2 б) и ромбоэдрическими секториальными кристаллами, в которых чередуются сектора никмельниковита и его Fe-аналога (рис. 2 в, г).

Средний химический состав никмельниковита (MgO 0.38, Al₂O₃ 12.08, SiO₂ 22.10, CaO 39.71, MnO 0.52, FeO 3.19, Fe₂O₃ 9.48, H₂O 12.08 мас. %) соответствует следующей эмпирической формуле, вычисленной на основе 68 зарядов (исходя из структурных данных): Ca_{11.81}(Fe²⁺_{0.74} Mn_{0.12} Mg_{0.16})_{Σ1.02}(Al_{3.95} Fe³⁺_{1.98})_{Σ5.93}[Si_{6.14} O₂₄](OH)₂₀·1.18H₂O.

Кристаллическая структура никмельниковита относится к новому структурному типу и является модифицированным (дефектным) вариантом структуры минералов сверхгруппы граната

(Grew et al., 2013), – в частности, минералов ряда андрадит-гроссуляр. Гетерополиэдрический каркас никмельниковита образован четырьмя симметрично неэквивалентными октаэдрами (заселенные позиции Al1, Fe2 и Fe3, и низкокзаселенная Mn1), которые связаны через общие вершины с тетраэдрами SiO₄. Атомы кальция в восьмерной координации располагаются в полостях каркаса (рис. 3). Уточнённая заселённость октаэдрических позиций: (Al_{0.925}Fe³⁺_{0.075}), (Fe²⁺_{0.88}Al_{0.12}) и (Fe³⁺_{0.63}Al_{0.37}). Структурная формула никмельниковита может быть записана как Ca₁₂(Al_{2.77}Fe³⁺_{0.23})_{Σ3.00}(Fe²⁺_{0.88}Al_{0.12})_{Σ1.00}(Fe³⁺_{1.89}Al_{1.11})_{Σ3.00}Mn_{0.16}Si_{6.00}Si_{0.60}O_{24.95}(OH)_{19.05}·0.6H₂O. В рамках существующей номенклатуры минералов супергруппы гранатов (Grew et al. 2013), формула никмельниковита может быть представлена в виде: 3{X₃}[Y₂](Z₃)_{Ф₁₂} = {X₁₂}[Y₈](Z₁₂)_{Ф₄₈} = {Ca₁₂}[Fe²⁺][Fe³⁺][Al₃□](Si₆(□₆)O₂₄(OH)₂₀□₄.

Учитывая кристаллохимические особенности никмельниковита и его тесную ассоциацию с высоководным представителем группы везувиана манаевитом-(Ce), можно заключить, что рассматриваемый минерал кристаллизуется из поздних низкотемпературных гидротермальных растворов, используя андрадит в качестве затравки, а сосуществующие магнетит и кальцит в качестве источников Fe и Ca:



где Adr – андрадит, Cal – кальцит, Grs – гроссуляр, Mag – магнетит и Nmk – никмельниковит.

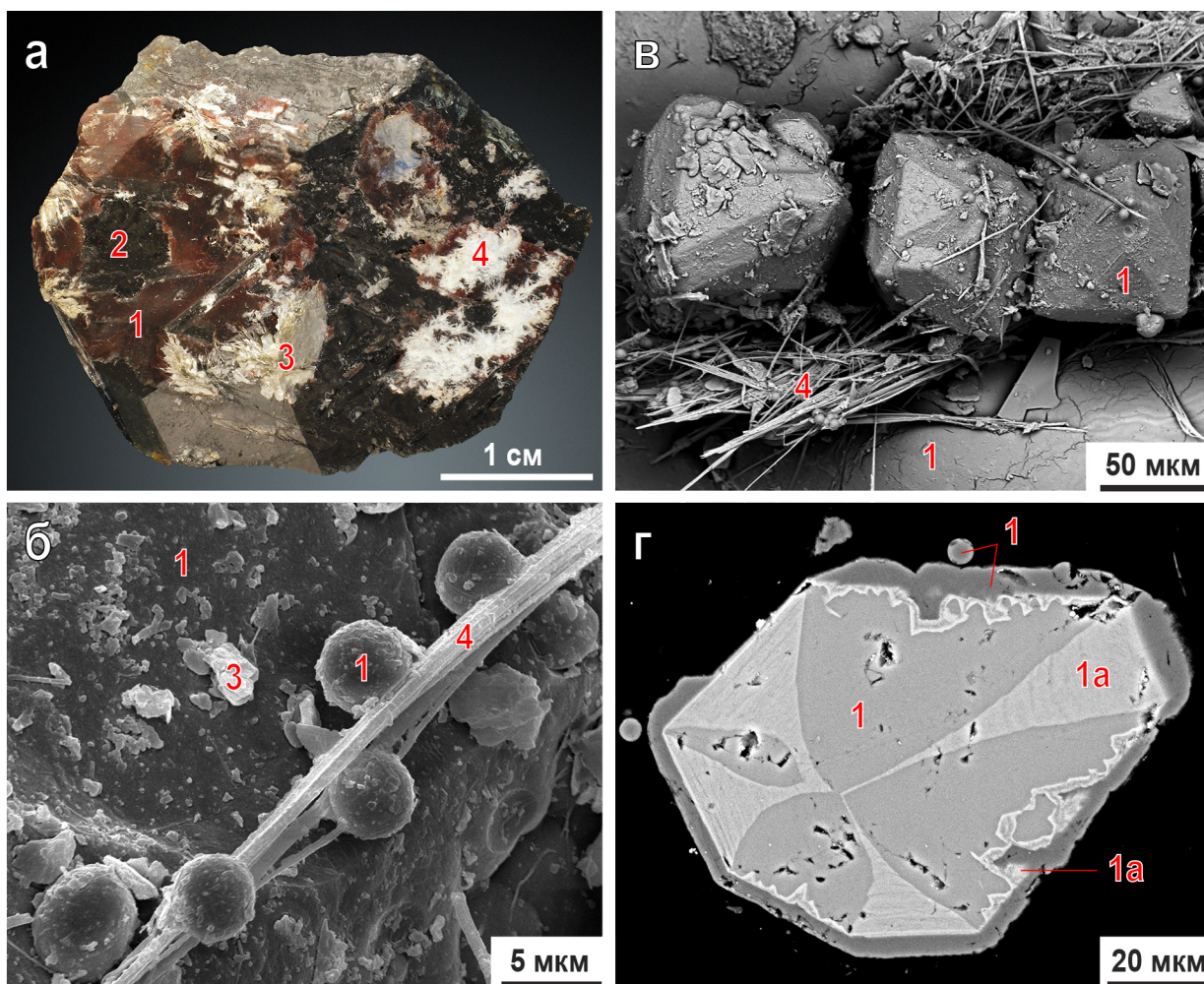


Рис. 2. Корки никмельниковита на андрадите (а) и увеличенные SE (б, в) и BSE-изображения его глобул (б) и секториальных кристаллов (в, г). 1 – никмельниковит, 1а – Fe-аналог никмельниковита, 2 – андрадит, 3 – глаголевит, 4 – тоберморит.

Fig. 2. Macrophoto of nikkelnikovite crusts on andradite (a) and enlarged SE (б, в) and BSE (г) images of nikkelnikovite globules (б) and sectorial crystals (в, г). 1 – nikkelnikovite, 1а – Fe-analogue of nikkelnikovite, 2 – andradite, 3 – glagolevite, 4 – tobermorite.

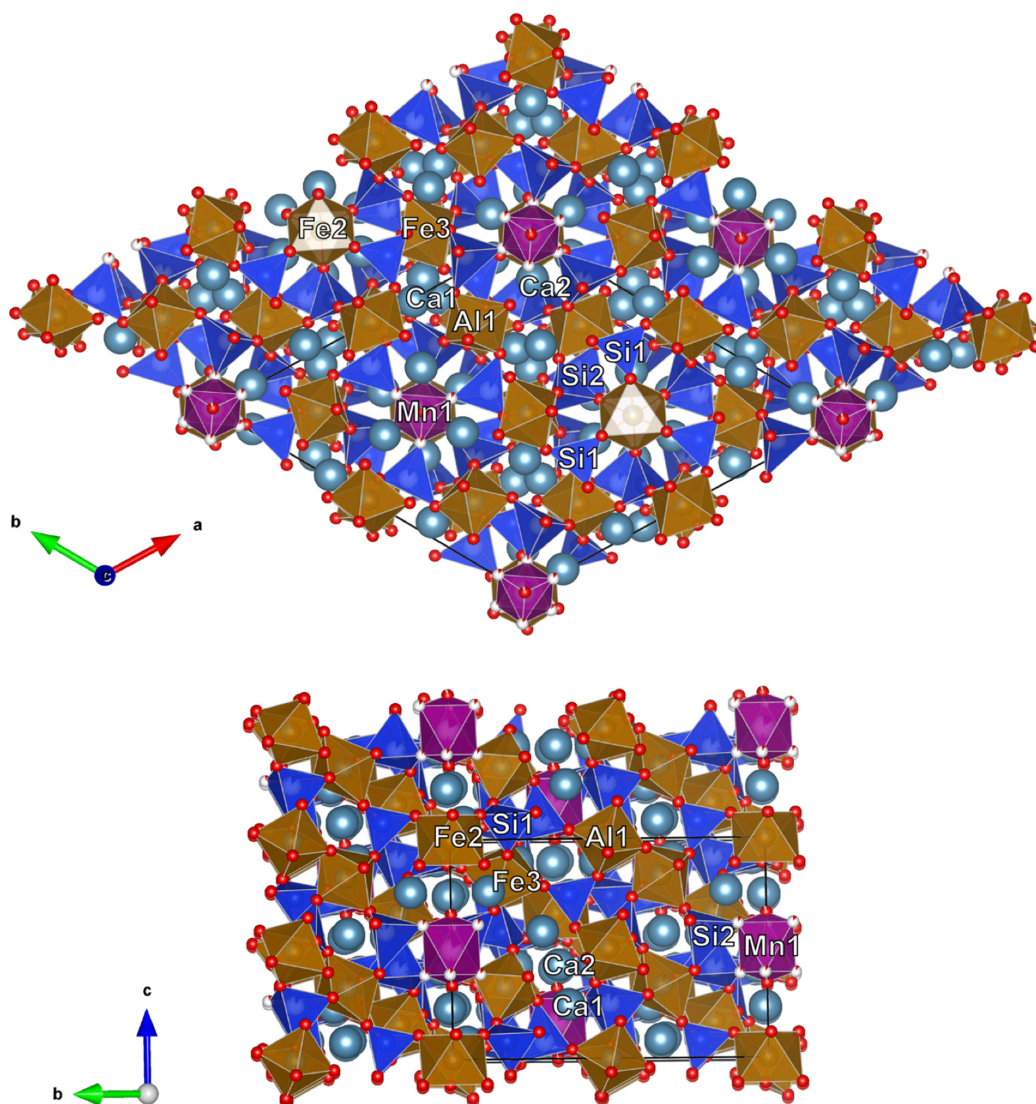


Рис. 3. Кристаллическая структура никмелниковита в проекции на плоскости ab и bc .

Fig. 3. Crystal structure of nikkelnikovite, projection on ab and bc .

Исследования проводились в рамках научных тем ФИЦ КНЦ РАН 0226-2019-0051 и 0186-2019-0011 при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа I-48) и РФФ (грант 16-17-10173).

Литература

1. Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A. Kovdor. Laplandia Minerals, Apatity, 2002. 320 pp.
2. Mikhailova J.A., Kalashnikov A.O., Sokharev V.A., Pakhomovsky Y.A., Konopleva N.G., Yakovenchuk V.N., Bazai A.V., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Y. 3D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex (Russia). *Miner. Depos.* 2016. V. 51. P. 131–149; doi:10.1007/s00126-015-0594-z.
3. Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V., & Hälenius U. Nomenclature of the garnet supergroup. *Amer. Mineral.* 2013. V. 98. P. 785–811; doi:10.2138/am.2013.4201.

Время формирования габбро-анортозитов Ачинского комплекса: U-Pb (SHRIMP RG) изотопно-геохронологическое изучение циркона

Кудряшов Н.М.¹, Балаганский В.В.¹, Удоратина О.В.², Мокрушин А.В.¹, Кобл М.А.³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru

³ Стэнфордский Университет, США, coblem@stanford.edu

Аннотация. В Кольском регионе известны два этапа архейского габбро-анортозитового магматизма: мезоархейский (2.93-2.92 млрд. лет) и неоархейский (2.68-2.66 млрд. лет). Неоархейский габбро-анортозитовый магматизм представлен рядом массивов, расположенных в обрамлении Кейвского блока. Ачинский комплекс габбро-анортозитовых интрузий обнажается в тектоническом шве между архейскими Мурманским и Кольским блоками. Для циркона из анортозитов Ачинского комплекса определен U-Pb (SHRIMP RG) возраст циркона 2674.7 ± 9.7 млн. лет. Полученный возраст отражает кристаллизацию циркона из расплава и, соответственно, время формирования пород массива. Предполагается, что первоначальная магма для габбро-анортозитовых массивов неоархейского возраста относится к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

Ключевые слова: габбро-анортозиты, циркон, U-Pb изотопное датирование, архей, Ачинский комплекс, Кольский регион.

The age of gabbro-anorthosites of the Achinsky complex: U-Pb (SHRIMP RG) isotope-geochronological study of zircon

Kudryashov N.M.¹, Balagansky V.V.¹, Udoratina O.V.², Mokrushin A.V.¹, Coble M.A.³

¹ Geological institute of KSC RAS, Apatity, nik@geoksc.apatity.ru

² Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syctyvkar, udoratina@geo.komisc.ru

³ Stanford University, USA, coblem@stanford.edu

Abstract. Two stages of the Archean gabbro-anorthosite magmatism were established in the Kola region, i.e. Mesoarchaeon (2.93-2.92 Ga) and Neoarchaeon (2.68-2.66 Ga). Neoarchean gabbro-anorthosite magmatism comprises a series of intrusions located in the frame of the Keivy Terrane. The Achinsky complex of gabbro-anorthosite intrusions is exposed in the zone of a deep fault. U-Pb (SHRIMP RG) zircon age of 2674.7 ± 9.7 Ma was obtained for zircon from the Achinsky anorthosites. The age is related to the crystallization of magmatic zircon and, accordingly, the formation of anorthosites. It is assumed that the initial magma for Neoarchean gabbro-anorthosite massifs was subalkaline magma formed in an intraplate anorogenic setting.

Key words: gabbro-anorthosite, zircon, U-Pb isotope dating, Archean, Achinsky complex, Kola region.

Введение

Кольский полуостров представляет собой область широкого развития габбро-анортозитового магматизма палеопротерозойского и архейского возраста. Архейский габбро-анортозитовый магматизм (megacrystic anorthosites) проявлен, главным образом, в обрамлении Кейвского террейна и представлен большой группой массивов, которые были объединены в единый Кейвско-Колмозерский комплекс (Шарков, 1984). Изотопно-геохронологическое изучение U-Pb (ID TIMS) методом архейских габбро-анортозитовых массивов установило два временных этапа их формирования. Изотопное датирование циркона и бадделеита из габбро-норитов и анортозитов Цагинского массива, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского комплексов дало неоархейские возрасты 2.68-2.66 млрд. лет (Баянова, 2004). Расположенные на границе зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Мурманского гранитоидного блока массивы габбро-анортозитов – Патчемварекский и Северный – имеют мезоархейский возраст циркона 2.93-2.92 млрд. лет (Кудряшов, Мокрушин, 2011). На основе геодинамических реконструкций, размещение тел габбро-анортозитов архейского возраста связывается с коллизией Кейвской и Мурманской микроплит в неоархее (Минц и др., 1996). Существуют мне-

ния о связи габбро-анортозитовых массивов с начальным периодом стабилизации континентальной коры Кейвского блока в неархее (Вревский, 2016). В настоящей работе приведены результаты U-Pb (SHRIMP RG) изотопно-геохронологического изучения циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса.

Геологическое положение и состав пород

Ачинские габбро-анортозитовые интрузии расположены в тектоническом шве между Кейвским и Мурманским блоками (рис. 1). Интрузии габбро-анортозитов обнажаются в виде узких линзовидных тел мощностью от нескольких до десятков метров и сложены в различной степени измененными крупно-, среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Первоначально они, вероятно, представляли собой единый массив, разобренный впоследствии тектоническими процессами. Породы имеют порфировую структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Состав плагиоклаза изменяется от битовнита до лабрадора. Акцессорные минералы: циркон, титанит, апатит, титаномагнетит.



Рис. 1. Фрагмент геологической карты Кольского региона (гл. редактор Ф.П. Митрофанов, 1996). Условные обозначения: 1 – Цагинский массив; 2 - Медвежье-Шучьеозерский комплекс; 3 - Патчемварекский и Северный массивы; 4 – Пачинский массив.

Fig. 1. Fragment of the geological map of the Kola region (editor-in-chief F.P. Mitrofanov, 1996). 1 – Tsaginsky massif; 2 – Medvezhe-Shchuchezersky complex; 3 - Patchemvareksy and Severny massifs; 4 – Pachinsky massif.

Результаты изотопно-геохронологического исследования

Проба для выделения циркона отобрана из коренного обнажения габбро-анортозитов, расположенного на правом берегу р. Ачерйок (рис. 1). Акцессорный циркон представлен полупрозрачными, розоватого цвета, призматическими обломками кристаллов с хорошо сохранившимися ребрами (рис. 2 а, b). В отраженных электронах в зернах циркона отмечаются участки с первичной магматической зональностью (рис. 2 с, d). В катодных лучах циркон темного цвета (рис. 3). Морфологические характеристики и внутреннее строение циркона из габбро-анортозитов указывают на его магматическое происхождение без видимых следов более поздних преобразований, связанных с метаморфизмом пород.

Локальное U-Pb изотопно-геохронологическое исследование зерен циркона было выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP RG по методике, описанной на сайте <http://shrimprg.stanford.edu>.

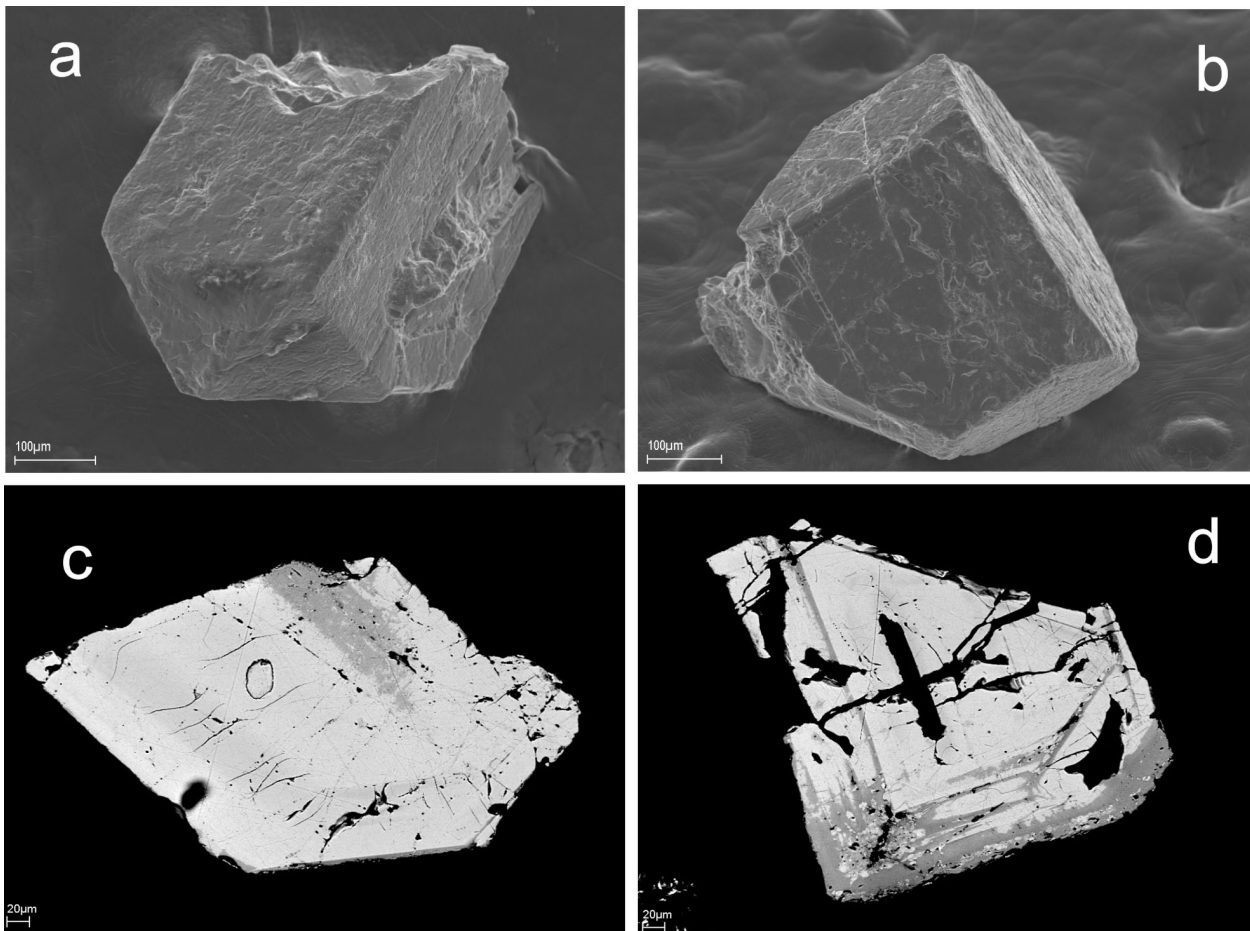


Рис. 2. Микрофотографии циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса: РЭМ (а, б); в отраженных электронах (с, д). Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе S-430 HITACHI с приставкой для рентгеновского анализа фирмы LINK и LEO-1450 (аналитик А.А. Тележкин, ГИ КНЦ РАН).

Fig. 2. Microimages of zircon from the Achinsky gabbro-anorthosite: SEM (a, b); BSE (c, d). The images were obtained on a scanning electron microscope LEO-1450 (analyst A.A. Telezhkin, GI KSC RAS).

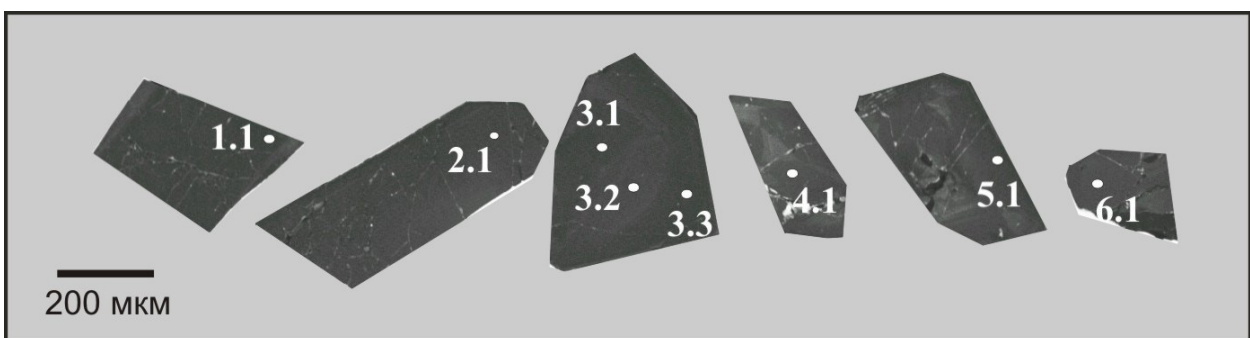


Рис. 3. Микрофотографии циркона в катодолуминесценции из габбро-анортозитов (обр. 71502). Кружками отмечены анализируемые участки зерен. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600 (Стэнфордский университет).

Fig. 3. Cathodoluminescence images for zircon grains from the Achinsky gabbro-anorthosite (sample 71502). Circles show the location of data-points. Images were obtained using a scanning electron microscope Jeol 5600 (Stanford University).

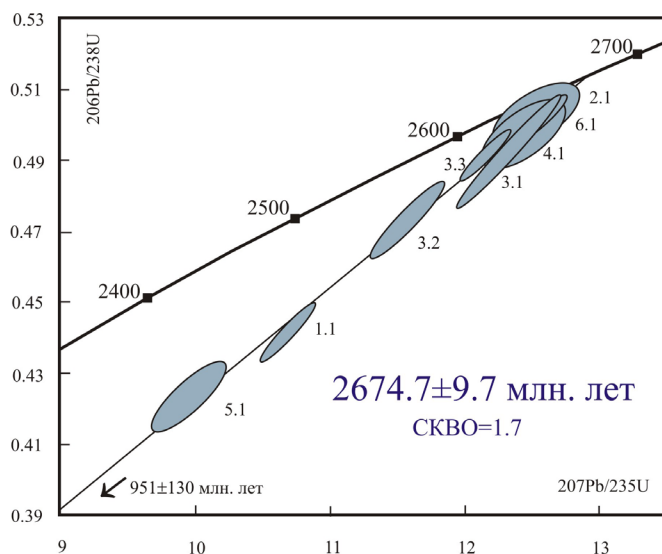


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса (погрешности даны на уровне 2σ).

Fig. 4. Diagram with concordia for the Achinsky complex gabbro-anorthosites (errors are 2σ).

Возраст верхнего пересечения, рассчитанный для семи дискордантных и одной конкордантной проанализированной точки составил 2674.7 ± 9.7 млн. лет, СКВО=1.7 (рис. 4, табл. 1). Наиболее дискордантные значения характерны для аналитических точек, обогащенных ураном (табл. 1). Мы полагаем, что верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом 2674.7 ± 9.7 млн. лет отражает время кристаллизации магматического циркона при формировании габбро-анортозитов, а дискордантность связана с последующим изменением циркона.

Таблица 1. Результаты U-Pb локального изотопного исследования циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса.

Table 1. Results of the U-Pb dating of zircons from the Achinsky complex gabbro-anorthosites.

№ точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, ppm			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения			Rho	Возраст, млн. лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
71502-1.1	0.000	212	560	386	0.71	0.1753 ± 0.2	10.66 ± 0.8	0.441 ± 0.8	1.0	2356 ± 15	2608 ± 4	12
71502-2.1	0.003	139	322	287	0.92	0.1813 ± 0.3	12.58 ± 0.7	0.503 ± 0.7	0.9	2627 ± 14	2664 ± 4	2
71502-3.1	0.013	202	480	407	0.87	0.1794 ± 0.2	12.14 ± 0.7	0.491 ± 0.6	0.9	2574 ± 13	2647 ± 4	3
71502-3.2	0.017	116	286	144	0.52	0.1770 ± 0.3	11.55 ± 1.0	0.473 ± 0.98	0.9	2497 ± 20	2625 ± 5	6
71502-3.3	0.002	216	509	330	0.67	0.1816 ± 0.2	12.37 ± 1.5	0.494 ± 1.0	1.0	2589 ± 32	2666 ± 4	4
71502-4.1	0.016	56	130	97	0.77	0.1813 ± 0.8	12.43 ± 1.1	0.497 ± 0.8	0.7	2602 ± 17	2664 ± 12	3
71502-5.1	0.008	223	614	483	0.81	0.1702 ± 0.6	9.92 ± 1.2	0.423 ± 1.0	0.9	2272 ± 19	2559 ± 10	13
71502-6.1	0.005	89	205	144	0.73	0.1806 ± 0.8	12.52 ± 1.1	0.503 ± 0.7	0.7	2626 ± 16	2658 ± 14	1

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0.15 %. Погрешности даны на уровне 1σ . $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ указывают содержания обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Измеренные отношения скорректированы на ^{204}Pb . D – дискордантность: $D = 100 \times [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Notes. Error in the calibration standard is 0.15 %. Errors are 1σ . $^{206}\text{Pb}_c$ and $^{206}\text{Pb}^*$ – common and radiogenic lead; corrected ratios and ^{206}Pb content are corrected for ^{204}Pb . D is discordance: $D = 100 \times [\text{age} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{age} (^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rho is the error correlation coefficient of radiogenic $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Выводы:

1. Архейские интрузии габбро-анортозитов Кольского региона являются специфическими образованиями тектонических швов между блоками континентальной земной коры, формировавшихся в мезоархее и неоархее.

2. Локальные U-Pb (SHRIMP RG) исследования циркона из габбро-анортозитов Ачинского массива дали неархейский возраст их магматической кристаллизации 2674.7 ± 9.7 млн. лет назад.

3. Предполагается, что первоначальная магма мезоархейских габбро-анортозитов близка базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов и связана с их образованием в океанической обстановке, а первоначальная магма для габбро-анортозитовых массивов неоархейского возраста относится к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб. Изд-во: Наука. 2004. 176 с.
2. Вревский А.Б. Возраст и источники анортозитов неоархейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 571–586.
3. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173–189.
4. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М. Изд-во: Научный мир. 1996. 278 с.
5. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М. Изд-во: Наука. 1984. С. 5–61.

Месторождения полезных ископаемых, землетрясения и методология интерпретации сейсмических данных

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, amkouzin@ya.ru

Аннотация. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах. Низкая поляризуемость атомов кислорода обеспечивает упругий и электромагнитный способы передачи энергии, а также определяет характер процесса разрушения. Упругие свойства являются доминирующим свойством, через которые в основном осуществляется энергетическое взаимодействие. Кислород входит в химический состав воды, тем самым, образуя общность свойств между горными породами и водными растворами. Кислородными и водородными связями ими объясняется фундаментальное свойство геосреды – конвергенция геологических процессов. Конвергентность геосреды позволила разработать единый подход к изучению сейсмичности и образованию месторождений флюидного генезиса. Конвекция – главный из механизмов преобразования литосферы, в котором вода служит ведущим элементом. С конвективными гидротермальными системами связаны процессы в очаге землетрясений и образование месторождений.

Ключевые слова: кислородные и водородные связи, сейсмический метод, конвергенция, скорость, методология, твердое тело, месторождения полезных ископаемых.

Mineral deposits, earthquakes and methodology of seismic data interpretation

Kouzin A.M.

Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow, amkouzin@ya.ru

Abstract. Oxygen produces chemical bonds in all rock-forming minerals. Low atomic polarizability of oxygen provides elastic and electromagnetic transfer of energy and determines the nature of the destruction process. Elastic properties are the dominant characteristic feature that contributes to the energy interaction. Oxygen is a part of the chemical composition of water, thus making properties of rocks and aqueous solutions similar. Oxygen and hydrogen bonds explain the fundamental property of the geological environment – the convergence of geological processes. The convergence of the geological environment made it possible to develop a unified approach to the study of seismicity and the formation of deposits of the fluid genesis. Convection is the main mechanism of transformation of the lithosphere, where water serves as a leading element. Convective hydrothermal systems are associated with processes in the seismic focus and the formation of deposits.

Key words: oxygen and hydrogen bonds, seismic method, convergence, speed, methodology, solid, mineral deposits.

Сейсмический метод применяется в изучении геологической среды при проведении как инженерных работ, так и региональных и сейсмологических исследований. Это вызвано тем, что в отличие от других геофизических методов, данные сейсмических наблюдений носят не только качественный, но и количественный характер. Природа эффективности сейсмического метода определяется кислородными и водородными связями.

Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах. Низкая поляризуемость атомов кислорода обеспечивает упругий и электромагнитный способы передачи энергии, а также определяет характер процесса разрушения. Именно упругие свойства являются доминирующим свойством, через которые в основном осуществляются энергетическое взаимодействие.

Кислород входит в химический состав воды, тем самым образуя общность свойств (в том числе упругих) между горными породами и водными растворами. У воды самая высокая диэлектрическая проницаемость. Вода является самым сильным растворителем. С конвективными гидротермальными системами связаны процессы в очаге землетрясений и образование месторождений.

Многообразие в образовании водородных и кислородных связей определяет многообразие в развитии структуры, вещества и процессов в геологической среде, их подобие и схожесть. Единство

растворителя, каким для абсолютного большинства полезных ископаемых флюидного генезиса является вода в виде OH^- или H_2O , обуславливает общие условия локализации полезных ископаемых. В отличие от газа, вода обладает в десятки раз большей диэлектрической постоянной, за счет этого она проникает в кристаллическую решетку минералов и способствует разрушению горной породы без приложения внешнего напряжения. Эффект уменьшения прочности твердого тела в результате адсорбции, хемосорбции, смачивания и других физико-химических взаимодействий (эффект П.А. Ребиндера) установлен для твердых тел разного состава.

Вариации кислородных и водородных связей несут информацию об изменении структуры и состава геологической среды, ими объясняется фундаментальное свойство геосреды – конвергенция геологических процессов.

Конвергентность в геологической среде ярко проявляется в разрушении горных пород. М.А. Садовским была установлена закономерность соседних уровней иерархии неоднородностей разных масштабов, которая состояла в том, что «...отношение ее характерных размеров соседних уровней дают приблизительно одно и то же число 3.5, тем самым система неоднородностей проявляет подобие на различных масштабах. Законы, определяющие строение неоднородностей на разных ступенях иерархической системы, имеют существенные общие черты при огромной, около 9 порядков, разнице масштабов и независимо от конкретных условий образования неоднородностей» (Садовский, 1979). В дальнейшем им с соавторами были показаны аналогии между землетрясениями и фазовыми переходами 2-го рода, сходство поведения твердого тела при малых скоростях деформации (крипе) и вязкой жидкости.

Идея о конвергентности рудных формаций впервые была высказана В.И. Смирновым (1960) применительно к колчеданным месторождениям. Им было показано, что, несмотря на общность геологических условий нахождения этих месторождений, удивительную устойчивость их минерального состава и строения рудных залежей, формировались они в разных, и даже в резко различных обстановках. Одни колчеданные месторождения образовались в морских бассейнах при седиментации сульфидного вещества, вынесенного в придонную область в процессе подводной гидротермальной деятельности. Другие формировались среди вулканогенных пород метасоматическим путем под воздействием серосодержащих паров и газов. Третьи возникли вследствие того, что в контурах рудных тел месторождений объединились метасоматические и вулканогенно-осадочные процессы. Конвергентность обнаруживается и в подобии условий залегания месторождений углеводородов и рудной минерализации (Поспелов, 1967).

Наиболее ярко конвергенция проявляется для углеводородов. Существуют два диаметрально противоположных взгляда: миграционно–осадочная гипотеза и неорганическая, глубинная. Полигенез углеводородов может рассматриваться как проявление конвергентности.

Конвергентность в локализации и сохранении полезных ископаемых не только по вещественному преобразованию и структуре, но и по упругим свойствам среды. Она наблюдается в многообразии форм геологической среды, предопределяет относительный характер соотношений упругих свойств вмещающей среды и резервуара.

Химические элементы и соединения в разных формах участвуют в кругообороте между различными глубинными уровнями, от осадочного чехла до мантии включительно. Мощность мантии составляет приблизительно 2900 км, наибольшая мощность земной коры – около 80 км, в среднем 30-40 км. То есть, мощность коры составляет меньше 1.5 % от мощности мантии. Конвекция является одним из наиболее значимых механизмов преобразования литосферы. Конвекция установлена на различных масштабах и глубинных уровнях геологической среды от мантии и до самых верхов разреза. Существования мантийной конвекции приводит к необходимости совместного рассмотрения эндогенной и экзогенной составляющих многих геологических процессов. В качестве наиболее яркого примера глубинной конвекции можно привести изотопный состав алмаза. У большинства алмазов изотопный состав углерода совпадает с изотопным составом углерода земной коры (Галимов, 1988). Максимальная интенсивность конвекции наблюдается в верхней части земной коры за счет воды и её растворов.

Перемещение флюидных потоков можно рассматривать как процесс релаксации упругой энергии в среде. Как правило, многие флюидные процессы связаны с механически жесткими неоднородностями. Жесткое тело во флюидных процессах выполняет следующие две функции: 1 – энергетический барьер (фильтр), поддерживающий определенную стационарность и интенсивность протекания геологических процессов при тектонической активизации; 2 – генератор и преобразователь упругой энергии в энергию физико-химических превращений вещества.

Модели твердого тела наиболее полно отвечает модель твердого тела со структурой (Родионов и др., 1986). В этом теле равномерно рассеяны разномасштабные неоднородности, расстояния между неоднородностями каждого размера много больше их собственного размера. При постоянной скорости деформации такого тела появляется новый параметр с размерностью длины, твердое тело приобретает зависимость от масштаба. Для всякого тела можно подобрать такую низкую скорость деформации, при которой оно разрушаться не будет, в рамках модели это соответствует крипу.

При высокой скорости деформации сложение неупругих и упругих напряжений приводит к увеличению эффективной прочности (динамическая прочность). Условие пропорциональности скорости релаксации величине напряжений и обратной пропорциональности размеру неоднородности применительно к реальной среде может быть интерпретировано как развитие в каждом элементарном объеме среды преимущественно самой длинной трещины, независимо от того, развивается она как равновесная или как неравновесная. Развитие наиболее крупной трещины ведет к сохранности блоков пород, примыкающих к трещине, в том числе служащих резервуарами для полезных ископаемых. Разрывные нарушения как бы «обтекают» более жесткую неоднородность, на которой или в которой может быть резервуар. Повышение трещиноватости обуславливает снижение модуля упругости пород. В зонах разломов напряжения резко снижаются (в 2-2.5 раза), а в породах, расположенных вблизи разломов, – возрастают в 1.3 раза. Зона повышенных напряжений распространяется на расстояние, в 1.5-3 раза превышающее мощность зоны дробления тектонического нарушения (Кузин, 2015). В экспериментах по формированию узлов разломов (Ружич, 1986) перед образованием поперечной трещины происходило упрочнение образца.

Образование зон упрочнения в среде может происходить не только при неупругом деформировании, но и при флюидизации. За счет быстрого увеличения трещинно-пористого пространства флюидное давление падает, что приводит к увеличению эффективного давления и уменьшению кулоновых напряжений при сохраняющемся уровне девиаторных напряжений. При этом происходит некоторое уменьшение внутреннего сцепления ненарушенных участков горной породы, а из-за усилившегося всестороннего обжатия данная область упрочняется, что позволяет рассматривать ее как жесткое включение (Добровольский, 1991).

В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой (Теор. основы..., 1986), Этим объясняется способность жесткого тела «притягивать» флюидные потоки. Разделение геологической среды по упругости на мягкие и жесткие неоднородности позволяет выделить структуры миграции и локализации флюида.

Одним из фундаментальных вопросов в изучении очага землетрясений является проблема накопления упругой энергии. Обычно рассматривается два варианта решения: первое – это «зацеп» на более жестком включении при скольжении тектонических блоков вдоль шва, и второе – накопление упругой энергии во всем объеме контактирующих тектонических блоков; последнее физически более предпочтительно. Накопление упругой энергии во всем объеме тектонического блока может реализоваться при условии относительной однородности его упругих свойств. Кислородные и водородные связи определяют не только способ (преимущественно упругий) передачи энергии, но и тип разрушения. Однородность массива пород или его частей, в свою очередь, может реализоваться вследствие развития наиболее крупных трещин в тектоническом блоке. Деформирование блока вызывает упорядоченность структурных свойств, появление анизотропии упругих свойств, а это означает переход модели твердого тела со структурой (Родионов и др., 1986).

О корреляции сейсмичности с рудными месторождениями эндогенного происхождения известно достаточно давно (Goldberg et al., 2007; Sibson, 1987). Сейсмические события регулярно фик-

сируются в рудных узлах Воронежского кристаллического массива, Хибин и др. Сейсмический процесс контролируется относительно более упругой или жесткой неоднородностью среды. На её границах или в ней самой концентрируется и диссипирует в окружающее пространство упругая энергия. Другой общей чертой сейсмического процесса является присутствие газообразной флюидной фазы, ответственной за накопление упругой энергии. Газообразная фаза, заполняя поры и трещины, обеспечивает накопление упругой энергии и взрывной характера её выделения. Жидкая фаза создает гидравлическую связь между целиками массива пород и в то же время уменьшает сцепление на контакте зерен, увеличивая вероятность проскальзывания. Нарушение баланса между перечисленными факторами ведет к сейсмическому событию. Жидкая фаза служит фактором снижения порогового значения для сейсмического события и не является определяющим фактором.

Конвергентность процессов в геологической среде, обусловленная кислородными и водородными связями, позволила разработать единый подход к изучению сейсмичности и образованию месторождений флюидного генезиса. Проявления сейсмичности и месторождения флюидного генезиса имеют следующие общие черты. Процессы происходят на границе разноупругих сред, в более твердой или более упругой среде. Газообразный «сухой» флюид определяет накопление избыточной упругой энергии, «водный» флюид – порог ее диссипации. Процессы образования месторождений и сейсмичности являются импульсным откликом на тектоническую активизацию геологической среды.

Жесткие неоднородности следующим образом отображаются в скорости сейсмических волн: 1 – относительно повышенными значениями скорости продольных волн (V_p); 2 – относительно повышенными значениями скорости продольных (V_p) волн и поперечных (V_s) волн; 3 – относительно повышенными значениями скорости поперечных (V_s) волн и пониженными значениями скорости продольных (V_p) волн; 4 – относительно «нормальными» значениями скорости поперечных (V_s) волн при относительно пониженных значениях скорости продольных (V_p) волн.

Анализ экспериментальных данных дает основание считать, что процессы флюидизации играют не меньшую роль в изменении параметров и характеристик сейсмического поля, чем вещественный состав, а во многих случаях и превалируют над ним. Например, по результатам измерения упруго-деформационных свойств осадочных и кристаллических пород ни в одной породе не было зарегистрировано уменьшение V_p после насыщения, а для гранитоидов характерным оказалось ее увеличение вплоть до 22 % (Воларович и др., 1979). Причем изменение значений V_p/V_s между сухими и водонасыщенными образцами, рассчитанные по данным из этой работы, превосходят изменение V_p/V_s между кислыми и основными породами даже по сравнению с теоретической зависимостью V_p/V_s от SiO_2 на 4 %.

Сейсмический метод позволяет наиболее полно по сравнению другими геофизическими методами охарактеризовать разрывные нарушения, а именно, выделить различные типы разрывных нарушений: 1 – залеченные минеральными растворами (промежуточные значения V_p между аномально низкими и средними для данного типа пород, пониженные значения V_p/V_s); 2 – открытые – проницаемые (низкие значения V_p и V_s). Кроме того, сейсмический метод предоставляет возможность определить преимущественный фазовый состав флюида в зонах разрывных нарушений, в залежах руд и углеводородов по V_p/V_s и интенсивности поля рассеянных волн.

Таким образом, создан единый методологический подход к интерпретации данных сейсмического метода. Возможности изучения геологической среды сейсмическим методом определяются кислородными и водородными связями. По сейсмическим данным может проводиться классификация на мягкие и жесткие неоднородности и, соответственно, прогноз преимущественного фазового состава флюида в этих неоднородностях.

Такой методологический подход позволяет разработать общую систему сейсмических исследований от полевых наблюдений до обработки и интерпретации данных. Дальнейшее развитие методологического подхода должно предполагать, что помимо упругого способа передачи энергии у кислорода существует ещё электромагнитный способ передачи энергии. В силу широкого распространения в земной коре углерода и кремния, необходимо учитывать их роль в упругом и электро-

магнитном отклике геосреды. Можно предполагать, что анализ взаимодействия упругого и электромагнитного полей позволит подойти к решению проблемы концентрации и локализации рудной минерализации, а также углеводородов в определенных участках земной коры.

Литература

1. Волярович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях. М. Изд-во: Наука. 1979. 152 с.
2. Галимов Э.М. Проблемы геохимии углерода // Геохимия. 1988. № 2. С. 258–279.
3. Добровольский И.П. Теория подготовки очага землетрясения. М. Изд.: ИФЗ АН СССР. 1991. 224 с.
4. Кузин А.М. Атомизм в естественном подходе изучения геосистем // Материалы IV Всероссийской конференции «Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты). Секция 4 Естественный подход при изучении природных геологических систем, Электронный журнал ГЕОРЕСУРСЫ. ГЕОЭНЕРГЕТИКА. ГЕОПОЛИТИКА. Вып 1 (3). Дата выхода 3 июля 2011 г.
5. Кузин А.М. О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Ч. 1, 2 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Вып. 2 (12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>.
6. Поспелов Г.Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3–22.
7. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М. Изд-во: Недра. 1986. 301 с.
8. Ружич В.В. Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М. Изд-во: Наука. 1986. С. 68–94.
9. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойствах дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3–19.
10. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы (под ред. акад. Е.М. Сергеева). М. Изд-во: Недра. 1986. 332 с.
11. Goldberg I.S., Abramson G.J., Haslam C.O., Los V.L. Depletion and enrichment zones in the Bendigo gold field: a possible source of gold and implications for exploration. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology. 2007. V. 102. P. 745–753.
12. Sibson R.H. Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent. Geology. 1987. V. 15. P. 701–704.

Минеральные виды Северной Карелии: типоморфные особенности фукситовых сланцев участка Хизоваара

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Аннотация. Участок Хизоваара в С. Карелии известен своим нерудным сырьем – кианитом, мелкошуйчатым мусковитом, гранатом, высокобарическими метасоматитами и коллекционными образцами (с фукситом, кианитом, гранатом). В изученных фукситовых сланцах установлены: 1 – примеси хрома в составе фуксита, кианита, ставролита, рутила, 2 – аксессуарные алюмохромиты, Со-герсдорфит. Фукситовые сланцы образовались при метаморфизме ультраосновных пород, измененных в процессе более ранней гидротермально-метасоматической переработки под влиянием даек дацитов.

Ключевые слова: фукситовые сланцы, хромсодержащие силикаты, алюмохромиты, герсдорфит, Хизоваара, Северная Карелия.

Mineral species of North Karelia: typomorphic characteristics of fuchsite schists from the Khizovaara prospect

Kuleshevich L.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru

Abstract. The Khizovaara prospect in North Karelia is known for its non-metalliferous raw materials, such as kyanite, fine-scały muscovite, garnet, high-pressure metasomatic rocks, and samples for collections (with fuchsite, kyanite, and garnet). The analyzed fuchsite schists contain: 1 – chromium impurities as part of fuchsite, kyanite, staurolite and rutile, 2 – accessory alumochromites and Co-gersdorffite. Fuchsite schists were produced upon metamorphism of ultramafic rocks altered in earlier hydrothermal-metasomatic changes affected by dacite dykes.

Keywords: fuchsite schists, chrome-bearing silicates, alumochromites, gersdorffite, Khizovaara, North Karelia.

Введение

В С. Карелии наиболее хорошо изучены минеральные ассоциации метаморфических комплексов. При выполнении темы по минеральному разнообразию Карелии для территории С. Карелии (вошедшей в арктическую зону) проведено минералогическое районирование (по методике Юшкина, 1989). Участок Хизоваара известен своими высокобарическими метасоматитами (по работам С.А. Бушмина и В.А. Глебовицкого, за 1978-1983 г.), как месторождение кианитовых руд, мелкошуйчатого мусковита (работы В.В. Щипцова с коллегами), а также красивыми коллекционными образцами.

При картировании Топозеро-Керетьской площади на южном берегу озера Верхнее Кереть был выделен своеобразный комплекс кристаллических сланцев, названный свитой Хизоваара. Он включал сланцы (мусковито-гранатовые и двуслюдяно-гранатовые, с подчиненным распространением кианитовых и кианит-ставролитовых сланцев), гнейсы и амфиболиты. Первые описания Хизоваарского кианитового месторождения приводятся в работах профессора П.А. Борисова (1932 г.) и Н.А. Волотовской (за 1941, 1947 г.). Геолого-технологическое изучение кианитовых руд Хизоваарской свиты началось с 1946 года (Хизоваарское..., 1988) и продолжается в ИГ КарНЦ РАН под руководством В.В. Щипцова. Современные представления о геологическом строении участка Хизоваара, возрасте пород и рудной минерализации приведены в работах В.Н. Кожевникова (Кожевников, 2000; и ссылки в ней), С.И. Рыбакова и др. В данной статье более подробно рассматривается минеральная ассоциация фукситовых сланцев, генезис и типоморфные особенности хромсодержащих минералов. Опубликованная в литературе информация по метаморфическим минералам дополнена новыми данными, полученными с использованием электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350.

Минеральное разнообразие участка Хизоваара

Кианит (дистен) $Al_2[SiO_4]O$ широко распространен в Беломорье и в Северо-Карельских архейских зеленокаменных структурах (ЗКС). Он входит в состав метаморфизованных высокоглиноземистых сланцев, амфиболитов и метасоматитов (проявления Тербеостров-Шуерецкое, Хизоваара, Хитостров, широко распространено восточнее озера Кереть, на участках Винга, Степанова Ламба, Еловое). В метасоматитах Хизоваары кианит входит в состав 3-7 минеральных парагенезисов, так называемых хизоваритов, и характеризует области повышенных давлений ~5-8 кб (по В.А. Глебовицкому и С.А. Бушмину). Высокое содержание в составе кианита Al_2O_3 – 63.1 % позволяет использовать минерал как глиноземистое сырье для производства высокоогнеупорного материала – муллита, алюмокремниевых сплавов силуминов (Щипцов, 2005; и ссылки в ней). В С. Карелии известно 9 месторождений кианит-содержащих руд, внесенных в кадастр Р. Карелия, однако они пока не разрабатываются.



Рис. 1. Различные морфологические типы кианита месторождения Хизоваара.
 а – серый игольчатый, б – серый радиально-лучистый; в – синий коротко-призматический из фукситовых сланцев.

Fig. 1. Various morphological types of kyanite from the Khizovaara deposit.
 a – grey spicular; b – grey radiate-fibrous; c – blue short-prismatic of fucsite schists.

Таблица 1. Состав кианитов Хизоваары и других участков С. Карелии (мас. %).

Table 1. Composition of kyanites from Khizovaara and other prospects in North Karelia, wt. %.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Al_2O_3	61.56	61.93	60.45	63.46	59.86	60.43	59.67	57.48	61.51	59.65	59.94	60.53	60.48
SiO_2	38.44	38.07	39.55	36.54	39.25	38.49	38.75	39.69	36.83	38.75	38.78	39.47	38.78
Cr_2O_3					0.89	1.08	1.58	2.84	1.66	1.60	1.28		
FeO													0.74
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	2591	2593	2593	Щ	X-14	X-17	X-27	X-31	X-25	X-27	X-27	СЛ	4962

Примечание. 1 – серый радиально-лучистый и 2-3 – серый игольчатый кианит; 4 – средний состав серого кианита из метасоматитов линзы Южной (по В.В. Щипцову с коллегами); 5-11 – синий кианит из фукситовых сланцев участка Хизоваара. Для сравнения: 12 – голубой кианит из метасоматитов участка Степанова Ламба. 13 – голубой кианит из гранат-дистен-биотитовых сланцев участка Тербеостров.

Кианит Хизоваары образует удлиненные или коротко-уплощенные, волокнистые и радиально-лучистые кристаллы (рис. 1 а, б). Светло-серые кианиты наиболее распространены в Южной линзе Хизоваарского месторождения. Они образуют почти мономинеральные сростания, имеют стандартный состав, по работам В.В. Щипцова с соавторами (табл. 1/1-3). Кианитовые руды содержат кианит, кварц, мусковит, второстепенные (плагноклаз, гранат, биотит, графит), рудные (пирит) и акцессорные минералы (рутил, ильменит). По своим ресурсам месторождение Хизоваара отнесено к

группе объектов государственного резерва, запасы кианита подсчитаны для Южной линзы (Минерально..., 2006). Как коллекционный материал (и даже как ювелирный) минерал привлекает своим ярким голубым цветом. На других участках Хизоваары в гранат-кианит-биотитовых сланцах минерал имеет голубой цвет.

На участке Фукситовом в изумрудно-зеленых фукситовых сланцах в ассоциации с зеленым фукситом, кварцем и коричневым ставролитом встречается коротко-призматический кианит яркосинего цвета (рис. 1 в). Синие кианиты ассоциирующие с фукситом, в отличие от «серых», содержат примесь Cr_2O_3 0.77-2.84 % (табл. 1/4-7), при этом часть Al в минерале замещается Cr. Линза Фукситовая, благодаря присутствию ярко окрашенных минералов, рассматривается как месторождение поделочного камня.

Ставролит $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_2$. Название минерала произошло от часто встречающихся крестообразных двойников (в переводе с греческого языка «ставрос» – крест). Однако в Карелии, в отличие от Кольского п-ова (Нерадовский, Войтеховский, 2012), крупные крестообразные кристаллы встречаются редко. В С. Карелии более распространен коротко-призматический ставролит (размером от 2 до 10 мм), иногда с двойниковыми сростаниями. Минерал имеет темно-коричневый цвет, твердость ~7. На участке Хизоваара, а также в других структурах С. Карелии (Винга, Степанова Ламба) ставролит встречается в сланцах (с альмандином, кианитом, кварцем, мусковитом), в ставролитовых кварцитах повышенной железистости, либо в ставролит-гранатовых метасоматитах. Ставролит обычно выделяется как порфиробластический и содержит включения других минералов. Он бывает «нашпигован» кварцем, кианитом и разнообразными аксессуориями. В породах участка Хизоваара ставролит содержит незначительную примесь Mg, Zn (Бубнова и др., 2010) (табл. 2/1-2).

Таблица 2. Состав ставролитов участка Хизоваара (мас. %).
 Table 2. Mineral association of fuchsite schists (wt. %).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
MgO	1.92	2.18	1.57	1.60	1.89	1.93	1.68	1.67	2.13	2.31	2.11
Al ₂ O ₃	53.64	53.53	51.26	50.53	50.62	50.44	51.14	50.80	52.43	52.59	53.54
SiO ₂	20.00	27.82	28.75	29.90	29.42	29.85	29.78	29.75	30.37	30.39	30.32
TiO ₂	0.88	0.79	1.12	0.79	0.67	0.73	0.90	0.81	0.75	0.79	0.83
Cr ₂ O ₃			2.77	2.70	2.97	2.75	2.40	2.74		0.58	
FeO	13.20	12.44	13.10	12.95	13.03	12.61	12.72	12.62	14.32	13.33	13.21
ZnO	1.12	1.29	1.43	1.53	1.41	1.70	1.39	1.62			
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	В-181	СтГ	Х-2-1	Х-2-2	Х-3	Х-9	Х-22	Х-12	С-2	С-4	С-5

Примечание. 1-8 – участок Хизоваара. 1-2 – из работы (Бубнова и др., 2010): 1 – ставролит-гранат-биотитовый гнейс (Высота 181); 2 – ставролит-гранатовый метасоматит (Ставролитовая горка); 3-8 – ставролит из кианит-фукситовых сланцев участка Фукситовый (Хизоваара). 9-11 – ставролит из кианит-мусковитовых сланцев участка Степанова Ламба (для сравнения). Анализы приведены к 100 %.

На проявлении Фукситовом темно-коричневый мелкозернистый ставролит ассоциирует с фукситом, синим кианитом (рис. 1 в) и содержит многочисленные мелкие включения аксессуарных оксидов и сульфидов (рис. 2 а-в). По своему химическому составу ставролит-кианит-фукситовые сланцы выделяются повышенными содержаниями Cr, Ni, Co. В составе ставролита установлено Cr_2O_3 2.4-2.97 %, ZnO 1.39-1.70 %, MgO 1.57-1.93 %, TiO₂ 0.67-1.12 % (табл. 2). В кристаллической структуре минерала Fe^{2+} изоморфно замещается Mg и Zn, Al – Cr и Ti. Избыток этих элементов, устанавливаемых в составе ставролита, сопровождается выпадением и собственных минералов – аксессуарных шпинелидов.

Гранат (альмандин) самый распространенный минерал метаморфических пород на участке Хизоваара. Гранатовые руды охарактеризованы в работах В.В. Щипцова с коллегами (Щипцов и др.

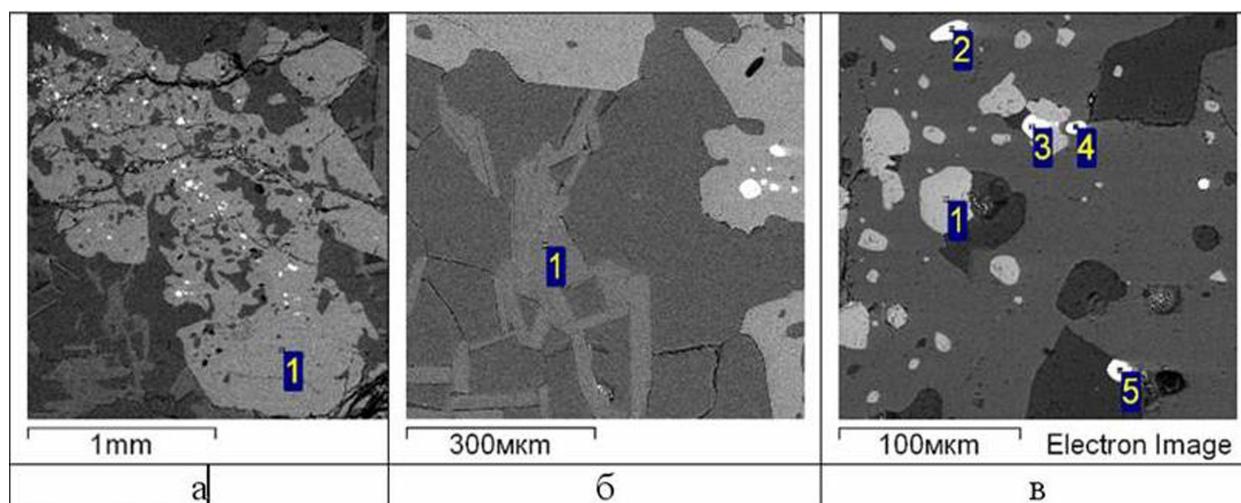


Рис. 2. Минеральная ассоциация фукситовых сланцев.

1 – кианит-фукситовый сланец со ставролитом (1) и рудными минералами, 2 – фуксит (1) и ставролит (светло-серый) с включениями рудных минералов (белые), 3 – алюмохромпикотит (1) и герсдорфит (2-5) в ставролите и кварце.

Fig. 2. Mineral association of fuchsite schists.

1 – kyanite-fuchsite schist with staurolite (1) and ore minerals, 2 – fuchsite (1) and staurolite (light grey) with inclusions of ore minerals (white), 3 – alumochrome picotite (1) and gersdorffite (2-5) in staurolite and quartz.

Таблица 3. Состав алюмохромовых шпинелидов из фукситовых сланцев (мас. %).
 Table 3. Composition of alumochromium spinellids from fuchsite schists (wt. %).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Al ₂ O ₃	28.54	27.41	21.60	27.68	28.36	27.63	23.20	14.30	20.32	21.20
Cr ₂ O ₃	31.34	33.19	33.25	32.00	31.78	32.35	39.53	49.64	42.25	42.79
V ₂ O ₅	0.67	0.73	0.65	0.75	0.56	0.88				
FeO	33.48	33.07	33.36	33.86	34.03	33.43	34.06	33.10	33.42	32.91
MgO	0.94	0.99	1.02	1.06	0.56	1.12			0.78	
ZnO	5.03	4.60	4.11	4.47	4.47	4.60	3.22	2.96	3.24	3.10
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. 1-7 – алюмохромпикотит цинк-содержащий; 8-10 – алюмохромит цинк-содержащий.

Таблица 4. Состав герсдорфита из фукситовых сланцев (мас. %).
 Table 4. Composition of gersdorffite from fuchsite schists (wt. %).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
S	18.19	18.41	17.95	18.14	16.88	18.65	20.03	17.98	18.37	18.92	17.39
Fe	9.13	7.23	8.80	9.73	8.60	8.14	10.00	9.08	8.75	9.06	8.20
Co	8.04	8.67	7.68	7.61	7.64	7.55	7.96	7.54	7.32	7.31	6.63
Ni	18.18	19.07	18.62	20.16	19.77	16.89	15.88	17.72	18.28	19.09	19.40
As	48.46	46.63	46.95	44.35	47.10	48.77	46.12	47.69	47.29	45.62	48.47
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99.99

2004; и др.). Гранат Высоты 181 – альмандин (MgO 8.68-8.05, FeO 26.72-33.36, MnO₂ 0.69-0.33, CaO 1.44-1.59 %). В фукситовых сланцах гранат встречается редко.

Акцессорные и рудные минералы. Весьма необычны акцессорные минералы фукситовых сланцев. Среди них установлены хромовые шпинели, Co-Ni сульфоарсениды, рутил, ильменит. Редко встречаются апатит, монацит, бадделеит, циркон. Среди Cr-Fe-оксидов (рис. 2 в) наиболее распространенными являются шпинелиды ряда алюмохромит–алюмохромпикотит. Они содержат примеси Mg, Zn, V (табл. 3). Реже встречаются сростания рутила и ильменита. Рутил, в отличие от рутила кианитовых сланцев, содержит примесь Cr_2O_3 до 1.14 %. Ильменит незначительно обогащен MnO (0.60-0.91 %).

В фукситовых сланцах в ставролите и кварце в сростании с хромшпинелидом обнаружен герсдорфит, образующий мелкие (1-10 мкм) кристаллы (рис. 2в). Герсдорфит содержит Co (до 6.63-8.67 %) и Fe (7.23-10.00 %), которые изоморфно замещают Ni (табл. 4). Их образование связано с тем, что процессы кислотного выщелачивания затронули расположенные вблизи коматиты, обеспечившие повышенные концентрации Cr, Ni, Co.

Среди сульфидов в кианитовых породах участка Хизоваара наиболее распространен пирит. В южной части участка, севернее небольшого озера, вблизи проявления Фукситовый, в колчеданных рудах установлены пирит, пирротин, галенит, сфалерит. Повышенные концентрации Au (до 0.6 г/т) сопровождаются Вi до 220 г/т, Ag до 20 г/т, Pb 0.24 %, Zn 1.6 %, Cr 0.16 % (Кожевников, 2000). Кианит-кварц-гранатовые метасоматиты с арсенопиритовой вкрапленностью содержат невысокие концентрации Au 0.046-0.078 и Pd 0.013-0.097 г/т. В гранат-содержащих метасоматитах с пиритом и арсенопиритом содержание Au – 0,1-0.14 г/т, Pt – 0.015 г/т; в прослоях с магнетитом – 0.01 г/т (материалы В.Н. Кожевникова, С.И. Рыбакова, В.Д. Слюсарева, автора).

В фукситовых сланцах встречаются редкие акцессории – бадделеит и циркон. В составе циркона установлено своеобразное гетерогенное замещение Si на Al, Fe и Cr. Циркон содержит ZrO_2 51.86 %, SiO_2 30.20 %, Al_2O_3 14.06 %, примеси FeO до 3.16 % и Cr_2O_3 0.72 %. Результаты датирования цирконов ранних генераций фукситовых метасоматитов (по данным работ С.А. Сергеева и С.Б. Лобач-Жученко за 1993 г.) показали, что время их формирования (~2.6 млрд. лет) близко времени внедрения поздних дацитовых даек участка Хизоваара. Именно с этим этапом магматизма, как предполагается, связаны ранние гидротермально-метасоматические преобразования пород (в том числе, коматитов) участка Хизоваара. Метаморфические процессы преобразования циркона происходили 1.9 млрд. лет назад.

Слюды в разнообразных по составу сланцах Хизоваары представлены биотитом, мусковитом, фукситом. Свойства и возможности получения мелкочешуйчатого мусковита при обогащении кианитовых руд изучались Л.А. Данилевской и Л.С. Скамницкой (2012 г.).

Фукситовые сланцы обладают эффектными декоративными свойствами – изумрудно-зеленым цветом с вкраплениями синих кианитов (рис. 1 в). Фукситовые сланцы (метасоматиты) и фуксит-содержащие кварциты – наиболее популярный коллекционный материал С. Карелии. Выходы на поверхность этих ярко-зеленых пород в Лоухском районе были известны геологам давно, но как поделочное сырье стали использоваться только в начале нынешнего века благодаря своей привлекательной окраске (материалы отчетов по камнесамоцветному сырью). Одной из первых публикаций по хромсодержащим минералам Хизоваары была работа (Волотовская, Жиров, 1948). В этой статье впервые приводятся анализы слюды, содержащей Cr_2O_3 (до 0.76-1.20 %). Фуксит ассоциирует с кианитом, ставролитом, кварцем, реже встречаются гранат и Са-На-плаггиоклаз. По результатам микронзондового изучения в составе фуксита установлены: SiO_2 41.03-51.26, Al_2O_3 30.56-36.24, K_2O 7.67-9.49, Na_2O 1.39-2.10, MgO 0.39-0.82, TiO_2 0.53-0.92, Cr_2O_3 0.99-1.40 %, FeO 0.71-1.46 (без воды). Цвет слюды обеспечивается вхождением в структуру минерала Cr.

Заключение

В фукситовых сланцах впервые подробно разобрана рудная ассоциация. Обнаружены алюмохромиты и Со-герсдорфиты и установлен Cr-состав многих минералов. Типоморфные минералогическо-геохимические особенности фукситовых сланцев совместно с составом примесей практически

во всех минералах подчеркивают, что эти породы сформировались в результате гидротермально-метасоматического изменения коматиитов (или их туфов) и последующего метаморфизма. Установлен повышенный фон благородных металлов. Коматииты образуют линзующиеся «пласты» и широко распространены в разных частях разреза Хизоваарской структуры (Кожевников, 2000). Фукситовые сланцы (метасоматически преобразованные породы) развиты в южной части структуры и прослеживаются по простирацию коматиитовых тел.

Работа выполняется по теме НИР № ГР АААА-А18-118020290084-7 ИГ КарНЦ РАН.

Литература

Волотовская Н.А., Жиров К.К. Хромсодержащие минералы свиты Хизовара // Известия КФНИ Базы АН СССР. 1948, № 1, С. 41-53.

Бубнова Т.П., Гаранжа А.В., Скамницкая Л.С. Типоморфные особенности ставролитов пъякярвинской свиты (Приладожье) и Хизоваарской структуры (сев. Карелия) // Материалы VII Всерос. с межд. участием Ферман. научной сессии. Апатиты. 2010. С. 19-22.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. 2000. 222 с.

Минерально-сырьевая база Р. Карелия. 2006. Книга 2. 356 с.

Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л. Зональность ставролита из кристаллических сланцев Больших Кейв, Кольский полуостров // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 110–121.

Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия) / Щипцов В.В., Скамницкая Л.С. и др. Петрозаводск. 1988. 105 с.

Щипцов В.В. Кианит – эффективное сырье для производства огнеупоров: сферы потребления, производители и мировая торговля // Новые огнеупоры. № 8. 2005. С. 78-82.

Щипцов В.В., Бубнова Т.П. и др. Гранатовые руды Карелии // Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН. 2004. 208 с.

Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы Тикшеозерско-Елетьозерского комплекса и связанных с ним метасоматитов

Кулешевич Л.В.

ИГ Кар НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Аннотация. Тикшеозерско-Елетьозерский комплекс объединяет дифференцированные массивы щелочно-ультраосновных пород, карбонатиты, метасоматиты. Он сопровождается Р-Fe-Ti-оксидными, апатит-карбонатитовыми рудами, редкометалльно-редкоземельной минерализацией. Минеральные виды Р-Fe-Ti-оксидных руд представлены титаномагнетитом, магнетитом, ульвитом, ильменитом, герцинитом, апатитом, титанитом, в зонах влияния щелочных пород встречается корунд. В карбонатитах установлены апатит, магнетит, ильменит, Cr-Fe-оксиды и редкие акцессории: пироклор, циркон, бадделеит, бастнезит, анкилит, карбоцернаит, стронциобарит. В карбонат-полевошпатовых метасоматитах встречаются Mn-Ti-магнетит, пирофанит-манганоильменит, перовскит, титанит, сульфиды; в фенитах – ярко-синий содалит.

Ключевые слова: Елетьозерско-Тикшеозерский комплекс, минеральное разнообразие, Карелия.

Mineral species of North Karelia: ore minerals from the Tiksheozero-Yeletozero complex and associated metasomatic rocks

Kuleshevich L.V.

IG KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru

Abstract. The Tiksheozero-Yeletozero complex comprises differentiated alkaline-ultramafic rock massifs, carbonatites and metasomatic rocks. It is accompanied by P-Fe-Ti-oxide, apatite-carbonatite ores and rare metal-rare earth mineralization. The mineral types of P-Fe-Ti-oxide ores are represented by titanomagnetite, magnetite, ulvite, ilmenite, hercynite, apatite and titanite; corundum occurs in zones affected by alkaline rocks. The carbonatites were found to contain apatite, magnetite, ilmenite, Cr-Fe-oxides and rare accessories such as pyrochlore, zircon, baddeleyite, bastnesite, ancyllite, carbocernaite and strontiobarite. Mn-Ti-magnetite, pyrophanite-mangan-ilmenite, perovskite, titanite and sulphides occur in carbonate-feldspar metasomatic rocks. Bright-blue sodalite occurs in phenites.

Keywords: Yeletozero-Tiksheozero complex, mineral diversity, Karelia.

Введение

Тикшеозерско-Елетьозерский комплекс щелочно-ультраосновных пород объединяет Тикшеозерский и Елетьозерский дифференцированные массивы, расположенные в Лоухском районе Карелии. Детальная разведка и оценка массивов проводились в 30-х-80-х годах прошлого века СЗГУ, Северной ГЭ, ИГ КарНЦ РАН. Изучением строения, магматизма, рудной минерализации, вопроса обогащения руд занимались С.И. Зак (1957), А.И. Богачев (1963), А.А. Кухаренко (1969), А.И. Кириллов, С.Ф. Ключин, Н.Н. Холодилов, Г.П. Сафронова, В.В. Щипцов, Путинцева Е.В. и другие геологи. Тикшеозерско-Елетьозерский комплекс (ТЕК) дифференцирован от ультрабазитов до нефелиновых сиенитов, в Тикшеозерском массиве развиты карбонатиты. Породы комплекса (P₁e-t) имеют палеопротерозойский возраст 2.0 млрд. лет, свекофенские метаморфические преобразования происходили ~ 1.77-1.78 млрд. лет.

Минералогия Р-Fe-Ti-окисных руд Елетьозерского массива

Елетьозерский массив представляет собой расслоенную интрузию, погружающуюся в ВСВ направлении, с мощностью увеличивающейся от сотни метров в западной части до 3-3.5 км в восточной части. К массиву приурочено Елетьозерское месторождение титаномагнетитовых руд, обнаруженное в 1933-1937 годах и разведываемое в 1954-57 годах ГУ «Севзапгеология» (С.И. Заком, Ю.Ф. Киселевым и др.). В строении массива преобладают основные и ультраосновные породы ранних фаз внедрения, слагающие его периферическую часть, в центре – залегают породы повышенной щелочности (монциты, сиениты, нефелиновые сиениты), образовавшиеся позднее

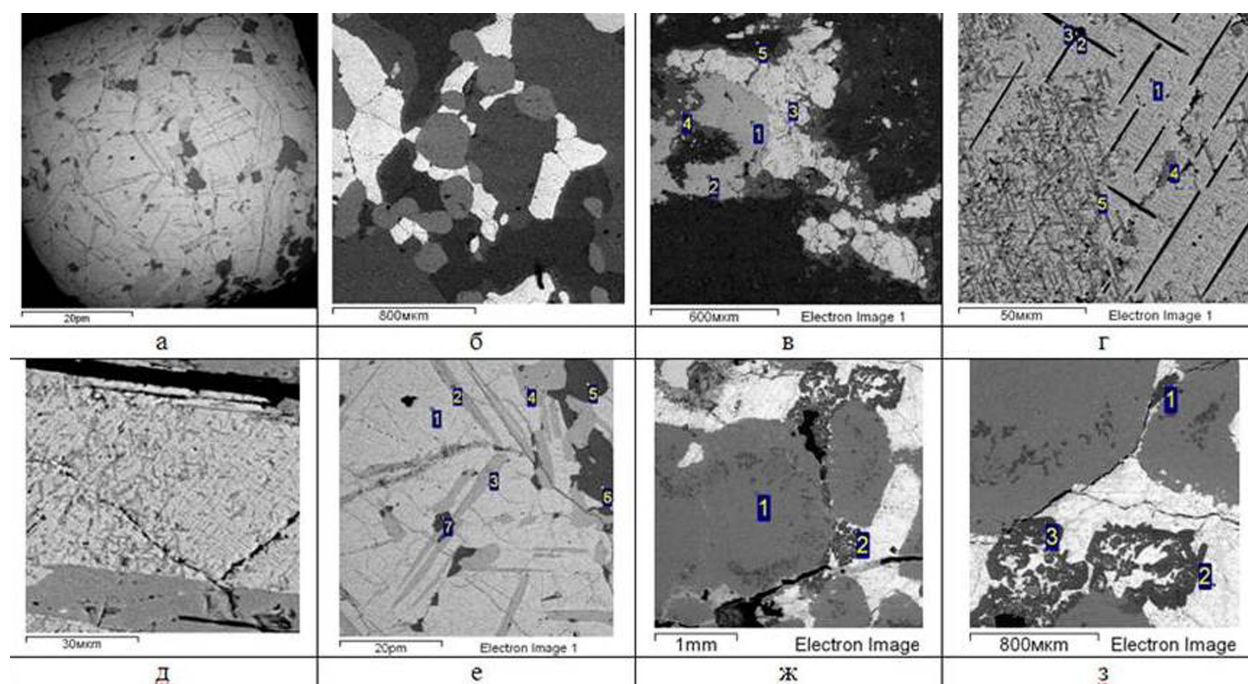


Рис. 1. Титаномagnetитовые руды.

а – богатая титаномagnetитовая руда; б – вкрапленная апатит-титаномagnetитовая руда; в – вкрапленность титаномagnetита (3) и ильменита (1-2) замещается титанитом (4,5); г – в титаномagnetите (1) ламелли ульвита, ильменита (4-5) и герцинита (2-3); д – титаномagnetит с тонким распадом ульвита, пластинками ильменита (серый) и герцинита (черный); е – ильменит-титаномagnetитовая руда (1 – титаномagnetит, 2-4 – ильменит, 5-7 – герцинит); ж – роговая обманка (1) с мелким корундом, в титаномagnetите – более крупный корунд (2); з – роговая обманка (темно-серая), титаномagnetит (белый), корунд (1-3).

Fig. 1. Titanomagnetite ores.

а – rich titanomagnetite ore; б – disseminated apatite-titanomagnetite ore; в – disseminated titanomagnetite (3) and ilmenite (1-2) is replaced by titanite (4, 5); г – in titanomagnetite (1) lamella of ulvite, ilmenite (4-5) and hercynite (2-3); д – titanomagnetite with a subtle decay of ulvite, plates of ilmenite (grey) and hercynite (black); е – ilmenite-titanomagnetite ore (1 – titanomagnetite, 2-4 – ilmenite, 5-7 – gerzina); ж – hornblende (1) with a fine corundum, magnetite – larger corundum (2); з – hornblende (dark grey), titanomagnetite (white), corundum (1-3).

(Богачев и др., 1963). На первом этапе внедрились перидотиты, пироксениты и габбро с апатит-титаномagnetитовым оруденением, на втором – щелочные породы. Продуктивный горизонт Fe-Ti-руд приурочен к зоне с тонким ритмичным переслаиванием (плаггиоклазитов – габбро – оливиновых габбро – перидотитов). Массив секут щелочные дайки и пегматиты, развитые вокруг сиенитового ядра. Щелочные породы оказывают влияние на породы ранних фаз внедрения и руды. Для них характерны обогащенность P3Э, Ba, Sr, Nb и присутствие ряда минералов необычного состава, включающих эти элементы (по работам Л.Н. Когарко с соавторами).

Ti-Fe-окисные руды в Еletzозерском массиве установлены на проявлениях Нято-Вара, Межозерный (западный участок) и Сури-Вара (восточный). Они образуют крутопадающие пластообразные линзующиеся залежи, объединяемые в Еletzозерское месторождение (Минерально..., 2005). Руды среднезернистые с вкрапленной, полосчатой и массивной текстурами, содержат 10-80 % Fe-Ti-оксидов. Содержание Fe_{вал} в них составляет 15.32-37.5 %, среднее TiO₂ – 10.3 %, V₂O₅ 0.06-0.18 % (Щипцов и др., 2009; http://nedrark.karelia.ru/mnia/titan_karelia.htm).

Богатые титаномagnetитовые руды (рис. 1 а) содержат титаномagnetит и ильменит. Титаномagnetит в свою очередь в зависимости от раскristализации содержит пластинки и неправильные выделения ильменита, а также пластинки шпинели герцинитового ряда. Средний состав изученной богатой руды: FeO 56.81 %, TiO₂ 15.75 %, Al₂O₃ 6.65 %, MgO 2.47 %. В слабо перекристализованной руде (1-тип) в титаномagnetите с тонкими почти не заметными ламеллями установле-

ны примеси Al 1.14 %, Mg 0.58 %, V 0.55 % и высокое содержание Ti 9.86-4.8 % (рис. 1 г). Ванадий концентрируется преимущественно в титаномагнетите. Начальный распад при остывании приводит к обособлению тонких более четких ламелл ульвита $TiFe_2O_4$, а затем образованию более крупных пластинок ильменита $FeTiO_3$ и Mg-герцинита $(Mg,Fe)Al_2O_4$ (рис. 1 г, д).

В более раскристаллизованной руде (2-тип) (рис. 1 е) в магнетите выделяются крупные пластинки ильменита и его овальные обособления (ульвит отсутствует). Титаномагнетит освобождается от титана, в нем снижается концентрация примесей Ti (до 0.5-0.68 %), Mg, Al, но V сохраняется. Крупные пластинки ильменита $FeTiO_3$ содержат примесь Mn 0.86-1.24 %, Mg 1.16-1.72 %, более крупные овальные зерна – до 2.88 % Mn. Одновременно в магнетите выделяются неправильные зерна Mg-герцинита $(Mg,Fe)Al_2O_4$ и ламелли $FeAl_2O_4$.

В более интенсивно перекристаллизованных при метаморфизме рудах (3-тип) титаномагнетит и ильменит замещаются титанитом (рис. 1 в). Пироксен замещается роговой обманкой. Выделяется акцессорный циркон и вкрапленные сульфиды.

Вкрапленные апатит-титаномагнетитовые руды встречаются на тех же трех рудных объектах. Наиболее обогащены апатитом Ti-Fe-руды с содержанием $TiO_2 > 8.0$ %, где апатит выделяется в сростании с магнетитом и ильменитом (Минерально..., 2006). Для подобных руд (4 тип) характерно присутствие титаномагнетита (Ti 5.56-9.25 %, V 0.56-0.68 %, примеси Al, Mg) и F-ОН-апатита (рис. 1 б). Содержание P_2O_5 в руде достигает 9.06 %. На границе с апатитом образуется биотит с высоким содержанием Ti (до 4-5.43 %) и Ce (2.67 %) и роговая обманка (Ti – 3.42 %).

В титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых рудах встречаются редкие сульфиды (пирротин, халькопирит). В перекристаллизованных рудах с титанитом присутствует вкрапленность пирротина, халькопирита, Со-пентландита, редкие зерна галенита, сфалерита, микронные зерна ренниита, вторичный барит, Σ ЭПГ – низкая (0.025-0.15 г/т).

Весьма специфичны изменения титаномагнетитовых руд под влиянием щелочных пород. При этом выделяется корунд 2-х генераций: мелкий – в Na-Cl-содержащем высокоглиноземистом амфиболе и более крупный – в прожилках, секущих магнетит (рис. 1 ж, з). В этих рудах выделяется также вторичный пластинчатый стронциобарит (Sr 2.65 %).

Рудная минерализация Тикшеозерского массива

Тикшеозерский массив имеет неправильную форму и разбит на три блока (Щипцов и др., 2012). Массив дифференцирован, он объединяет породы нескольких фаз внедрения, его формирование завершается внедрением карбонатитов и разнообразных щелочно-силикатно-карбонатных метасоматитов. С карбонатитами связаны апатитовые руды, карбонатное сырье, редкометалльная и редкоземельная минерализация.

Апатитые руды карбонатитов (или апатит-карбонатные) приурочены к центральной части Тикшеозерского массива, участку Карбонатитовому, и пространственно совмещены с ним (Минерально..., 2006; Щипцов и др., 2012). Ширина выхода карбонатитов меняется от 600 м до 30 м; протяженность достигает 5.4 км. В экзоконтактаке карбонатитов развиты ореолы слюдяных и амфибол-карбонатных метасоматитов по пироксенитам и щелочным породам, мощность их от нескольких – до 10 м. Прогнозные ресурсы P_2O_5 (при среднем содержании P_2O_5 4.18 %) были оценены до глубины 300 м в количестве 40.2 млн. т категории (P1+P2). Апатит-франколитовые руды с более высоким содержанием P_2O_5 до 16.12 % известны в южной части. Карбонатиты и апатитовые руды изучались Ю.М. Кирнарским, Н.Р. Холодиловым, С.Ф. Ключиным, Г.П. Сафроновой, В.В. Щипцовым и др. Апатит-карбонатные руды представляют собой светло-серые, мелко- или среднезернистые породы с полосчатой, массивной или пятнистой текстурой. Они содержат карбонаты (кальцит, доломит – до 70-90 %), апатит – 5-20 %, оксиды (магнетит, ильменит, Cr-Fe-оксиды) – 5-7 %, флогопит ~1-3 %, пироксены и амфиболы ~1-4 % и единичные зерна редких акцессориев, таких как пироксид, циркон, бадделит и редкоземельных элементов. Кальцит содержит небольшие примеси Mg, Mn, иногда Sr, доломит – незначительно Fe до 1-3.5 ат. %. F-ОН-содержащий апатит в карбонатитах выделяется в форме овальных зерен (0.1-0.2 см), их сростаний и хорошо ограненных удли-

ненных кристаллов (до 1 см). Карбонатиты содержат включения кристаллов пироклора, бадделеита, циркон, монацит, реже торит и оксид тория (Кулешевич, 2016). С апатитом ассоциирует титаномагнетит и ильменит. Крупные зерна магнетита ($V - 1.2 \%$, $Mn - 0.84-1 \%$) с пластинками ильменита (Mn до 2.78%) замещаются титанитом. Встречаются также хроммагнетиты (Cr до $9.5-12.66 \%$, Ti $0.94-2.43 \%$, V 0.53 , Zn до 0.94 (С-169, С-157).

Редкометалльно-редкоземельная минерализация ТЕК

В Еletzозерском массиве она установлена вблизи пегматитовых жил щелочных пород: суммарные содержания оксидов REE достигают $0.1-0.36 \%$ (проявление Еletzозерское-1; Минерально..., 2005). Щелочные пегматиты (Nb 95, Zr 123, Sr 738, Ba 1670 ppm) связаны с нефелиновыми сиенитами. На контакте с вмещающими породами пегматиты содержат до $40-50 \%$ крупнозернистых темноцветных силикатов (эгирин-авгит, диопсид, арфведсонит, биотит-флогопит) и аксессуарии – пироклор, циркон, титанит. Наиболее высокие концентрации Nb_2O_5 , были установлены в пегматитовых жилах. На участке Суригара в жиле № 1 пироклоровая минерализация ($Nb_2O_5 - 0.10-0.56 \%$, в среднем 0.18% , Ta_2O_5 0.008%) оценена до глубины 150 м по категории C_2 в 355.2 т Nb_2O_5). По жиле № 2 минерализованная зона прослежена на 50 м при средней мощности 2.9 м и среднем содержании Nb_2O_5 0.26% , $ZrO_2 - 0.02-0.39 \%$ (максимально достигая $0.5-1 \%$, Минерально..., 2005).

Ti-Fe-концентраты так же бывают обогащены RE-REE (по работам В.В. Щипцова и др. за 2006 г.). В P-Ti-Fe-рудах концентрации RE и REE обычно повышается: $Nb_2O_5 -$ в среднем до $0.15-0.23 \%$, $Ta_2O_5 - 0.01-0.015 \%$, $ZrO_2 - 0.13-0.3 \%$, Hf до $0.0046-0.03 \%$, ΣREE (в оксидах) – до $0.07-0.1 \%$.

RE-REE-минерализация в карбонатитах Тикшеозерского массива. По содержанию RE и REE ультраосновные щелочные породы массива и карбонатиты выделяются повышенными концентрациями Nb ($5-930$ ppm), Ta ($0.3-35.5$), Sr ($78-4363$), Zr ($50-336.5$), Hf ($0.2-12.6$), REE ($42-1261$ ppm), Th ($0.5-29.8$), U ($0.5-255$), Ba ($192-626$ ppm). Редкометалльная минерализация тяготеет к такситовым карбонатитам с включениями силикатов (диопсида, флогопита, амфибола). Повышенные концентрации Nb, Sr, Zr в них обеспечиваются присутствием соответствующих минералов. Содержание Sr в апатит-содержащих карбонатитах наиболее высокое (до 1%). Sr входит непосредственно в состав зонального апатита (до $1.52-1.78 \%$) и ниобатов (Кулешевич, 2016). Кальцит содержит до 0.8% Sr. В барите примесь Sr достигает $1.16-8.6 \%$, встречаются стронциобарит и стронцианит. В сростании с апатитом и монацитом установлены карбоцернаит $(Ca,Na)(Sr,Ce,Ba)(CO_3)_2$ и анкилит $Sr(Ce,La)(CO_3)(OH)_2 \cdot H_2O$.

Zr в карбонатитах распределен неравномерно ($8-143$ ppm), увеличивается до 337 ppm в амфибол-флогопит-содержащих метасоматитах, Hf – до 12.6 ppm. По данным (Минерально..., 2005), содержание ZrO_2 достигает 0.1% (среднее $0.01-0.05 \%$). Из минералов встречаются бадделеит и циркон. Циркон выделяется в апатите, кальците, замещает бадделеит, содержит примеси Ce, La, Sc, U, Na, Ca, Hf.

Танталониобаты, Th и U минералы. Концентрация Nb в карбонатитах составляет $8-411$ ppm, Ta $0.6-14$ ppm ($Nb/Ta=30 \div 9$), Y $15-48$, Th $3-30$, U – $18-255$ ppm. Концентрация Nb выше в доломит-кальцитовых карбонатитах с включениями щелочных амфиболов и флогопита ($Nb - 0.04-0.08 \%$, С-169, 155, 146). Пироклор $NaCaNb_2O_6F$ выделяется в апатите, в сростании с кальцитом, флогопитом. Состав пироклора бывает очень не однороден (Франц и др., 2011; Кулешевич, 2016). В нем существуют сложные гетеровалентные замещения: Ca и Na замещаются Sr, Ce, Y, U, Th, Fe; Nb замещается Ta, Ti, реже Si; F – OH. По данным микронзондового изучения установлены наиболее типичные изоморфные замещения в ряду пироклор-бетафит: Na-Ca-Nb-Ta – Ca-(Na-U)-(Ti-Ta-Nb)-фазы. Кристаллы пироклора можно также разделить и по дополнительным анионам на 3 группы: 1 – с высокой концентрацией F ($4.44-6.96 \%$); 2 – с более низкой (F - $1-2.79 \%$ и группой OH⁻); 3 – OH-содержащие (с дефицитом суммы). Наиболее распространены Na-Ca-Ti-Sr-Ta-Nb-пироклоры. Ca-U-содержащий бетафит (U $0.71-4.69 \%$ и гатчеттолит с U $16.1-17.79 \%$) встречаются реже.

В С-153 обнаружены более редкие Th-пирохлоры (Th 3.72-9.97 %) и Ce-содержащие (0.8-5.92 %). Th образует и собственные, но более редкие минералы (торит, оксид тория).

Редкоземельная минерализация в карбонатитах приурочена преимущественно к апатитовым рудам. REE-минералы представлены монацитом, рабдофанитом, бастнезитом-синхизитом, TR входят в Sr-Ce-карбонаты и Ce-U-Ta-Nb-фазы (Кулешевич, 2016). Наиболее распространены монацит и бастнезит. Монацит ассоциирует с апатитом, он образует самостоятельные зерна, или обрастает кристаллы апатита. В монаците встречаются примеси Ca, Sr, Th, Si, это позволяет предполагать изовалентные изоморфные замещения Ca на Sr, либо гетеровалентный изоморфизм с замещением (Ce+P) на (Ca+Th+Si). Тонко-пластинчатые и кучные образования REE-фосфатов, обрастающие флогопит и магнетит, отнесены к рабдофаниту (Ce,La)(PO₄)H₂O. TR-карбонаты (бастнезит (Ce,La)(CO₃)F и синхизит Ca(Ce,La)(CO₃)₂F) выделяются с хлоритом по зонкам расщепления, микротрещинкам и в интерстициях между зерен кальцита. При этом карбонатиты приобретают облик расщепленных пород ржаво-коричневого цвета.

Карбонат-полевошпатовые (Ca-Si) и содалитовые метасоматиты

Карбонатно-силикатные (Ca-Si) метасоматиты представляют собой плотные белые (до бледно-зеленых) породы (первоначально были названы альбититы). Они сопровождаются гнездовой вкрапленностью Ti-Mn-магнетита и перовскита, иногда содержат в небольшом количестве сульфиды (сфалерит, молибденит) (Кулешевич, 2016). Метасоматиты состоят из Na-Ca-плагиоклаза, нефелина, кальцита, в небольшом количестве содержат диопсид, амфибол, флогопит, эпидот. Плагиоклаз замещается поздним скаполитом. Рудные минералы в метасоматитах представлены Mn-Ti-магнетитом, пирофанитом-манганоильменитом (Mn,Fe)TiO₃, перовскитом. Магнетит содержит лишь Al (~3 ат. %). Пирофанит (Ti 28.51-32.11 %, Mn 15.84-23.95 %) выделяется в форме ламелл в магнетите при его распаде и образует самостоятельные зерна; замещает перовскит. Крупные зерна магнетита обычно бывают зональные: в центре – более чистые, во внешней кайме прорастают перовскитом. Перовскит CaTiO₃ выделяется как в краевой части магнетита, так и вблизи него на границе с титанитом, образуя самостоятельные зерна. Магнетит и перовскит замещаются титанитом. Метасоматиты содержат наиболее высокие концентрации Sr и Zr и их минералы – Sr-кальцит (SrO до 2.83-5.6 %), стронцианит, бадделейт; TR-карбонаты редкие. Все Sr-минералы образуются позднее. В пирофаните и перовските выделяются тонкие червеобразные зерна, тонкие просечки стронцианита и мелкие кристаллы бадделейта. Кристаллы перовскита имеют зональность: в кайме – более высокостронциевые (2.2-3.56 % Sr), чем в центре зерен (0.46 % Sr). Столь значительное количество Sr-минералов в метасоматитах обеспечивает наиболее высокую концентрацию Sr в них.

Фениты представлены неоднородными породами. Среди них метасоматиты с пятнистой текстурой, обусловленной гнездами синего содалита Na₈(Al₆Si₆O₂₄)Cl₂, представляют коллекционный материал.

Работа выполняется по теме НИР № ГР АААА-А18-118020290084-7 ИГ КарНЦ РАН.

Литература

1. Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А. Геология и петрология Ельтьозерского массива габброидных пород Карелии. Изд. АН СССР. Л. 1963. 160 с.
2. Кулешевич Л.В. Редкоземельная минерализация Тикшеозерско-Ельтьозерского щелочного комплекса (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2016. С. 71–87.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Под ред. Михайлова В.П. Петрозаводск. Карелия. 2006. Кн. 1. 280 с.; Кн. 2. 356 с.
4. Франтц Н.А., Савва Е.В., Путинцева Е.В. Редкометалльные минералы (циркон, пирохлор, бадделейт) карбонатитов Тикшеозерского массива (Северная Карелия). Вестник СПбГУ. 2001. Сер. 7. Вып. 4. № 31. С. 76–83.
5. Щипцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П. Промышленные минералы Ельтьозерского массива и их аналоги на Фенноскандинавском щите // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2009. № 11. С. 204–211.
6. Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В., Скамницкая Л.С., Щипцова Н.И. Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2012. С. 159–170.
7. http://nedrark.karelia.ru/mnia/titan_karelia.htm.

Магматические породы Гэрдвожского участка (Средний Тиман)

Куликова К.В., Шмакова А.М., Бурцев И.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, fopolina1@yandex.ru

Аннотация. В статье впервые даётся геологическое, петрографическое и петрохимическое описание магматических пород Гэрдвожского участка, который был вскрыт в северо-восточном борту Четласского Камня Среднего Тимана в 2013г. В пределах участка обнажается тело (крупный ксенолит) габбро в окружении вулканических пород (базальтов и туфов) позднедевонского возраста. Установлено, что петрохимические характеристики базальтов соответствуют базальтам и долеритам трапповой формации позднедевонского возраста Тимана, а литовитрокластические туфы основного состава – формации щелочных вулканитов Тимана. Габбро участка Гэрдвож являются субщелочными породами, характеризующимися отличными от известных магматических пород палеозойского возраста Тимана петрохимическими особенностями. По петрографии и петрохимии габбро соответствует субщелочным габброидам Северного Тимана позднерифейского возраста.

Ключевые слова: Средний Тиман, субщелочное габбро, базальты, туфы.

Igneous rocks of the Gerdvozh site (Middle Timan)

Kulikova K.V., Shmakova A.M., Burtsev I.N.

Institute of the geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, fopolina1@yandex.ru

Abstract. A geological, petrographic and petrochemical description of igneous rocks of the Girdvozhsky site, which was discovered on the northeast side of the Chetlas Stone of the Middle Timan in 2013, is given for the first time. The gabbro body (large xenolith) on the territory of the Gerdvozh site is surrounded by volcanic rocks (basalts and tuffs) of the late Devonian age. It has been established that the petrochemical characteristics of basalts correspond to basalts and dolerites of the trap formation of the Late Devonian age of Timan, and the lithovitroclastic tuffs of basic composition correspond to the formations of alkaline Timan volcanites. The gabbro of the Gerdvozh site are represented by subalkaline rocks and differ from the well-known igneous rocks of the Paleozoic age of Timan by petrochemical features. In terms of petrography and petrochemistry, gabbro corresponds to the sub-alkaline gabbroids of the Northern Timan of the late Riphean age.

Keywords: Middle Timan, subalkaline gabbro, basalts, tuffs.

На Тиманском кряже широко развиты магматические породы двух формаций позднедевонского возраста: трапповой – покровы базальтов (валсовская свита (D_3v1)), а также силлы базальтов и дайки долеритов канино-тиманского комплекса (βD_3); формации щелочных вулканитов – стратифицированные толщи щелочных базальтов и их туфов (также выделяются в составе валсовской свиты (D_3v1)) (Макеев, 2008; Тиманский кряж..., 2010; Панева и др., 2016).

В 2013 г. при экспедиционных работах на Среднем Тимане в северо-восточном борту Четласского Камня (междуречье рек Ворыквя и Щугор, восточная окраина нежилого поселка Тиман) была вскрыта толща вулканических пород валсовской свиты (базальты и туфы), а также тело интрузивных пород основного состава. Данный участок был назван Гэрдвожским (по названию протекающего рядом ручья). Поскольку на участке не наблюдается непосредственных контактов вулканической толщи и интрузивного тела, то геологический возраст последнего определить затруднительно. Поэтому первоначальной задачей стала типизация магматических пород Гэрдвожского участка для корреляции их с известными магматическими комплексами на Тимане.

Гэрдвожский участок имеет субизометричную форму диаметром 300 м. Интрузивное тело, оконтуренное по элювиальным высыпкам, локализовано в центральной части участка, имеет форму овала (280x110 м), простирается на северо-восток, коренные выходы обнажаются на южном (стенка около метра высотой) и северном окончаниях тела, на последнем породы подвержены тектоническим деформациям и, вероятно, претерпели гипергенные изменения. Вокруг интрузивного тела наблюдаются элювиальные высыпки базальтов, лишь в северной части участка наблюдается несколько разрозненных коренных выходов размером 0.5 м × 0.2 м, породы в коренных выходах

имеют субгоризонтальное залегание. Также в северной части виден контакт (был вскрыт расчисткой) базальтов и залегающих на них туфов.

Интрузивное тело сложено габбро. Порода имеет темно серый цвет и отчетливую шаровую текстуру. Размер шаров варьирует от 0.7 до 30 см, причем крупные шары сложены более мелкими, придавая породе на свежих сколах пятнистый облик. Шары имеют лейкократовый более крупнозернистый облик по сравнению с мелонакратовой мелкозернистой матрицей. При петрографическом описании под микроскопом установлено, что габбро характеризуется порфиroidной структурой с габброофитовой основной массой. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (от 45 до 48 %): в центрах – лабрадором (An_{52-68}) и битовнитом (An_{78}), в каймах – олигоклазом (An_{27}), андезином (An_{35}) и лабрадором (An_{54}). Также установлены моноклинные пироксены (10-28 %), их химические составы соответствуют авгиту и субкальциевому авгиту, в меньшем количестве (5-10 %) присутствует ромбический пироксен – гиперстен. КПШ (5 %) формирует как мелкие собственные зерна до 50 мкм с содержанием ортоклазового минала 80-85 %, так и каймы вокруг плагиоклаза, где ортоклазовый минал не превышает 51 %. Из рудных характерен титаномагнетит (5-7 %), образующий как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна размером от 60 мкм до 1 мм. Из аксессуарных минералов наблюдаются иглы апатита. Из вторичных минералов в породе развиты пумпеллеит, пренит, глинистые фазы и цеолиты.

Базальты, окружающие габбровое тело, это мелко-тонкозернистые светло-серого цвета породы. Структура в основном порфиroidная, гломеропорфиroidная с микролитовой основной массой, текстура микроиндалекаменная. Плагиоклаз первой генерации (20-25 %) образует разноориентированные призматические, длиннопризматические, реже таблитчатые и размером 0.5-1.5 мм, фенокристаллы, нередко образующие скопления и сростки. По составу отвечает лабрадору (An_{60-65}). Клинопироксен первой генерации (5-10 %), слагает субпризматические и длиннопризматические (0.3-1.2 мм) зерна, присутствует в скоплениях и сростках. Плагиоклаз и клинопироксен второй генерации (0.1-0.5 мм) с рудным минералом, палагонитом и вулканическим стеклом выполняют основную мелкозернистую неполнокристаллическую массу породы, составляющую 70 %. Микроиндалены заполнены хлоритом.

Литовитрокластические туфы, залегающие на базальтах, имеют цвета от сургучного до фиолетового, характеризуются обломочной текстурой и псаммитовой структурой. Литокласты представлены обломками песчаников и базальтов, наиболее многочисленными являются витрокласты.

Был изучен химический состав пород Гэрдвожского участка (см. таблицу) и с целью типизации проведено сравнение полученных петрохимических характеристик с таковыми в базальтах и долеритах трапповой формации Среднего Тимана (Анферова, Удоратина, 2013; Удоратина и др., 2014), в щелочных базальтах и их туфах из керн скважин Верхне-Щугорского месторождения Среднего Тимана (Панева и др., 2016), в позднерифейских субщелочных габброидах мыса Румяничный Северного Тимана (Костюхин, Степаненко, 1987; Андреичев, 1998).

Габбро Гэрдвожского участка (SiO_2 47.29-51.29 мас. %, (Na_2O+K_2O) 2.26-5.15 мас. %) относятся к основным породам и, также как и субщелочные габбро Северного Тимана, принадлежат к семействам габбро и монцогаббро. Данные породы относятся к субщелочному петрохимическому ряду, характеризуются умеренно калиевым и калиевым типом щелочности.

Базальты Гэрдвожского участка (SiO_2 48.50-52.90 мас. %, (Na_2O+K_2O) 2.63-4.14 мас. %) относятся к основным породам и принадлежат к семействам базальтов и основных пикробазальтов. Они принадлежат к нормально-щелочному петрохимическому ряду, характеризуются низко калиевым и умеренно калиевым типом щелочности. По этим характеристикам они соответствуют базальтам и долеритам трапповой формации Тимана позднедевонского возраста.

Туфы Гэрдвожского участка (SiO_2 47,28—62,99 мас. %, (Na_2O+K_2O) 6,14—7,02 мас. %) относятся к основным и средним породам и принадлежат к семейству щелочных базальтов и рахиандезитов, относятся к щелочному ряду и характеризуются высококалиевым типом щелочности. Этим они сопоставимы с породами палеозойской формации щелочных вулкаников Среднего Тимана

Таблица. Химический (мас.%) состав магматических пород Гэрдвожского участка.
 Table. Chemical (wt. %) composition of magmatic rocks of the Gerdvozh site.

Номер образца Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Ti-9	Ti-10	Ti-11	Ti-12	24	25	Ti-15	Ti-16	Ti-17	Ti-14	23	26Г	26А	9_2_1	Ti-18	Ti-20	Ti-13
SiO ₂	50.28	50.8	52.9	51.78	50.79	48.5	48.37	47.77	48.19	48.74	48.2	47.29	48.9	51.69	61.63	47.28	63.18
TiO ₂	1.93	1.73	1.05	1.71	1.34	1.49	1.51	1.65	1.6	1.63	1.29	1.37	1.24	1.96	1.24	1.33	1.09
Al ₂ O ₃	14.9	15.28	15.35	14.85	19.21	18.75	14.35	15.35	15.94	13.94	19.38	17.56	17.41	11.76	10.97	13.04	10.24
Fe ₂ O ₃	8.39	5.23	3.39	3.35	8.52*	9.06*	3.78	3.41	3.67	3.31	8.75*	7.45*	6.97*	8.27*	8.12	12.11	7.29
FeO	2.37	6.08	5.94	6.96	–	–	8.12	8.41	8.19	6.91	–	–	–	–	0.59	0.83	0.88
MnO	0.11	0.17	0.15	0.15	0.16	0.14	0.16	0.18	0.18	0.14	0.15	0.14	0.1	0.11	0.06	0.05	0.087
MgO	6.57	5.58	5.83	6.36	5.57	6.65	6.31	6.07	5.06	7.29	7.77	11.31	11.93	15.58	5.2	10.06	5.14
CaO	8.18	9.91	10.04	9.76	11.26	12.41	7.65	8.24	8.82	7.56	9.93	10.37	10.71	6.97	1	1.09	0.59
Na ₂ O	1.97	2.18	2.13	2.03	2.08	1.97	4.05	3.75	3.76	3.17	3.14	2.64	1.32	0.9	0.35	0.51	0.37
K ₂ O	2.17	0.77	0.59	0.6	0.7	0.77	1.1	0.72	1	0.94	1.01	1.47	0.94	2.18	6.67	5.63	6.09
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.17	0.16	0.24	0.19	0.18	0.17	0.15	0.14	0.23	0.24	0.21	0.34	0.14	0.11	0.11
п.п.п.	2.97	2.12	1.55	1.3	–	–	4.43	4.29	3.43	4.84	–	–	–	–	4.03	7.97	4.04
H ₂ O	1.09	1.07	0.8	0.97	–	–	0.9	0.83	0.72	1.88	–	–	–	–	1.16	2.67	0.97
CO ₂	0.25	0.22	0.1	0.1	–	–	0.13	0.17	0.22	0.1	–	–	–	–	0.44	0.21	0.1
Сумма	101.3	101.2	99.9	101.1	99.87	99.93	101	101	100.9	100.6	99.85	99.84	99.73	99.76	101.6	102.9	99.9

Примечание: 1- 6 базальты, 7-14 габброиды, 15-17 – туфы; * – общее железо как Fe₂O₃. Note: 1-6 – basalts, 7-14 – gabbroids, 15-17 – tuffs; * - Fe₂O₃ is defined as general.

Составы габбро Гэрдвожского участка, также как и составы субщелочного габбро Северного Тимана, относятся к известково-щелочной серии пород. Для базальтов Гэрдвожского участка характерен толеитовый тренд, типичный и для пород трапповой формации. Туфы Гэрдвожского участка относятся к щелочной серии.

Для интерпретации особенностей исследуемых пород составы были пересчитаны по методу CIPW. В нормативном составе пород Гэрдвожского участка выявлены различия. Габбро содержат в нормативном составе оливин (10-12 %) и в незначительном количестве нефелин (0.5-2%), то есть они являются кремнезем недосыщенными породами. По этому параметру они соответствуют поздне-рифейским субщелочным габбро мыса Румяничный Северного Тимана. Для базальтов характерны нормативные кварц и гиперстен, следовательно они являются кремнезем пересыщенными породами и по этим характеристикам однотипны с базальтами и долеритами позднедевонской трапповой формации Тимана.

Таким образом впервые изучены магматические породы, вскрытые в пределах палеозойских отложений (валсовская свита (D_3vI)) на Среднем Тимане на восточном окончании поселения Тиман. Их выходы названы как Гэрдвожский участок. Среди пород участка выявлены габбро, базальты и литовитрокластические туфы. Установлено, что петрохимические характеристики базальтов соответствуют базальтам и долеритам трапповой формации позднедевонского возраста Тимана, а литовитрокластические туфы основного и среднего состава – палеозойской формации щелочных вулканитов Тимана. Габбро участка Гэрдвож являются субщелочными породами, характеризующимися отличными от известных магматических пород палеозойского возраста Тимана петрохимическими особенностями. По петрографии и петрохимии габбро соответствует субщелочным габброидам Северного Тимана позднерифейского возраста. Таким образом габбро участка Гэрдвож можно считать чужеродным по отношению к палеозойским магматическим породам Тимана, а тело, которое они образуют, считать крупным ксенолитом в пределах базальтовой толщи.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Андреев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 90 с.
2. Анферова Е.А., Удоратина О.В. Базальты Верхне-Ворыквинского покрова Среднего Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 22-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт. 2013. С. 8–12.
3. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л. Изд-во: Наука. 1987. 232 с.
4. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 2008. 348 с. ISBN 5-7691-1878-4.
5. Панева А.А., Куликова К.В., Бурцев И.Н. Внутриплитный палеозойский магматизм Среднего Тимана // Петрология магматических и метаморфических комплексов. 2016. № 8. С. 266–273.
6. Тиманский кряж [Текст]. В 2 т. Т. 2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика Земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы: монография. Ухта: УГТУ. 2010. 437 с. ISBN 978-5-88179-519-1.
7. Удоратина О.В., Андреев В.Л., Саватенков В.М. и др. Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. С. 128–131.

Образование флогопита в системе ортопироксен–гранат в присутствии флюида H_2O-KCl при 5 ГПа

Лиманов Е.В., Бутвина В.Г., Сафонов О.Г.

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) имени Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, limanov.ev@iem.ac.ru

Аннотация. В работе представлены результаты экспериментального исследования реакций образования флогопита в присутствии водно-солевого флюида H_2O-KCl при давлении 5 ГПа и температурах 900–1250 °С в системах пироп–энстатит + H_2O-KCl , гроссуляр–пироп–энстатит + H_2O-KCl , кноррингит–пироп–энстатит + H_2O-KCl . Установлено, что увеличение солевой составляющей во флюиде приводит к разложению алюминий содержащих минералов, таких как энстатит и гранат, а также к образованию флогопита. С увеличением X_{KCl} во флюиде происходит уменьшение количества алюминия в ортопироксене и увеличение количества хлора во флогопите. Установленные эффекты являются хорошими показателями активности KCl во флюиде в ходе процесса модального мантийного метасоматоза.

Ключевые слова: мантийный метасоматоз, эксперимент, флогопит, хлорид, флюид, KCl .

Formation of phlogopite in the orthopyroxene–garnet system in the presence of H_2O-KCl fluid at 5 GPa

Limanov E.V., Butvina V.G., Safonov O.G.

Korzhinsky's Institute of experimental mineralogy (IEM) RAS, Chernogolovka, limanov.ev@iem.ac.ru

Abstract. The paper presents the results of an experimental study of the reactions of phlogopite formation in the presence of aqueous-salt fluid H_2O-KCl at a pressure of 5 GPa and temperatures of 900–1250 °C in the systems of pyrope–enstatite + H_2O-KCl , grossular–pyrope–enstatite + H_2O-KCl , knorringite–pyrope–enstatite + H_2O-KCl . It was established that an increase in the salt component in the fluid leads to the decomposition of aluminum-containing minerals, such as enstatite and garnet, as well as the formation of phlogopite. With increasing X_{KCl} in the fluid, there is a decrease in the amount of aluminum in orthopyroxene and an increase in the amount of chlorine in the phlogopite. The established effects are good indicators of KCl activity in the fluid during the process of modal mantle metasomatism.

Key words: mantle metasomatism, experiment, phlogopite, chloride, fluid, KCl .

Введение

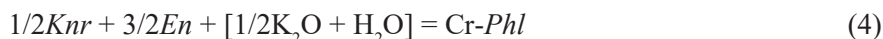
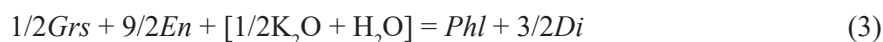
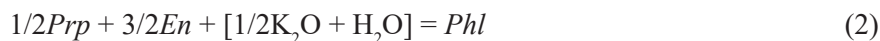
Ксенолиты мантийных пород претерпевают многочисленные изменения в ходе их взаимодействия с флюидами и расплавами различного состава и происхождения. Помимо позднего кимберлитового метасоматоза ксенолиты подвергаются влиянию раннего, мантийного метасоматоза, в результате которого образуются минералы нехарактерные для первичного перидотитового парагенезиса (например, флогопит, амфибол, титанит, ильменит, апатит, карбонаты, сульфиды и др.). Наложение различных стадий мантийного метасоматоза, приводит к формированию гетерогенного состава мантии, о чём свидетельствуют многочисленные исследования ксенолитов, выведенных на поверхность расплавами кимберлитов и щелочных базальтов на всех континентах (Соболев, 1974; Dawson, 1980).

Активности вполне подвижных компонентов (Коржинский, 1973) играют роль интенсивных параметров, контролирующих протекающие в ходе метасоматоза реакции. Помимо H_2O и CO_2 в роли вполне подвижных компонентов в модальном мантийном метасоматозе могут выступать K и Na об активной участии которых свидетельствуют многочисленные минералогические и геохимические данные (Kamenetsky et al., 2013). Щелочные компоненты растворяются во флюидах в виде различных солей, среди которых особенно важную роль играют хлориды (Сафонов и Бутвина, 2016). В ходе взаимодействия мантийных пород с щелочными флюидами, помимо изменения составов первичных минералов, происходит новообразование K и Na -содержащих минералов, например, флогопита — типичного минерального индикатора модального мантийного метасоматоза. образо-

вание флогопита в мантийных породах в ходе их взаимодействия с К-содержащими флюидами может объясняться следующей реакцией (Сафонов и Бутвина, 2013; 2016):



или $5En + Grt + [\text{K}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O}] = Phl + Di$, которая представляет собой комбинацию трёх граничных реакций



В данных модельных реакциях щелочной компонент представлен в виде оксида K_2O . В природных же флюидах калий присутствует в виде других соединений, в виде различных солей (хлоридов, карбонатов и др). Указанные реакции воспроизводят процесс постепенного преобразования верхнемантийных гранатовых лерцолитов и гарцбургитов через бессвинцовые флогопит-содержащие перидотиты в флогопитовые верлиты. Подобные ксенолиты хорошо известны в кимберлитах (напр. van Achterbergh et al., 2001).

Исследование реакций, ответственных за образование флогопита в породах мантии в ходе модального мантийного метасоматоза является ключом к пониманию механизма данного процесса. Экспериментально установленные закономерности изменения минеральных ассоциаций и составов минералов от активностей К и Na во флюидах, могут быть применимы для оценки активностей К и Na, а также составов самих флюидов.

Стартовые материалы и методика

Нами были проведены экспериментальные исследования в системах пироп–энстатит + H_2O –KCl (соответствует реакции 2), гроссуляра–пироп–энстатит + H_2O –KCl (соответствует реакции 3) и кноррингит–пироп–энстатит + H_2O –KCl (соответствует реакции 4). В качестве стартового состава были использованы гелевые смеси пироба, гроссуляра, кноррингита, а также порошки брусита и кварца. KCl вводился в расчёте на необходимые в эксперименте значения $X_{\text{KCl}} = \text{KCl}/(\text{KCl} + \text{H}_2\text{O})$ (0, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4). Все эксперименты проводились при давлении 5 ГПа и температуре 1000 °С. В системе пироп–энстатит + H_2O –KCl проведены также эксперименты при температурах 900 °С и 1250 °С. Для моделирования в физико-химическом эксперименте Р-Т-условий верхней мантии использовался аппарат высокого давления «наковальня с лункой» НЛ-13Т. Аналитические исследования продуктов экспериментов выполнялись с помощью электронного микроскопа CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM), оснащенного EDS INCA Energy 350, и микроскопа Tescan VEGA-II XMU, оснащенного EDS INCA Energy 450 и WDS Oxford INCA Wave 700. Работа выполнена в Институте экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН (ИЭМ РАН).

Результаты

В системе пироп–энстатит + H_2O –KCl при температуре 1250 °С в системе присутствует большое количество расплава, флогопит не образуется, что говорит о невозможности воспроизведения метасоматических процессов в данных условиях. При температурах 900 °С и 1000 °С, при $X_{\text{KCl}} = 0$ в системе образуются пироп и алюминий-содержащий энстатит. При $X_{\text{KCl}} = 0.05$ в исходном флюиде среди продуктов опытов появляются продукты закалки, свидетельствующие о присутствии в системе небольшого количества расплава. При $X_{\text{KCl}} = 0.1$ начинает образовываться флогопит. При $X_{\text{KCl}} = 0.1$ и температуре 900 °С, а также при $X_{\text{KCl}} = 0.2$ и температуре 1000 °С в системе обнаружен кианит. С увеличением X_{KCl} во флюиде в системе уменьшается количество пироба и энстатита (согласно реакции 2) так, что при $X_{\text{KCl}} = 0.4$ флогопит доминирует среди продуктов экспериментов, а пироп и энстатит редки (при 900 °С) или отсутствуют (при 1000 °С).

В системе гроссуляра–пироп–энстатит + H_2O –KCl при $X_{\text{KCl}} = 0$ образуются гранат с $X_{\text{Grs}} \sim 0.03$ –0.04, алюминий-содержащий энстатит и диопсид. При $X_{\text{KCl}} = 0.05$ из продуктов опытов исчезает диопсид, что отражается на составе граната, повышая его X_{Grs} до 0.24–0.26 (рис. 1). В системе также появля-

ется небольшое количество расплава. При $X_{\text{KCl}} = 0.1$ среди продуктов опытов вновь появляется диопсид, а также новообразованный флогопит. С увеличением X_{KCl} во флюиде количество энстатита и граната в системе уменьшается (согласно реакции 3) так, что при $X_{\text{KCl}} = 0.4$ энстатит и гранат отсутствуют, а в системе доминируют флогопит и диопсид.

Составы гранатов в данной системе контролируются двумя одновременно-протекающими реакциями:



При малых количествах солевой составляющей во флюиде в системе преобладает реакция 5, что приводит к исчезновению диопсида, а также к увеличению X_{Grs} в гранате. С ростом X_{KCl} во флюиде в системе начинает доминировать реакция 6, в результате которой количество граната в системе, а также его X_{Grs} снижается (рис. 1).

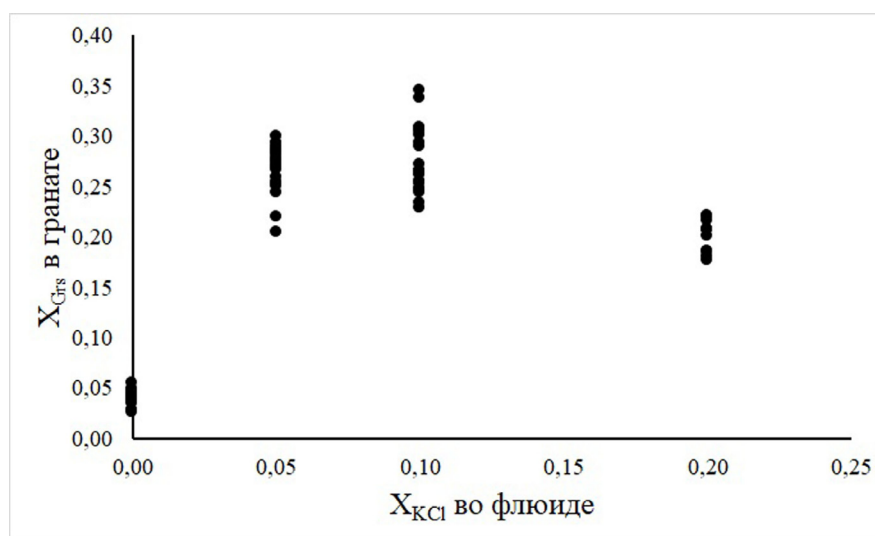


Рис. 1. График зависимости X_{Grs} в гранате от X_{KCl} во флюиде в системе гроссуляр–пироп–энстатит + H_2O –KCl.

Fig. 1. A plot of X_{Grs} in the garnet versus X_{KCl} in the fluid in the grossular–pyrope–enstatite + H_2O –KCl system.

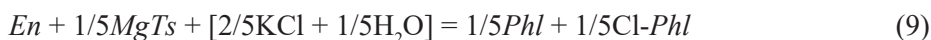
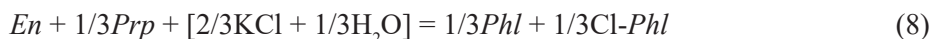
В системе кноррингит–пироп–энстатит + H_2O –KCl при $X_{\text{KCl}} = 0$ образуются гранат с $X_{\text{Knr}} \sim 0.08 - 0.09$ и алюминий-содержащий энстатит. При $X_{\text{KCl}} = 0.05$ в системе встречаются продукты закалки, свидетельствующие о наличии в ней небольшого количества расплава. При $X_{\text{KCl}} = 0.1$ среди экспериментальных продуктов появляется флогопит. При $X_{\text{KCl}} = 0.2$ в системе присутствует хром-содержащий кианит (содержание Cr_2O_3 до 7 мас. %). Появление кианита сопровождается уменьшением X_{Knr} в гранате до значений 0.04–0.05. Хром-содержащая шпинель не образуется. С увеличением X_{KCl} содержание Cr_2O_3 в энстатите увеличивается от 0.58 до 1.44 мас. %, что приводит к уменьшению его глинозёмистости, а содержание Cr_2O_3 в сосуществующем с энстатитом флогопите снижается с 2.1 до 1.2 мас. %. При $X_{\text{KCl}} = 0.4$ в системе доминирует флогопит, энстатит и гранат отсутствуют.

Кианит, встречающийся среди экспериментальных продуктов в системах пироп–энстатит + H_2O –KCl и кноррингит–пироп–энстатит + H_2O –KCl, образуется в ходе разложения пироба по реакции



Наличие SiO_2 во флюиде объясняется либо изначально небольшим избытком данного компонента в стартовых смесях, либо повышенной растворимостью SiO_2 во флюиде в равновесии с $Phl + En$ (Schneider and Eggler, 1986). Отсутствие среди экспериментальных продуктов форстерита, типичного продукта инконгруэнтного растворения флогопита в водном флюиде, является косвенным признаком повышенной активности SiO_2 во флюиде.

Увеличение X_{KCl} во флюиде во всех трёх системах сопровождается последовательным разложением богатых алюминием фаз, таких как гранат и энстатит. Полученные взаимоотношения указывают на последовательное осуществление следующих реакций



Реакция 9 проявляется в снижении содержания алюминия в энстатите с увеличением X_{KCl} в стартовом флюиде (рис. 2).

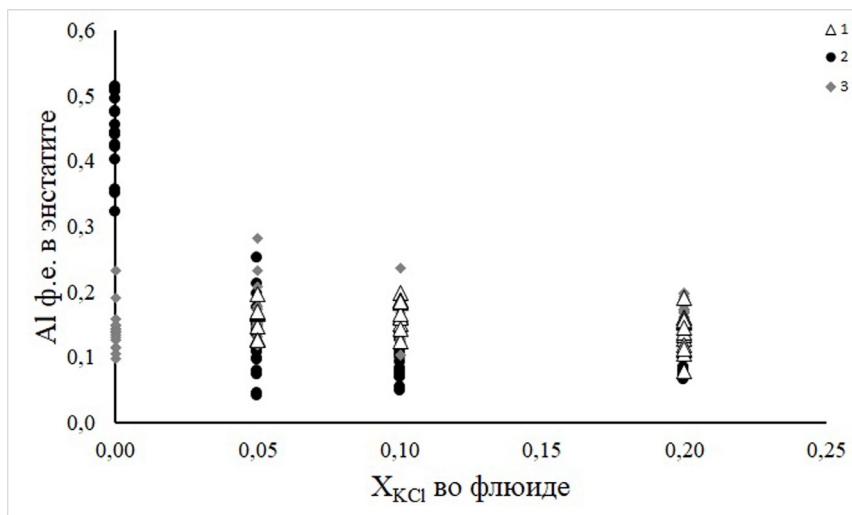


Рис. 2. График зависимости содержания алюминия (ф.е.) в энстатите от X_{KCl} во флюиде в системах: 1 – пироп-энстатит + $\text{H}_2\text{O-KCl}$ при 900°C ; 2 – гроссуляр-пироп-энстатит + $\text{H}_2\text{O-KCl}$; 3 – кноррингит-пироп-энстатит + $\text{H}_2\text{O-KCl}$.

Fig. 2. A plot of aluminum content (f.u.) in enstatite versus X_{KCl} in the fluid in the systems: 1 – pyrope-enstatite + $\text{H}_2\text{O-KCl}$ at 900°C ; 2 – grossular-pyrope-enstatite + $\text{H}_2\text{O-KCl}$; 3 – knorringite-pyrope-enstatite + $\text{H}_2\text{O-KCl}$.

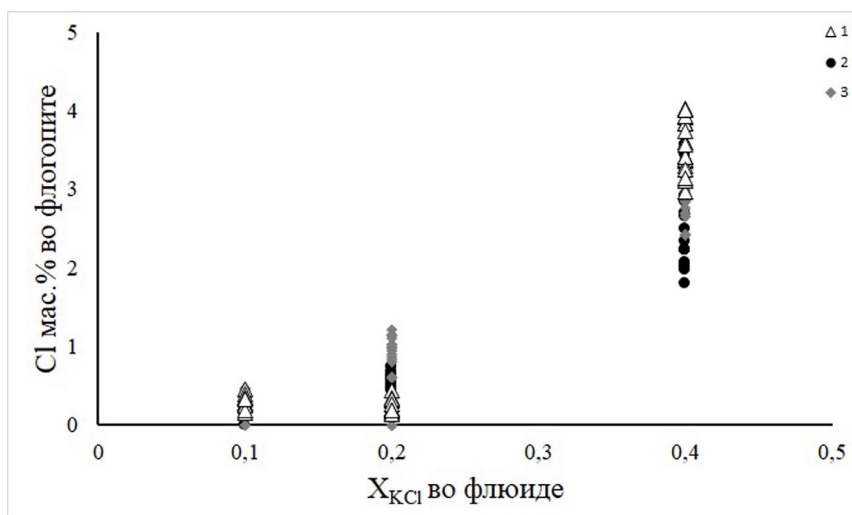


Рис. 3. График зависимости содержания хлора (мас. %) во флогопите от X_{KCl} во флюиде в системах: 1 – пироп-энстатит + $\text{H}_2\text{O-KCl}$ при 900°C ; 2 – гроссуляр-пироп-энстатит + $\text{H}_2\text{O-KCl}$; 3 – кноррингит-пироп-энстатит + $\text{H}_2\text{O-KCl}$.

Fig. 3. A plot of chlorine content (wt. %) in phlogopite versus X_{KCl} in the fluid in the systems: 1 – pyrope-enstatite + $\text{H}_2\text{O-KCl}$ at 900°C ; 2 – grossular-pyrope-enstatite + $\text{H}_2\text{O-KCl}$; 3 – knorringite-pyrope-enstatite + $\text{H}_2\text{O-KCl}$.

С увеличением солевой составляющей во флюиде количество флогопита в системах увеличивается, а в самом минерале возрастает содержание Cl, достигая в некоторых случаях значений 4.03 мас. % (в системе пироп-энстатит + H₂O-KCl при 900 °C) при X_{KCl} = 0.4 (рис. 3).

Подобные «ураганные значения» могут быть обусловлены тем, что при X_{KCl} = 0.4 в системе присутствует не водно-солевой флюид, а расплав KCl с растворённой в нём водой.

Из результатов экспериментов видно, что богатые алюминием энстатит и гранат становятся нестабильными в присутствии щелочного флюида H₂O-KCl. В системе начинает образовываться флогопит, воспроизводя процесс трансформации мантийных пород во флогопит-содержащие комплексы. Изменение количества алюминия в энстатите и хлора во флогопите по реакции 9 являются хорошими показателями активности KCl во флюиде. Данные эффекты могут быть использованы в последствии для количественного определения активности и концентрации KCl во флюиде в процессах модального мантийного метасоматоза.

Литература

1. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука. 1973. 288 с.
2. Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Реакции – индикаторы активности K и Na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование // Геохимия. 2016. № 10. С. 893–908.
3. Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Взаимодействие модельного перидотита с флюидом H₂O-KCl: эксперимент при давлении 1.9 ГПа и его приложение к процессам верхнемантийного метасоматоза // Петрология. 2013. 21 (6). С. 654–672.
4. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
5. Dawson J. B. Kimberlites and their xenoliths. Berlin: Springer. 1980. 252 p.
6. Kamenetsky V.S., Grutter H., Kamenetsky M.B., Goman K. Parental carbonatitic melt of the Koala kimberlite (Canada): Constraints from melt inclusions in olivine and Cr-spinel, and groundmass carbonate // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 96-111.
7. Schneider M. E., Eggler D. H. Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. 50(5). P. 711–724.
8. Van Achtebergh E, Griffin WL, Stiefenhofer J. Metasomatism in mantle xenoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V.141. P. 397–414.

Кольский филиал АН СССР: страницы истории ФИЦ КНЦ РАН

Макарова Е.И.

Научный архив ФИЦ КНЦ РАН, Анапты, makarova@admksk.apatity.ru

Аннотация. В 1949 г. был создан Кольский филиал АН СССР, ознаменовав переход кольской науки на новый этап развития, связанный с организацией новых институтов в системе Академии наук СССР и рождением новых научных направлений. Функционируя как научный комплекс с централизованным управлением системой научных и научно-вспомогательных объектов на всей территории Европейской Арктики четыре десятилетия Кольский филиал АН СССР в 1989 году был преобразован в Кольский научный центр АН СССР с переходом его институтов на самостоятельный баланс. Пройдя нелегкий пореформенный период 1990-х – 2000-х гг., Кольский научный центр в 2017 г. снова вернулся к необходимости централизованного управления в рамках Федерального исследовательского центра как наиболее оптимальной управленческой системы организации региональной науки.

Ключевые слова: Академия наук СССР, Кольская база АН СССР, Кольский филиал АН СССР, Первая послевоенная закрытая расширенная сессия Ученого совета Кольской научно-исследовательской базы им. С.М. Кирова АН СССР, Кольский научный центр АН СССР, Федеральный исследовательский центр Кольский научный центр.

Kola Branch of the USSR AS: pages of FRC KSC RAS history

Makarova E.I.

Scientific Archive FRC KSC RAS, Apatity, makarova@admksk.apatity.ru

Abstract. The Kola Branch of the USSR Academy of Sciences was established in 1949 to mark the turn of the Kola science to a new stage of its development. It was confined to establishing of new institutes in the USSR Academy of Sciences and development of new scientific fields. The Kola Branch of the USSR AS had been operating as a scientific complex with a centralized control over a system of scientific and scientific-subsidary bodies over the whole European Arctic for 4 decades. In 1989 it was reorganized into the Kola Science Centre of the USSR AS, and its institutes became autonomous. After the challenging reforms in the 1990s-2000s, in 2017 the Kola Science Centre came back to the necessity of the centralized administration in the form of a Federal Research Centre as the most appropriate system of the regional science management.

Key words: USSR Academy of Sciences, Kola Station of the USSR AS, Kola Branch of the USSR AS, S.M. Kirov's The First Post-War Closed Extended Session of the Scientific Council of the Kola Scientific Research Station USSR AS, Kola Science Centre USSR AS, Federal Research Centre Kola Science Centre.

70 лет назад Постановлением Президиума АН СССР от 6 октября 1949 г. Кольская база АН СССР была реорганизована в Кольский филиал АН СССР, который просуществовал в этом статусе сорок лет до 1988 года.

Вглядываясь в историю промышленного освоения и урбанизации Европейского Севера России в XX столетии, мы видим свидетельства величайших преобразований общества и науки. Глубокие социальные преобразования сопровождались революцией в естествознании и рождением новых научных направлений. Среди имен ученых, прославивших отечественную науку в эпоху промышленного освоения Кольского Севера, значатся имена академика А.Е. Ферсмана, академика Д.С. Белянкина, академика А.В. Сидоренко, академика В.Т. Калининкова, академика Н.Н. Мельникова, академика Ф.П. Митрофанова, чл-корреспондента АН СССР Г.И. Горбунова, д.г.м.н. Е.К. Козлова, д.г.м.н. И.В. Белькова – этот список можно продолжить и другими замечательными именами.

С их деятельностью, научной и организационной, связано рождение первого научного учреждения АН СССР в Арктике стационарного типа – Хибинской исследовательской горной станции – Кольской базы АН СССР и превращение ее в 1949 г. в комплексный исследовательский научный центр – Кольский филиал АН СССР. Кольский филиал АН СССР был создан 70 лет назад и успешно развивался четыре десятилетия до конца 1988 года как научный комплекс в форме централизован-

ного управления системой научных и научно-вспомогательных объектов на всей территории Европейской Арктики. В 1989 год Кольский филиал АН СССР вступил уже как Кольский научный центр АН СССР с переходом институтов Центра на самостоятельный баланс. Пройдя нелегкий пореформенный период 1990-х – 2000-х гг., Кольский научный центр в 2017 г. снова вернулся к необходимости централизованного управления в рамках Федерального исследовательского центра как наиболее оптимальной управленческой системы организации региональной науки.

70 лет спустя вспомним как это начиналось...



В 1948 г. официальным руководителем Базы был назначен академик Д.С. Белянкин. Тогда же на Кольском полуострове состоялась первая научная конференция послевоенного периода, запланированная А.Е. Ферсманом на сентябрь 1945 г. Первая послевоенная закрытая расширенная Сессия ученого совета Кольской базы им. С.М. Кирова АН СССР, проходила в Кировске с 10 по 15 июня 1948 г. и фактически ознаменовала наступление нового этапа в истории кольской науки, став точкой отсчета нового этапа индустриализации Мурмана (Макарова и др., 2017). Первый секретарь Мурманского обкома ВКП(б) А.М. Кутырев, нацеливая в своем докладе ученых на приоритеты новой жизни послевоенного периода Мурмана, сказал: «Мы рассчитываем, что возникнут и новые проблемы, подсказанные дальнейшим изучением недр области. Математические формулы со многими неизвестными не подходят для геологии, но чем больше мы будем знать, тем больше удастся восполнить пробелы между изученным и неизученным, ибо по современным геологическим данным даются прогнозы о возможности нахождения новых полезных ископаемых» (Макарова и др., 2017).

Через год Кольская база была преобразована в Кольский филиал АН СССР. Мурманская область вступила в новый период развития экономики, при этом состояние знаний о недрах региона затрудняло планирование развития производительных сил и формирование промышленных комплексов, вернувшихся из эвакуации и функционировавших в регионе. Область нуждалась в научном обеспечении активно развивающихся железорудной и горнодобывающей промышленности, базирующихся на освоении руд Ены и Оленегорска. Начал действовать Печенгский никелевый комбинат, уничтоженный во время войны, наращивал темпы добычи апатито-нефелиновой руды комбинат «Апатит». Предприятия нуждались в новых источниках сырья, и геологам предстояло найти их. Здесь требовался энтузиазм ученых и боевой задор молодых специалистов, приехавших на Кольский Север в послевоенный период. Особое место в истории кольской науки занимают ученые,

пришедшие на Кольскую базу с полей войны. Сидоренко А.В., Бельков И.В., Воронков Н.А., Иванов А.М., Исаев С.И., Козлов Е.К., Кузнецов В.В., Курбатов С.С., Панасенко Г.Д., Сахаров А.С., Чумаков А.А. – благодаря их жизненному опыту, приобретенному в горниле войны, кольская наука внесла ускорение в реализацию задач, поставленных страной перед учеными в последующие послевоенные пятилетки.

В 1952 г. А.В. Сидоренко возглавил Кольский филиал АН СССР, к этому времени в структуре Филиала зародился и был учрежден первый научный институт – Геологический. Началось строительство Академгородка уже на территории Нового города – будущего г. Апатиты.

Интересно, что начальный проект Академгородка и одновременно центра будущего городановостройки предполагал совсем другой вид. В Научном архиве сохранились фотоматериалы предполагаемого проекта архитектора Г.И. Сорокина. В фотомакете новостройки предполагаемого центра города Апатиты угадываются черты сталинской социалистической эпохи с ее торжественностью и фундаметализмом. Но этот проект не получил путевку в жизнь – строительство осуществлялось уже при Н.С.Хрущеве, который как известно тяготел к простоте архитектурного замысла. Облик административного здания Кольского филиала был существенно упрощен, лишившись верхних этажей и башенок сверху. Не были построены и боковые здания с макета.



Панорама г. Апатиты приобрела совсем другой вид и решение:



В 1960-е гг. Кольский филиал переехал в Новый город, Академгородок, несмотря на «хрущевскую» архитектурную реформу, стал главной достопримечательностью и украшением рождающегося г. Апатиты, получившего свой статус в 1966 г. В Кировске на прежней территории оставался Полярно-альпийский ботанический сад-институт, с его уникальными коллекциями и особым статусом единственного ботанического научного подразделения в Заполярье, сохранявшегося вплоть до 1990-х гг.



Постановлением Госкомитета Совмина СССР № 72 от 16 ноября 1967 г. Полярно-альпийский ботанический сад КФАН СССР в г.Кировске получил статус института в составе Кольского филиала АН СССР.

Академгородок активно расширялся: в 1967 г. был введен в эксплуатацию корпус Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья КФАН СССР (ИХТРЭМС).



В августе 1970 г. введено в эксплуатацию здание Полярного геофизического института КФАН СССР – левое крыло здания ИХТРЭМС.

В декабре 1974 г. построено здание Горного института КФАН СССР, украсившее своим внушительным видом ул.Ферсмана, одну из центральных в г. Апатиты.

В сквере у Горного института в 1980-м г. академик А.В. Сидоренко торжественно открыл памятник академику А.Е. Ферсману.



Затем в 1980-е гг. на территории Академгородка были построены: автобаза на 50 машин, 80-квартирный жилой дом, больница с поликлиникой, д/с на 140 мест, опытно-промышленная обогатительная установка, западная магистраль, новая АТС на 600 номеров, 4 км автодороги.



В 1982 г. на берегу озера Имандра был введен в эксплуатацию санаторий-профилакторий «Имандра» для сотрудников Кольского филиала на 50 мест (ныне гостиничный комплекс «Тьетта»).



В 1983 г. в Академгородке появился первый в г.Апатиты спортивный комплекс «Наука».

Такое активное расширение Академгородка предполагало активизацию роста научных учреждений в составе КФАН СССР и было отнюдь не случайным явлением - Кольский филиал 27 сентября 1988 г. Постановлением Президиума АН СССР № 1113 Кольский филиал АН СССР преобразован в Кольский научный центр АН СССР(КНЦ АН СССР) на основании постановления ЦК КПСС и Совета Министров № 388 от 10 марта 1988 г.



КНЦ АН СССР к этому времени по праву занимал ключевые позиции в координации научно-исследовательских работ по региональным научно-техническим программам и интернациональным проектам в рамках Совета Баренц-региона. Расширилась структура КНЦ:

На базе Отдела экономических исследований в 1987 г. создан Институт экономических проблем Кольского филиала им. Кирова АН СССР. 31 января 1989 г. Постановлением Президиума АН СССР № 103 в составе Кольского научного центра АН СССР создан Институт информатики и математического моделирования технологических процессов. 27 июня 1989 г. Постановлением Президиума АН СССР № 577 в составе Кольского научного центра АН СССР создан Институт проблем промышленной экологии Севера. 10 сентября 1990 г. Постановлением Президиума АН СССР на базе Отдела энергетики создан Институт физико-технических проблем энергетики Севера Кольского научного центра РАН. Сентябрь 1991. Создан Кольский региональный сейсмологический центр КНЦ АН СССР (КРСЦ) на правах самостоятельного научного подразделения КНЦ

Политические перемены в стране и распад СССР повлияли на статус КНЦ – 21 ноября 1991 г. Указом Президента РСФСР «Об организации Российской академии наук» Академия наук получила статус самоуправляемой научной организации. Кольский научный центр вошел в состав РАН как региональный научный центр.

В 2010 г. КНЦ РАН отметил свое 80-летие. Это было последнее совместное праздничное мероприятие институтов КНЦ, часть из которых, потеряв свою финансовую самостоятельность, вошла в состав КНЦ на правах научных подразделений, а часть вышла из состава КНЦ.

В следующее 10-летие КНЦ РАН вступил в новую волну реформ и преобразований: в 2013 году был передан из РАН под управление ФАНО России, под эгидой которого прошел путь реформирования, завершившийся в 2017 году образованием Федерального исследовательского центра под руководством член-корреспондента РАН С.В. Кривовичева и переходом в 2018 году под управление Министерства науки и высшего образования. Так Кольский научный центр в 2017 г. в рамках Федерального исследовательского центра вернулся к форме централизованного управления как *«наиболее оптимальной управленческой системы организации региональной науки»*.

Сегодня ФИЦ КНЦ РАН – это комплексное научное учреждение, включающее 10 институтов. В его структуре трудятся более 440 исследователей: 222 кандидата наук; 57 докторов наук, среди которых – 177 молодых ученых (в возрасте до 39 лет). ФИЦ КНЦ РАН осуществляет фундаментальные исследования особенностей природной среды Евро-Арктического региона и обеспечивает научную основу для оценки его ресурсного потенциала с целью разработки рациональной стратегии освоения северных территорий. Новый этап истории существования ФИЦ КНЦ РАН

С.В. Кривовичев характеризует как время больших перемен: «Новое время ставит новые задачи перед страной, перед правительством, перед Российской академией наук. <...> Впереди большие задачи – укрепить и нарастить научный и технический потенциал, усилить старые и создать новые точки роста в области науки и технологий, обновить кадровый состав молодыми талантливыми исследователями. Мы открыты к сотрудничеству со всеми и будем работать на благо нашей Родины, – к этому нас обязывает наше прошлое – славные традиции Российской академии наук, традиции Кольского научного центра. Вперед – к новым научным достижениям, интересным и важным результатам, новым изобретениям и технологиям!» (Кривовичев С.В., 2018).

Литература

1. Макарова Е.И., Петров В.П., Токарев А.Д. Советский опыт научного сопровождения освоения природных ресурсов Кольского Севера в 1-й половине XX века // «После Октябрьской революции. События и судьбы в истории Кольского Севера 1-ой половины XX века». К 100-летию Великой российской революции. Материалы научно-практической конференции. 20 октября 2017 г. Кировск, 2017. С. 30–35.
2. Макарова Е.И., Петров В.П., Токарев А.Д. История послевоенного развития академической науки по материалам послевоенных сессий Ученого совета Кольской базы АН (1948-1949 гг.) // Труды Кольского научного центра РАН, Гуманитарные исследования. 4/2017 (8). Вып. 11. Апатиты. 2017. С. 14–35.
3. <https://www.ksc.ru/o-tsentre/>.

Геолого-петрологические особенности эклогитов острова Столбиха (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита)

Максимов О.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, olemaximov@mail.ru

Аннотация. Получены новые геологические и петрологические данные о докембрийских эклогитах Гридинского меланжа Беломорской провинции. В строении будины эклогитов на острове Столбиха установлены ранние полосчатые и поздние массивные компоненты, которые, возможно, отражают две стадии эклогитизации пород комплекса. Ранние преобразованные эклогиты-I представлены диопсид-плагиоклазовыми симплектитамы-I с реликтами омфациита-I (содержание жадеита 28 %) и граната (условия образования $T=750^{\circ}\text{C}$ и $P=14\text{кбар}$). Поздние массивные эклогиты-II формируются по ранним эклогитам-I с образованием новой генерации омфациита-II и граната. Этапы метаморфических преобразований массивных пород: 1) эклогитовая фация при $T=700-800^{\circ}\text{C}$ и $P=14-17\text{кбар}$; 2) высокобарная гранулитовая фация при $T=750-850^{\circ}\text{C}$ и $P=12-15\text{кбар}$; 3) высокобарная амфиболитовая фация при $T=600-650^{\circ}\text{C}$ и $P=8-11\text{кбар}$.

Ключевые слова: эклогит; метаморфизм; докембрий; Беломорская провинция; Фенноскандинавский щит.

Geology and petrology of eclogites in the Stolbikha Island (Belomorian Province, Fennoscandian Shield)

Maksimov O.A.

Institute geology KarRC RAS, Petrozavodsk, olemaximov@mail.ru

Abstract. New geological and petrological data on Precambrian eclogites from the Gridino mélange, Belomorian Province, were obtained. An eclogite boudin from Stolbikha Island was found to comprise early banded and late massive units that seem to reflect two rock eclogitization stages of the complex. Early metamorphosed eclogites-I occur as diopside-plagioclase symplectites-I with relics of omphacite-I (jadeite content 28 %) and garnet (conditions of formation: $T=750^{\circ}\text{C}$ and $P=14\text{kbar}$). Late massive eclogites-II were derived after early eclogites-I, forming a new generation of omphacite-II and garnet. Metamorphic alteration stages of massive rocks: 1) eclogite facies at $T=700-800^{\circ}\text{C}$ and $P=14-17\text{kbar}$; 2) high-pressure granulite facies at $T=750-850^{\circ}\text{C}$ and $P=12-15\text{kbar}$; 3) high-pressure amphibolites facies at $T=600-650^{\circ}\text{C}$ and $P=8-11\text{kbar}$.

Key words: eclogite; metamorphism; Precambrian; Belomorian Province; Fennoscandian Shield.

В ходе изучения Беломорской провинции Фенноскандинавского щита были обнаружены эклогиты и продукты их ретроградного преобразования (Володичев и др., 2004, Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012 и др.). В районе с. Гридино установлены два эпизода эклогитового метаморфизма: архейский в телах основных пород и палеопротерозойский в дайках габброноритов (Володичев и др., 2004). Эклогиты, в основной массе ретроградно преобразованные, являются преобладающей составляющей обломочного компонента Гридинского меланжа и крайне важным объектом для понимания характера геодинамических процессов в раннем докембрии. Несмотря на длительную историю изучения этих пород, у исследователей нет единого мнения о времени и кратности проявления эклогитового метаморфизма в этом регионе. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о высокобарном метаморфическом событии в архейское время (Володичев и др., 2004; Li et al., 2015). Однако в последнее время многие ученые изотопно-геохимическими и минералогическими данными обосновывают исключительно палеопротерозойский возраст, около 1.9 млрд. лет всех эклогитов Гридинской структуры (Yu et al., 2017; Brown, Johnson, 2018). Следует также привести точку зрения о том, что возраст эклогитового метаморфизма, установленно-го в эклогитизированных габброидах, в рассматриваемом районе – 2.82-2.78 млрд. лет (Dokukina, Konilov, 2011).

В данной статье представлены новые геологические и петрологические данные об эклогитах Гридинского меланжа Беломорской провинции. Детально изучено, с акцентом на внутреннюю неоднородность, тело эклогитов в юго-восточной части острова Столбиха, которое ранее было описа-

но в статьях (Володичев и др., 2004; Li et al., 2015). Вмещающие породы представлены мигматизированными биотитовыми гнейсами (\pm гранат, амфибол, диопсид).

В строении будины острова Столбиха установлены преобразованные полосчатые и массивные эклогиты. Прослеживается плавный переход от полосчатых к массивным эклогитам с постепенным изменением минерального состава пород.

Полосчатые преобразованные эклогиты имеют полосчатую и сланцеватую текстуру с чередованием меланократовых амфиболлизированных зон с массивными симплектитам (А) и лейкократовых светло-зеленых прослоев с ориентированными симплектитам (Б).

(А) Меланократовые участки породы представлены $\text{Grt}^1\text{-Bt-Cpx-Amp-Pl-Qz} \pm \text{Ttn}$, Rt минеральной ассоциацией. Характерной особенностью породы является наличие массивных диопсид-плагиоклазовых симплектитов и повышенное содержание вторичного амфибола.

Клинопироксен представлен в виде дактилитовых сростаний с плагиоклазом в симплектитах (сод. Jd 4-10 %, An 25-30 %) и отдельных более крупных не зональных зерен (Jd 6-11 %). Наиболее высокое содержание жадеита обнаружено в реликте омфацита (Jd 28 %) из включения в центральной части граната. Для оценки первичного состава симплектитов из матрикса породы сделаны площадные определения химического состава наиболее массивных биминеральных Di-Pl сростаний, исключая участки с амфиболом. Химический состав исследованных областей соответствует омфациту с содержанием жадеитового компонента от 20 до 28 %.

Гранат имеет идиоморфную или гипидиоморфную вытянутую форму, содержит включения клинопироксена, плагиоклаза, цоизита, амфибола и кварца. Внешняя граница граната окаймляется плагиоклазом или амфиболом. Установлены следующие вариации состава граната: пиропы 14-21 %, альмандин 37-44 %, гроссуляра 28-34 %.

Амфибол представлен самостоятельными крупными зернами либо каймами обрастания вокруг симплектитов. Он относится к кальциевой серии, в основном это паргасит, а также чермакит и магнезиальная роговая обманка.

Среди зерен плагиоклаза встречаются зональные кристаллы с высоким содержанием анортитового компонента до 90 %, в центральной части которых часто встречаются таблитчатые зерна цоизита или эпидота. Среднее содержание анортитового компонента в плагиоклазе из матрикса породы колеблется от 20 до 50 %.

(Б) Лейкократовые породы обладают близким минеральным составом $\text{Grt-Cpx-Amp-Pl-Qz} \pm \text{Ttn}$, Rt . От меланократовых участков отличаются хорошо выраженной плоскостной текстурой, образованной ориентированными деформированными сростками клинопироксена и плагиоклаза. В породе содержится меньше амфибола, а для клинопироксена характерна удлиненная таблитчатая форма зерен (Jd 2-11 %). В участках породы с высоким содержанием клинопироксена сохраняются симплектитовые клинопироксен-плагиоклазовые сростания (Jd 2-8 %). Оценки первичного химического состава симплектитов по площади отвечают омфациту (Jd около 20 %). Остальные минералы породы имеют схожие характеристики с зоной (А).

Последовательность смены минеральных ассоциаций и P-T -условия их образования для полосчатых преобразованных эклогитов выглядят следующим образом:

1) Ранний Grt-Omp минеральный парагенезис отражает максимальные условия метаморфизма с $\text{T} = 750^\circ\text{C}$ и $\text{P} = 14$ кбар, что соответствует эклогитовой фации в пограничной области с высокобарной гранулитовой фацией метаморфизма (температуры рассчитана с помощью биминерального Cpx-Grt геотермометра (Powell, 1985), давление по содержанию Jd в Cpx (Holland, 1980));

2) Минеральная ассоциация $\text{Grt-Cpx-Amph-Bt-Pl-Qz}$ образовалась при снижении давления до 11-14 кбар и некотором увеличении температуры $750\text{-}900^\circ\text{C}$, то есть в условиях декомпрессионного ретроградного преобразования в области высокобарной гранулитовой фации (здесь и далее в тек-

¹ Сокращения минералов приняты по (Kretz, 1983). Кроме того, Jd – содержание жадеитового компонента в клинопироксене, An – содержание анортитового компонента в плагиоклазе.

сте давления и температуры рассчитаны методом TWEEQU (Berman, 1991) с использованием программ TWQ_Comb и TWQ_View Д.В. Доливо-Добровольского).

В массивных эклогитах обнаружены реликтовые линзовидные включения полосчатых интенсивно амфиболизированных эклогитов (рис. 1 а), состоящие на 90 % из амфибола с редкими зернами омфациита и граната. От вмещающих эклогитов эти участки отделяет граница с резким переходом от амфибола к омфациит-гранатовому минеральному парагенезису. На контакте с вмещающими эклогитами зерна омфациита содержат включения амфибола. Амфиболы из включений в омфациите и в линзе амфиболитов имеют близкий состав.

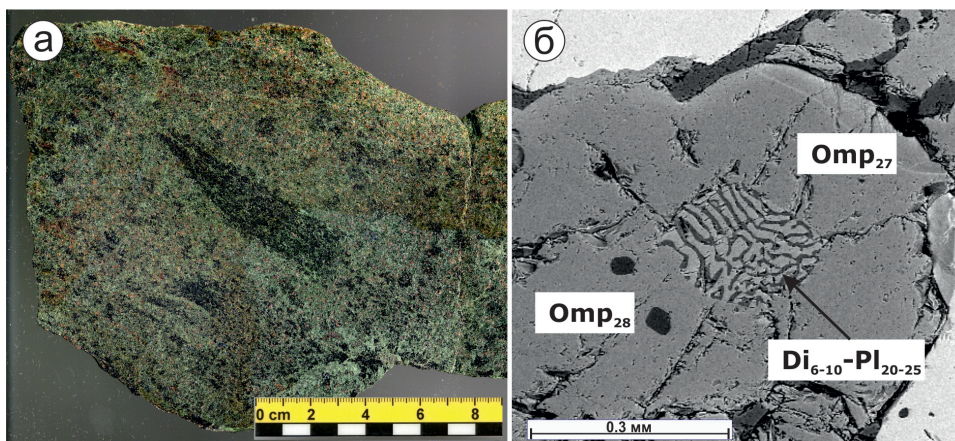


Рис. 1. (а) – массивные эклогиты с реликтовой линзой амфиболитов; (б) – включения дактилитовых Di-Pl симплектитов в монокристалле Omp, изображение в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 1. (a) – massive eclogites with relict amphibolite lens; (б) – dactylitic Di-Pl symplectite inclusions in single crystal Omp, backscattered electron image.

Массивные эклогиты преимущественно состоят из гранат-омфациитового минерального парагенезиса. Второстепенные минералы представлены амфиболом, плагиоклазом, кварцем, рутилом, цоизитом, эпидотом.

Клинопироксен представлен крупными зональными кристаллами омфациита (Jd до 35 %) в матрице породы. Для данной группы омфациита характерно резкое снижение жадеитового компонента в краевой части до 6-9 % при обрастании их диопсид-плагиоклазовыми (\pm амфибол) симплектитами. Среди симплектитовых сростаний в матрице породы можно выделить два морфотипа: «грубые» Di-Pl (Jd 14-19 %, An 19-24 %) отражают раннюю стадию декомпрессии пород и «тонкие» Di-Pl (Jd 6-12 %, An 21-24 %) – поздние симплектиты. В некоторых монокристаллах омфациита в центральной части содержатся включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов (Jd 4-16 %, An 23-30 %) ранней генерации (рис. 1 б). В данных включениях прослеживается резкий секущий контакт включений симплектитов с более поздним омфациитом.

В крупных зональных кристаллах граната изменяется состав минеральных включений от центра к краю. Центральная часть зерна обогащена мелкими включениями цоизита, омфациита, кварца и рутила. В краевой зоне граната располагаются более крупные включения амфибола, плагиоклаза, клинопироксена и кварца. От граната из полосчатых эклогитов отличаются более высокими содержанием пироба 21-27 % и низким гроссуляром 23-29 %, альмандина 36-45 %. Изменение химического состава граната от центра к краю меняется незначительно.

Амфибол наиболее широко представлен в матрице породы, где он замещает клинопироксен и образует сростания с плагиоклазом. Другая разновидность амфибола распространена в качестве включений в гранате и отличается постоянным содержанием хлора. По химическому составу амфибол относится к паргаситу, реже чермакиту, эдениту и магнезиальной роговой обманке.

Последовательность смены минеральных ассоциаций и P-T-условия их образования для массивных эклогитов:

1) Описанные включения Di-Pl симплектитов в монокристаллах омфацита, вероятно, являются ранней ассоциацией ретроградного преобразования полосчатых эклогитов-I;

2) Следующий этап преобразования пород связан с формированием Grt-Omp минерального парагенезиса и включений Zo, Qz, Rt, Crx в центральной части граната при $T=700-800^{\circ}\text{C}$ и $P=14-17$ кбар – эклогитовый метаморфизм-II;

3) Последующие этапы отражают ретроградные изменения породы. Происходит последовательное преобразование омфацита с формированием «грубых», а затем «тонких» Di-Pl симплектитов-II и парагенетичных им граната и амфибола в каймах обрастания. Данный этап соответствует высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фациям с $T=750-850^{\circ}\text{C}$ и $P=12-15$ кбар;

4) Наиболее поздний этап прослеживается в приконтактовой области с вмещающими гнейсами. Для этой области характерно образование породы амфиболового состава с редкими находками клинопироксена, резко резорбированными кристаллами граната и повышенным содержанием новообразованного биотита. Образование этих минералов происходило при $T=600-650^{\circ}\text{C}$ и $P=8-11$ кбар в области высокобарной амфиболитовой фации.

Таким образом, по геологическим и петрологическим данным в будине острова Столбиха отчетливо выделяются две составляющие: преобразованные полосчатые и массивные эклогиты. Массивные эклогиты содержат включение линзы, сложенной амфиболом с реликтами омфацита и граната ранней генерации. В обрамлении линзы образуются омфациты с включениями амфибола сопоставимого по составу с амфиболами из линзы. Некоторые монокристаллы омфацита-II выступают в качестве минерала-контейнера и содержат включения Di-Pl симплектитов, которые могут быть реликтами преобразованных полосчатых эклогитов. Эти данные используются в качестве возможных признаков более позднего образования массивных эклогитов относительно преобразованных полосчатых эклогитов.

Автор выражает благодарность О.И. Володичеву (Институт геологии КарНЦ РАН) за помощь в работе над статьей.

Работа является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085 и частично подержана из средств гранта РФФИ (16-05-01031).

Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
2. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // *Доклады АН*. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
3. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 3. С. 341–364.
4. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in: *Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood*; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 833–855.
5. Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // *American Mineralogist*. 2018. V. 103. P. 181–196.
6. Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond* (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.). 2011. P. 579–621.
7. Holland T.J.B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200 grad. C // *Amer. Mineral.* 1980. V. 65 P. 129–134.
8. Kretz R. Symbols for rock-forming mineral / *Amer. Miner.* 1983 V. 68. P. 277–279.
9. Li X. L., Zhang L. F., Wei C. J., & Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // *Precambrian Research*. 2015. V. 268. P. 74–96.
10. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorph. Geol.* 1985. V. 3. N 3. P. 231–243.
11. Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X.L., Guo J.H. Age and P-T Conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2017. V. 35. P. 855–869.

Снижение нагрузки на окружающую среду за счет вовлечения техногенных отходов в получение теплоизоляционных материалов

Манакова Н.К., Суворова О.В.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, manakova@chemy.kolasc.net.ru; suvorova@chemy.kolasc.net.ru

Аннотация. Проведены исследования по получению вспененных материалов теплоизоляционного назначения на основе кремнеземсодержащих техногенных отходов. В результате изучения взаимосвязей состава шихты, технологических режимов и свойств готовых изделий установлены оптимальное содержание компонентов в шихте и условия их получения. Показано, что использование модифицирующих добавок в виде золосодержащих отходов в количестве 5-15 % позволяет получить блочные пеносиликаты плотностью 0.36-0.45 г/см³, достаточно высокой прочностью 2.8-5.2 МПа и более низким по сравнению с материалами, полученными без использования модифицирующих добавок, водопоглощением 14-22 %, теплопроводностью 0.09-0.107 Вт/м·К.

Ключевые слова: техногенные отходы, микрокремнезем, модифицирующие добавки, апатито-нефелиновые отходы, зола, золошлаковая смесь, теплоизоляционный материал, пеностекольный материал.

Reducing the impact on the environment through the involvement of industrial waste in obtaining heat-insulating materials

Manakova N.K., Suvorova O.V.

Institute of chemistry and technology of rare elements and mineral raw materials I.V. Tananaeva KSC RAS, Apatity, Russia, manakova@chemy.kolasc.net.ru; suvorova@chemy.kolasc.net.ru

Abstract. Studies have been carried out to obtain foam materials for thermal insulation purposes on the basis of silica-containing man-made waste. As a result of studying interrelations of the charge composition, process conditions and properties of final products, the optimum content of components in the mixture and the conditions for their receipt have been defined. It is shown that adding ash-containing waste to the charge in an amount of 5-15 % allows to obtain block foams with a density of 0.36-0.45 g/cm³, a sufficiently high strength of 2.8-5.2 MPa and lowering in comparison with materials obtained without the use of modifying additives, water absorption of 14-22 %, thermal conductivity 0.09-0.107 Вт/м·К.

Keywords: technogenic waste, microsilica, modifying additives, apatite-nepheline waste, ash, ash-slag mixture, thermal insulation material, foam glass material.

Существенные объемы хвостов обогащения и отработанных горных пород, помещенных в отвалы, создают серьезный экологический и экономический ущерб в горнопромышленных районах и на прилегающих к ним территориях. Наиболее негативные последствия складирования техногенных отходов наблюдаются в регионах с экстремальными климатическими условиями, например, таких как Кольский полуостров. Разработка технологий переработки отходов в теплоизоляционные строительные материалы позволит отчасти облегчить нагрузку на окружающую среду, а также снизить себестоимость готовых строительных изделий.

В современной строительной отрасли все большую значимость приобретают материалы, обладающие теплоизолирующими свойствами и способные эффективно выполнять свои функции по сбережению энергетических ресурсов. Всему комплексу требований к высокоэффективным теплоизоляционным материалам по своим эксплуатационным показателям удовлетворяют вспененные стекловидные материалы. В настоящей действительности актуальной технологической и экономической проблемой является получение теплоизоляционных строительных материалов, характеризующихся улучшенными техническими характеристиками. В частности, материалы должны обладать одновременным сочетанием конструкционных и эксплуатационных свойств: высокой прочностью при малой плотности, низкой и стабильной теплопроводностью, долговечностью, химической и биологической устойчивостью, пожаробезопасностью.

Проблеме вовлечения техногенных отходов, в том числе кремнеземсодержащих, в производство этих материалов и разработке технологий, исключая дорогостоящий процесс варки исходного стекла уделяется повышенное внимание в последние годы (Мелконян и др., 2016, 2018, Суворова, Манакова, 2017, Манакова, Суворова, 2015, 2017, Кутугин и др. 2016). Это связано, прежде всего, с удорожанием традиционного исходного сырья, а также с энергозатратами на его добычу и переработку.

Ранее был разработан гранулированный вспененный материал на основе микрокремнезема, апатито-нефелиновых отходов и золошлаковой смеси. Получение материала основано на способности микрокремнезема взаимодействовать с щелочными компонентами с образованием полисиликатов. Источником порообразующего газа в этом случае является гидратированная поверхность силикатных частиц, которая формируется при увлажнении мелкодисперсной пробы водным раствором щелочи. Коэффициент теплопроводности полученного материала 0.075-0.08 Вт/м·К, плотность 0.15-0.24 г/см³. Гранулированный материал может быть использован в качестве теплоизоляционных засыпок, утеплителя чердачных перекрытий, стен, кровли (Манакова, Суворова, 2012).

На основе анализа литературных данных и собственных исследований в рамках изучения низкотемпературного синтеза стеклофазы установлена возможность получения блочных вспененных материалов из кремнеземсодержащего сырья (Манакова, Суворова 2015). Полученные блочные материалы характеризовались низкой плотностью, стабильной теплопроводностью при наличии высокопористой структуры. Однако у таких пеносиликатов наблюдается повышенное водопоглощение, которое ограничивает их области применения.

Известно, что активное действие на макро- и микроструктуру теплоизоляционного материала оказывают модифицирующие добавки, правильный выбор и количество которых может привести к улучшению физико-механических показателей вспененного изделия. Успешно используются при получении различных строительных материалов золошлаковые отходы (Смолий и др., 2017, Яценко и др., 2015, Манакова, Суворова, 2012, Дамдинова и др., 2016). Добавление золы-уноса и золошлаковой смеси приводит к снижению показателя водопоглощения, а также увеличению морозостойкости теплоизоляционного материала. Кроме того, добавка золошлаковой смеси или золы-уноса способствует образованию большого количества замкнутых пор с более прочной межпоровой перегородкой, что также приводит к упрочнению материала. Расход модифицирующих добавок назначается в зависимости от требуемых параметров эксплуатационных характеристик вспененных теплоизоляционных материалов.

В качестве исходных сырьевых материалов использовались: кремнеземсодержащий продукт (микрокремнезем), полученный при переработке эвдиалитовых руд Ловозерского месторождения; отходы обогащения апатито-нефелиновых руд Хибинских месторождений; золошлаковая смесь и зола-унос Апатитской ТЭЦ.

Химический состав используемого сырья материалов представлен в таблице.

Таблица. Химический состав исходного сырья.

Table. Chemical composition of raw materials.

Компоненты	Содержание оксидов, мас. %											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	ZrO ₂	CO ₂	SO ₃
Мкр.	74.70	0.84	0.50	3.07	0.80	0.08	0.05	2.53	0.46	4.49	–	–
АНО	35.98	4.43	16.60	12.22	9.13	1.25	4.11	10.77	4.59	–	–	0.15
ЗШС	53.44	1.23	18.45	13.74	2.47	2.43	0.18	2.79	1.55	3.73	3.11	0.25
Зола-унос	53.70	0.99	18.72	9.61	4.15	2.26	< 0.01	1.44	21.75	–	3.07	0.32

Примечание. Мкр. – кремнеземсодержащий продукт переработки эвдиалитовых руд, АНО – апатито-нефелиновые отходы, ЗШС – золошлаковая смесь.

При получении блочных вспененных материалов использовали шихту состава, мас. %: микрокремнезем 68-80, гидроксид натрия (в пересчете на Na₂O) 17-20, апатито-нефелиновые отходы 15.

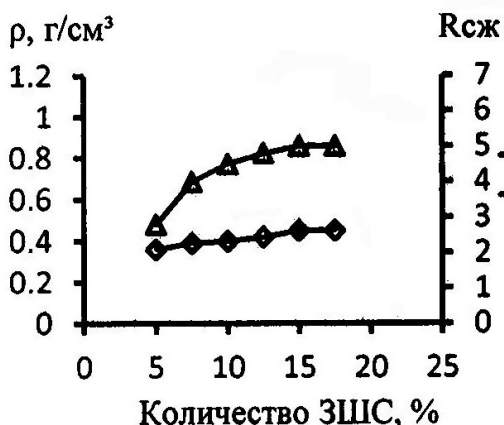


Рис. 1. Зависимость плотности (1) и прочности (2, МПа) от количества добавки золошлаковой смеси.

Fig. 1. Dependence of density (1) and strength (2, MPa) on the amount of ash-slag mixture additive.

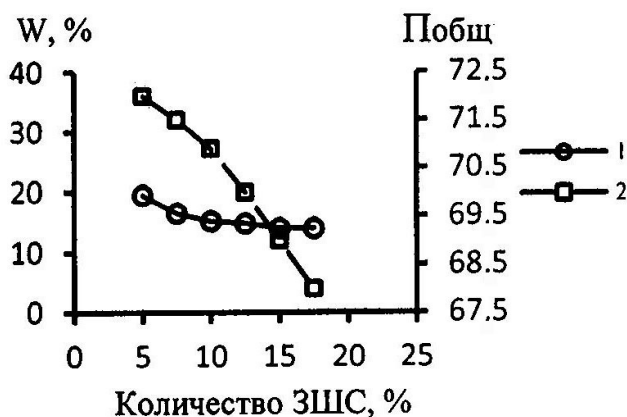


Рис. 2. Зависимость водопоглощения (1) общей пористости (2) от количества добавки золошлаковой смеси.

Fig. 2. Dependence of water absorption (1) and total porosity (2) on the amount of ash-slag mixture additive.

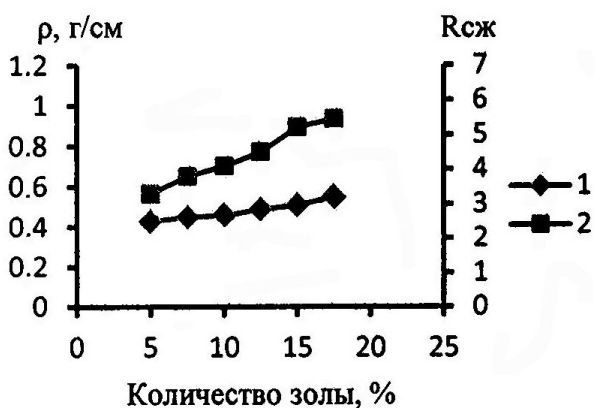


Рис. 3. Зависимость плотности (1) и прочности (МПа) от количества золы-уноса (2).

Fig. 3 Dependence of density (1) and strength (MPa) on the amount of fly ash (2).

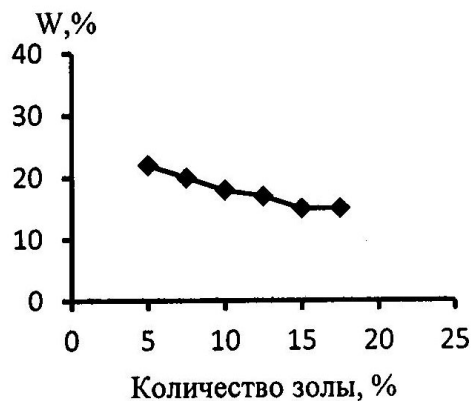


Рис. 4. Зависимость водопоглощения от количества золы-уноса.

Fig. 4. Dependence of water absorption on quantity fly ash.

Для улучшения характеристик изделий добавляли золошлаковую смесь и золу-унос в количестве от 5 до 17.5 % (сверх 100). Пеносиликатные материалы получали по методике, приведенной в работе (Манакова, Суворова, 2017).

Для выявления оптимального состава, технологических параметров и получения качественных блочных пеносиликатов проводились исследования влияния добавки золы и золошлаковой смеси на технические свойства пеносиликатов. Некоторые результаты исследований представлены на рисунках 1-4. Данные приведены для образцов, вспененных при температуре 650 °С.

Как видно из представленных данных, использование модифицирующих добавок в виде золы или золошлаковой смеси в количестве 5-15 % позволяет получить блочные пеносиликаты плотностью 0.36-0.45 г/см³, прочностью 2.8-5.2 МПа и более низким по сравнению с материалами, полученными без использования модифицирующих добавок, водопоглощением 14-22 %. Теплопроводность этих материалов 0.09-0.107 Вт/м·К.

Инфракрасные спектры поглощения кристаллических силикатов характеризуются набором узких полос поглощения с определенными частотами колебаний. Вещества в стеклообразном состоянии дают огибающий спектр с сохранением тех же частот спектра. Анализ ИКС спектров полученных при оптимальных условиях пеносиликатов показывает наличие стеклофазы в образцах, что сви-

детельствует о начале стеклообразования уже при относительно низкой температуре 650 °С (рис. 5). Эти данные сопоставимы с исследованиями Кетова П.А. (Кетов, 2012), проводимыми им при получении строительных материалов из гидратированных полисиликатов. Он отметил стеклообразование в системе микрокремнезем – гидроксид натрия при температурах 600-750 °С.

Таким образом, проведенные исследования показали эффективность использования техногенных кремнеземсодержащих отходов для получения гранулированных и блочных пеноматериалов. Установлены пути повышения их эксплуатационных характеристик. Определены оптимальные составы и условия синтеза блочных вспененных материалов, которые можно рекомендовать для использования в качестве теплоизоляционных и конструкционно-теплоизоляционных при строительстве и реконструкции гражданских и промышленных зданий.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0068 и частично поддержана из средств гранта РФФИ (17-43-510364 p_a).

Литература

1. Дамдинова Д.Р., Хардаев П.К., Павлов В.Е., Дружинин Д.К., Вторушин Н.С., Баторова И.Ю. Золошлаковые отходы теплоэнергетики как сырье для получения пеностекла // Вестник ВСГУТУ. 2016. №2 (59). С. 9–14.
2. Кетов П.А. Получение строительных материалов из гидратированных полисиликатов // Строительные материалы. 2012. №11. С. 22–24.
3. Кутугин В.А., Лотов В.А., Ревенко В.В. Пеностекло на основе природного и техногенного аморфного кремнезема // Техника и технология силикатов. 2016. №3. С. 24–28.
4. Манакова Н.К., Суворова О.В. Теплоизоляционный материал на основе кремнеземсодержащих отходов переработки рудного сырья Кольского полуострова // Журнал прикладной химии. 2012. Т. 85. №11. С. 1741–1745.
5. Манакова Н.К., Суворова О.В. Теплоизоляционные материалы на основе кремнеземсодержащего сырья // Труды Кольского научного центра РАН. 2015. № 31. С. 562–564.
6. Манакова Н.К., Суворова О.В. Горнопромышленные отходы Мурманской области для получения блочных пеносиликатов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. №14. С. 243–245.
7. Мелконян Р.Г., Макаров Д.В., Суворова О.В. Экологические проблемы использования техногенного сырья в производстве стекла и керамики. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2016. 224 с.
8. Мелконян Р.Г., Суворова О.В., Макаров Д.В., Манакова Н.К. Использование горных пород и промышленных отходов для производства стеклообразных пеноматериалов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018. № S1. С. 350–368.
9. Смолий В.А., Косарев А.С., Яценко Е.А. Ячеистые теплоизоляционные строительные стекломатериалы на основе отходов тепловых электростанций и черной металлургии // Стекло и керамика. 2017. №2. С. 20–22.
10. Суворова О.В., Манакова Н.К. Использование отходов и побочных продуктов переработки апатито-нефелиновых и эвдиалитовых руд для получения теплоизоляционных пеностеклокристаллических материалов // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2017. Т. 20. №1/2. С. 189–196.
11. Яценко Е.А., Зубехин А.П., Смолий В.А., Грушко И.С., Косарев А.С., Гольцман Б.М. Ресурсосберегающая технология теплоизоляционно-декоративного стеклокомпозиционного материала на основе золошлаковых отходов // Стекло и керамика. 2015. № 6. С. 34–38.

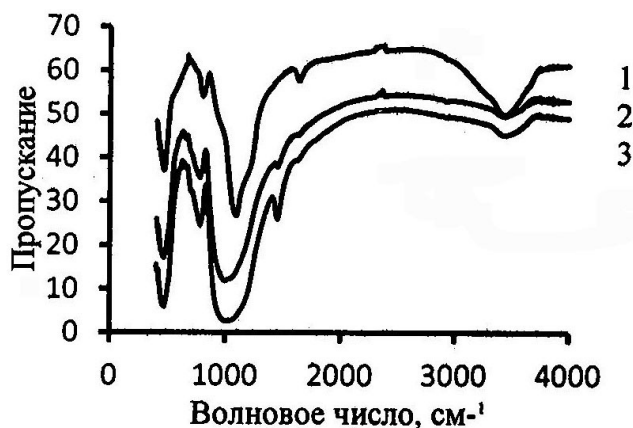


Рис. 5. ИКС микрокремнезема (1) и пеносиликатов с добавлением золошлаковой смеси (2), золы (3).

Fig. 5. Infrared spectroscopy microsilica (1) and foams with addition of ash-slag mixture (2), ash (3).

Тектодинамика Вуоксинской разломной зоны (Карельский перешеек)

Маринин А.В., Сим Л.А., Бондарь И.В.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, marinin@ifz.ru

Аннотация. Вдоль зоны Вуоксинского глубинного разлома полевыми тектонофизическими методами определены характеристики напряженно-деформированного состояния массивов горных пород, а также кинематический тип разломов на новейшем этапе. Полученные данные показали в исследованном районе разнообразие ориентировок осей главных нормальных напряжений, среди которых выделены два основных направления максимального сжатия – северо-восточное (до ВСВ) и северо-западное (до ЗСЗ). Для данной зоны преобладает тип напряженного состояния горизонтального сдвига, для которого характерны латеральные сдвиговые перемещения по разломной зоне.

Ключевые слова: Балтийский щит, Вуоксинский разлом, пещеры Иностранцева, тектонические напряжения, тип напряженного состояния, структурные парагенезы, зеркала скольжения, разрывы, отрывы, трещины.

Tectodynamics of the Vuoksi Fault Zone in the Karelian Isthmus

Marinin A.V., Sim L.A., Bondar I.V.

The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, marinin@ifz.ru

Abstract. The characteristics of the stress-and-strain state of rock massifs, as well as the kinematic type of faults at the latest stage are determined by field tectonophysical methods along the Vuoksi deep fault zone. The obtained data showed a variety of orientations of the principal stress axes in the studied area, among which two main directions of maximum compression were identified – NE-SW (to ENE-WSW) and NW-SE (to WNW-ESE). For this zone, the type of stress regime of strike-slip fault prevails, which is characterized by lateral strike-slip fault displacements along the fault zone.

Key words: Baltic Shield; Vuoksi fault zone; Inostrantsev Caves; tectonic stress; stress regime; tectonic pattern; slickenside; fault; tension gash; joints.

Введение

Район исследования относится к южной окраине Балтийского кристаллического щита (Карельский перешеек). В геологическом строении района принимают участие архейские и нижнепротерозойские метаморфические комплексы, представленные биотитовыми, амфиболо-биотитовыми и слюдяными гнейсами, а также кристаллическими сланцами с интрузиями кислых и основных пород (Геология..., 1971; Государственная..., 1999). По периферии склонов Балтийского щита выделяется зона долгоживущих разломов и связанное с ними резкое погружение кристаллического фундамента. Данная мобильная зона определяет границу Балтийского щита и его погруженных склонов (Хазов и др., 2004).

Для рассматриваемого района отмечается наличие двух систем планетарных глубинных разломов: ортогональной и диагональной. Они предопределяют форму делимости ее на блоковые элементы. Наиболее четко в изученном районе проявлена диагональная система, которая представлена собственно Вуоксинской разломной зоной северо-западного простирания, разделяющей Выборгский и Приозерский блоки фундамента (рис. 1). Разломы северо-западного простирания в целом совпадают с простиранием осей складок протерозойской складчатой системы. Из ортогональной системы достаточно хорошо выражены зоны субмеридиональных разломов, а субширотные зоны выделяются лишь фрагментарно (Светов и Свириденко, 1991; Хазов и др., 2004).

Цели, методы и материалы исследования

Целью исследований являлось изучение кинематического типа разрывов, входящих в состав Вуоксинской зоны, реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния в массивах горных пород, обрамляющих зону. Собранные данные включают около 300 замеров разнообразных малых структурных форм, в том числе 150 замеров с кинематической информацией на поверх-

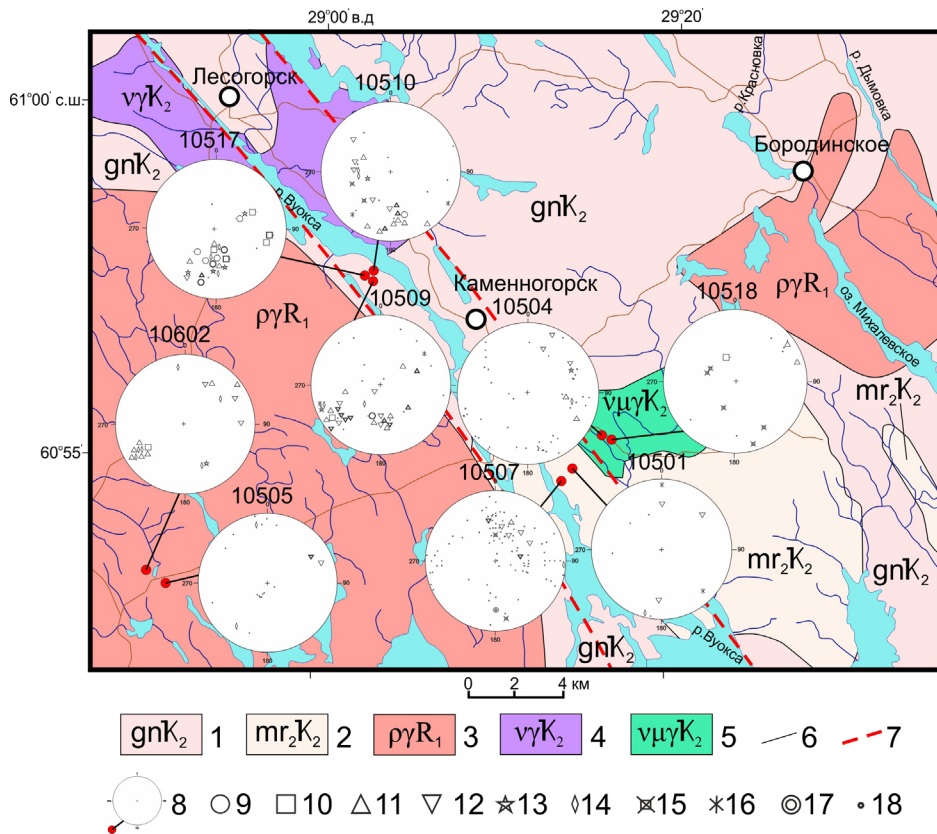


Рис. 1. Карта района исследований с точками наблюдения малых структурных форм. Составлена с учетом данных (Геология..., 1971; Государственная..., 1999).

1 – метаморфические комплексы верхнего протерозоя; 2 – плуто-метаморфические комплексы верхнего протерозоя (мигматит-граниты); 3 – интрузивные породы нижнего рифея (граниты-рапакиви); 4 – интрузивные породы верхнего протерозоя (габбро, габбродиориты, реже граниты); 5 – интрузивные породы верхнего протерозоя (габбро, монцогаббро, диориты, монзониты, сиениты, граниты); 6 – геологические границы; 7 – зона Вуоксинской разломной зоны; 8 – точки наблюдения и круговые диаграммы в стереографической проекции на верхнюю полусферу с полюсами малых структурных форм (с преимущественным типом перемещений): 9 – взбросы, 10 – сбросы, 11 – правые сдвиги, 12 – левые сдвиги, 13 – перемещения взбросовые или сбросовые (по падению/восстанию), 14 – сдвиги (без определения относительного перемещения), 15 – отрывы, 16 – жилы, 17 – зоны дробления, 18 – трещины.

Fig. 1. Map of the study area with observation points of small structural forms. Compiled with data (Геология..., 1971; Государственная..., 1999).

1 – metamorphic complexes of the Upper Proterozoic; 2 – pluto-metamorphic complexes of the Upper Proterozoic (migmatite-granites); 3 – Intrusive rocks of the lower Riphean (granites-rapakivi); 4 – intrusive rocks of the Upper Proterozoic (gabbro, gabbrodiorites, less often granites); 5 – intrusive rocks of the Upper Proterozoic (gabbro, monzonites, syenites, granites); 6 – geological boundaries; 7 – area of the Vuoksi fault zones; 8 – the observation points and stereoplots (stereographic projection on the upper hemisphere) with the poles of small structural forms and its kinematic types: 9 – reverse faults and trusts, 10 – normal faults, 11 – dextral strike-slip faults, 12 – sinistral strike-slip faults, 13 – dip-slip fault, 14 – strike-slip faults, 15 – tension gashes, 16 – veins, 17 – crush zone, 18 – joints.

ности разрывных нарушений (рис. 1). Помимо замеров полевые материалы включают зарисовки и фотографии различных геологических структур. При анализе систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов с их объединением в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) применен структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева (1987). Обработка данных полевых замеров геологических стресс-индикаторов проводилась с помощью метода катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого (2007). Для реконструкции напряженно-деформированного состояния использовалась программа *STRESSgeol*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН

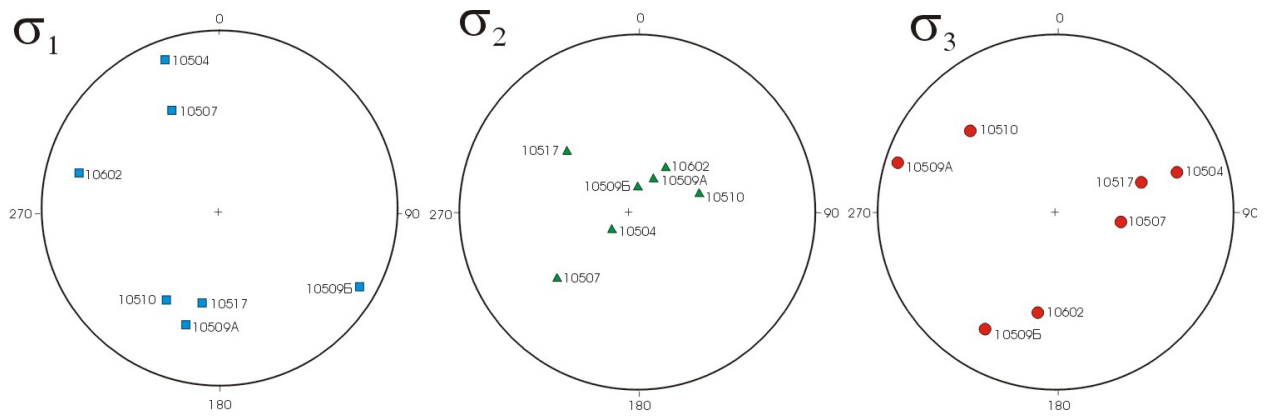


Рис. 2. Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров Вуоксинской разломной зоны. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений: σ_1 – минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных сжимающих напряжений. Номерами показаны точки наблюдения, в которых реконструированы характеристики локальных стресс-тензоров.

Fig. 2. The orientation of principal stress axes of the local stress tensors of the Vuoksi fault zone. Stereoplots (stereographic projection on the upper hemisphere) show the outputs of the principal stress axes: σ_1 - minimum (deviatoric tension), σ_2 - intermediate and σ_3 - maximum compressive stresses. The numbers show observation points in which the characteristics of local stress tensors are reconstructed.

и использующая алгоритмы вышеуказанного метода (Ребецкий и др., 2017). Метод катакlastического анализа позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений/деформаций и коэффициент Лоде – Надаи.

Результаты реконструкции тектонических напряжений

Полученные ориентации осей главных нормальных напряжений характеризуются значительным разбросом. Условно преобладающей для осей максимального сжатия можно назвать запад - северо-западную (3 определения) вплоть до субширотной ориентировку (рис. 2). Кроме того, ряд определений характеризуются северо-восточным направлением оси максимального сжатия. У промежуточных осей (σ_2) преобладают субвертикальные ориентировки (4 определения). Среди осей максимального девиаторного растяжения преобладает субгоризонтальное север – северо-восточное погружение. В двух точках наблюдения оси растяжения погружаются в юг – юго-восточном направлении (рис. 2). По результатам реконструкции установлено, что для рассматриваемого района преобладают обстановки горизонтального сдвига, но встречаются и обстановки горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом. Кинематический тип Вуоксинских разломов с помощью метода поясного распределения трещиноватости установлен как правый сдвиг, что подтверждается изучением палеосейсмодислокаций в районе пещер Иностранцева, где по разлому северо-западного простираения восстановлено современное правостороннее перемещение (Никонов и др., 2014).

Полученная изменчивость направлений максимально сжатия соотносится с зоной «неустойчивых тектонических напряжений», выделенной ранее для Восточно-Европейской платформы (Сим, 2000). Допускается, что это обусловлено вхождением этого участка Балтийского щита в зону с двойными ориентациями осей сжатия, выделенную вдоль побережья Балтийского залива. В этой зоне разломы могут быть как правыми сдвигами, так и левыми, т.е. ориентировка оси сжатия может в этой области меняться от меридиональной до субширотной, что предположительно вызвано поочередной активизацией меридионального Ботнического и широтного Финского заливов (Сим, 2000). Двойные неустойчивые ориентировки осей сжатия в этом районе подтверждаются и механизмами очагов землетрясений: по Осмуссаарскому событию восстановлена широтная ось сжатия, а в Калининградских – меридиональная.

Доминирование субгоризонтальных осей максимального сжатия и растяжения говорит о том, что в целом поле напряжений Вуоксинской зоны близко по типу напряженного состояния к

горизонтальному сдвигу, что характерно для Карельского и Ковдорского полигона Балтийского щита (Сим, 2000; Сим и др., 2011) (табл. 1). На этих полигонах поле напряжений реконструировано по более чем 1000 замеров зеркал скольжения с установленными векторами перемещений, в то время как в Вуоксинской зоне локальные стресс-тензоры восстановлены всего по 150 измерениям. Сдвиговые поля тектонических напряжений на Карельском и Ковдорском полигонах восстановлены достаточно уверенно, при этом оси максимального сжатия локальных стресс-состояний на обоих полигонах ориентированы преимущественно в ЗСЗ направлении, а оси растяжения – в субмеридиональном направлении. В пределах Хибинского массива также наиболее проявлено запад – северо-западное направление максимального сжатия, но уже в обстановке горизонтального сжатия и сдвига (Маринин и др., 2018).

Таблица 1. Параметры реконструированного напряженно-деформированного состояния в области Вуоксинской разломной зоны.

Table 1. Parameters of the reconstructed stress-and-strain state in the area of the Vuoksinskie fault zone.

	Номер точки	Координаты точек наблюдения		σ_1		σ_2		σ_3		Тип напряженного состояния	μ_0	Этап
		с.ш.	в.д.	Аз Пд	∠	Аз Пд	∠	Аз Пд	∠			
1	10602	60° 51.06′	28° 51.67′	106	12	215	57	9	30	горизонтальный сдвиг	0.22	1
2	10509А	60° 58.36′	29° 03.04′	16	23	210	66	108	5	горизонтальный сдвиг	-0.02	2(А)
3	10509Б			298	6	187	74	30	15	горизонтальный сдвиг	-0.15	2(Б)
4	10510	60° 58.37′	29° 03.00′	30	31	255	50	134	23	горизонтальный сдвиг	-0.1	1
5	10517	60° 58.37′	29° 02.75′	10	36	131	35	250	35	горизонтальное сжатие	-0.09	1
6	10507	60° 53.40′	29° 12.69′	156	26	50	30	279	49	горизонтальное растяжение	0.08	1
7	10504	60° 54.33′	29° 14.80′	161	6	54	71	252	18	горизонтальный сдвиг	-0.12	1

Примечание. В столбцах указано название участка, в пределах которой располагается точка наблюдения; номер и координаты точки наблюдения; реконструированные при помощи метода катакластического анализа (Ребецкий, 2007) по структурно-кинематическим данным о трещинах ориентировки осей главных напряжений (σ_1 – минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных сжимающих напряжений); тип (обстановка) напряженного состояния; коэффициент Лоде – Надаи μ_0 ; количество этапов деформирования.

Заключение

Тектонофизические исследования в Вуоксинской разломной зоне показали неустойчивость ориентировок осей максимального сжатия и растяжения локальных стресс-тензоров. Полученные данные по кинематике малых структурных форм и реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород региона свидетельствуют о геодинамической обстановке горизонтального сдвига и преобладании латеральных перемещений по разрывным нарушениям. Системы сдвиговых нарушений, фиксируемых вблизи Вуоксинской разломной зоны, говорят о близости их ориентировки с простиранием собственно этой зоны и преобладании правосдвиговой кинематики.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-01193а.

Литература

1. Геология СССР. Т. 1. Геологическое описание. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. 504 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. Сер. Карельская. 1 : 200 000. Лист Р-35-XXIX, XXX. Утвержден НРС ВСЕГЕИ 09.06.1999. СПб.

3. Маринин А.В., Сим Л.А., Жиров Д.В., Бондарь И.В. Структурные парагенезы и тектонические напряжения южной части Хибинского массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 239–241.
4. Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Г.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева»). Ленинградская область). Доклады РАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 591–596.
5. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч. 2. С. 173–235.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд-во: Наука. 2007. 406 с.
7. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва: Изд-во ГЕОС. 2017. 225 с.
8. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука. 1991. 200 с.
9. Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 3. С. 219–243.
10. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М. Изд-во: Наука. 2000. С. 326–350.
11. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск. 2004. С. 55–74.

Напряженно-деформированное состояние горных пород северной части Ловозерского массива по данным изучения геологических индикаторов деформаций

Маринин А.В.¹, Ловчиков А.В.², Бондарь И.В.¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, marinin@ifz.ru

²Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, vocson@goi.kolasc.net.ru

Аннотация. Полевыми тектонофизическими методами получены данные о тектонических напряжениях северной части Ловозерского массива, ориентации осей главных напряжений и типе напряженного состояния. Оси максимальных сжимающих напряжений ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях, а единичные определения связаны с субширотной и субвертикальной ориентировкой оси максимального сжатия. Среди типов напряженного состояния преобладают обстановки горизонтального сжатия. Большинство разрывных нарушений, по всей видимости, используют первичную тектоническую делимость массива, связанную с субвертикальными тектоническими структурами северо-восточного и северо-западного простирания, а также с субгоризонтальными геологическими и тектоническими границами.

Ключевые слова. Балтийский щит, Кольский полуостров, Ловозерский массив, тектонические напряжения, тип напряженного состояния, структурные парагенезы, зеркала скольжения, разрывы, отрывы, трещины.

Stress-and-strain reconstruction for the Northern segment of the Lovozero massif according to the study of geological stress indicators

Marinin A.V.¹, Lovchikov A.V.², Bondar I.V.¹

¹The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, marinin@ifz.ru

²Mining Institute of Kola scientific center of the RAS, Apatity, alovch@goi.kolasc.net.ru

Abstract. Reconstruction of tectonic stresses of the northern part of the Lovozero massif, the orientation of the principal stress axes and the stress regime were obtained by field tectonophysical methods. Axes of maximum compressive stresses oriented in the north-east and north-west directions and single definitions are associated with the sublatitudinal and subvertical orientation of the axis of maximum compression. Settings of horizontal compression dominate among the stress types. Most of the faults apparently have a primary tectonic divisibility of array associated with sub-vertical tectonic structures of the north-eastern and north-western strike, and also with sub-horizontal geological and tectonic boundaries.

Key words: Baltic Shield, Kola Peninsula, Lovozero Massif, tectonic stress, stress regime, tectonic pattern, slickensides, faults, tension gashes, joints.

Изучение тектонических напряжений в пределах Ловозерского и Хибинского массивов идет практически с начала их активного освоения и промышленной эксплуатации подземных горных выработок. Повышенные горизонтальные тектонические напряжения приводят к деформации подземных выработок, проявлению на них горных и горно-тектонических ударов (Ловчиков, 2008). В пределах Ловозерского массива действует рудник «Карнасурт», разрабатывающий Ловозерское месторождение редкоземельных металлов. В руднике ведётся подземная добыча лопаритовой руды в двух маломощных пластообразных рудных залежах, мощностью примерно по одному метру, пологопадающих под углом 10-15° в южных румбах и находящихся на расстоянии 90-120 м друг от друга по вертикали (Ловчиков, Савченко, 2013). Для Ловозерского массива до настоящего времени не применялись методы, ориентированные на изучение малых структурных форм (или геологических стресс-индикаторов) таких как зеркала скольжения, отрывы и т.д.

Для реконструкции напряженно-деформированного состояния с использованием полевых тектонофизических методов нами во время полевых исследований собраны структурно-кинематические данные по геологическим индикаторам деформаций в северной части Ловозерского массива в пределах рудника «Карнасурт» и на естественных обнажениях, прилегающих к району

расположения рудника. В 21 точке наблюдения в подземной части рудника и в 12 точках в поверхностной части сделано около 500 замеров (рис. 1). Из них 70 замеров со структурно-кинематической информацией, то есть с определением относительного направления перемещения крыльев мелких разрывных нарушений и зеркал скольжения.

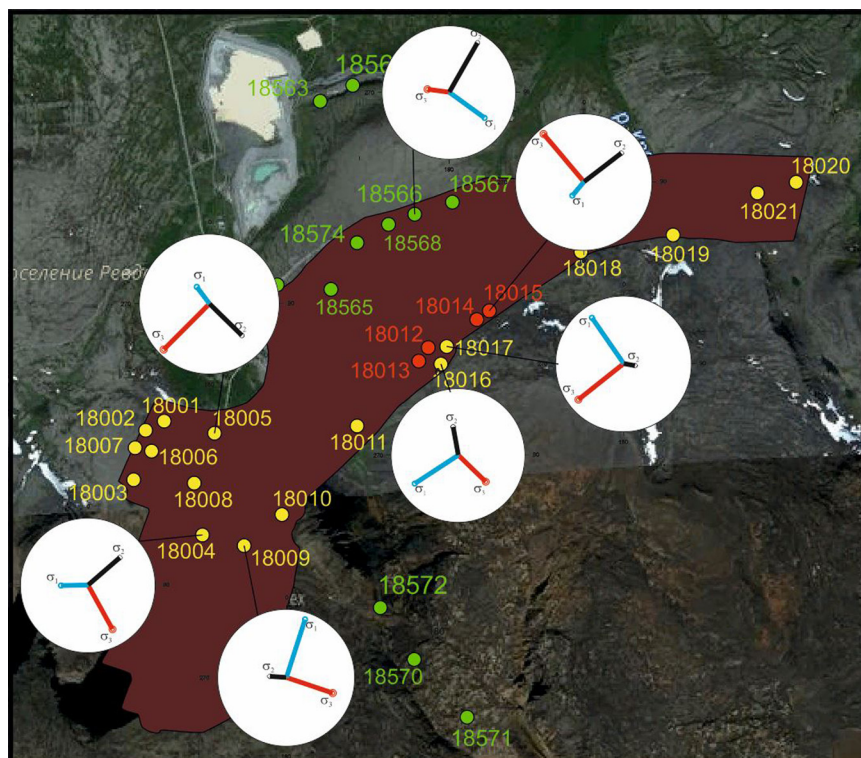


Рис. 1. Расположение точек наблюдения с контуром рудника (зеленым цветом – на поверхности, красным – рудный горизонт I 4, желтым – рудный горизонт II 4) и ориентировка осей главных напряжений по данным проведенной реконструкции при помощи метода катакlastического анализа геологических индикаторов напряжений (на диаграммах, стереографическая проекция на верхнюю полусферу): σ_1 – минимальных (растяжение, синий), σ_2 – промежуточных (черный) и σ_3 – максимальных (красный) сжимающих напряжений.

Fig. 1. The location of observation points with the mine contour (green – on the surface, red – ore horizon I 4, yellow – ore horizon II 4) and the orientation of the axes of the main stresses according to the reconstruction carried out using the method of cataclastic analysis of geological stress indicators (in diagrams, stereographic projection on the upper hemisphere): σ_1 – minimum (tension, blue), σ_2 – intermediate (black) and σ_3 – maximum (red) compressive stresses.

Для обработки замеров разрывных нарушений и зеркал скольжения с установленным характером смещений использовался метод катакlastического анализа (Ребецкий, 2007) и созданная на его основе компьютерная программа STRESSgeol (Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017). Метод позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний, таких как положение осей главных напряжений, тип напряженного состояния, коэффициент Лодена-Надаи и др. Основные положения метода базируются на представлениях о квазипластическом деформировании геологической среды, установлении режима деформирования, положениях современной теории пластичности и максимуме диссипации внутренней упругой энергии для искомого тензора напряжений. Применяемая для расчетов программа STRESSgeol использует принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, для достижения максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз (Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017). В ряде точек собранных данных оказалась недостаточно для корректного расчета в программе STRESSgeol. Здесь было проведено сравнение с типовыми структурными рисунками в рамках структурно-парагенетического метода Л.М. Расцветаева (1987).

Для 7 точек наблюдения, расположенных в разных частях рудника (рис. 1), удалось реконструировать основные параметры локальных стресс-тензоров (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лоде-Надаи и др.). По этим данным составлена карта (рис. 1) и общая диаграмма погружений осей главных напряжений локальных стресс-состояний (рис. 2). По данным проведенной реконструкции в пределах изученной области преобладают обстановки горизонтального сжатия и сдвига (3 и 2 локальных стресс-состояния соответственно), но встречаются обстановки горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом (2 локальных стресс-состояния). Интересно, что последние две обстановки зафиксированы на поверхности в т.н. 18566 или в подземной выработке т.н. 18016, но которая расположена недалеко от дневной поверхности и в непосредственной близости к долине реки.

Реконструированные оси максимальных сжимающих напряжений ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлении (рис. 2). Единичные определения связаны с субширотной и субвертикальной ориентировкой оси максимального сжатия. Оси промежуточных сжимающих напряжений имеют преимущественно северо-восточное направление (погружаются полого к юго-западу) или субвертикальны. Оси минимальных сжимающих напряжений в основном субвертикальные или ориентированы в направлении СЗ-ЮВ.

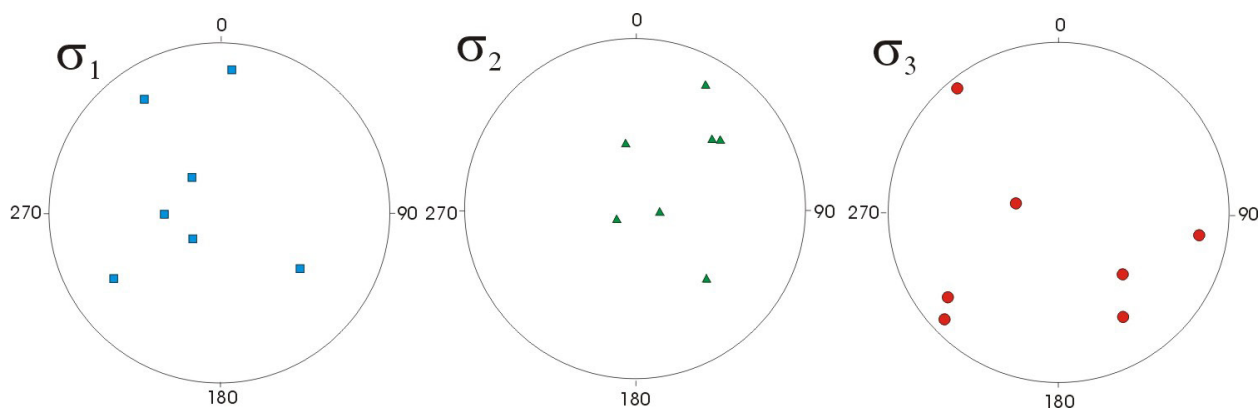


Рис. 2. Ориентировка осей главных напряжений по данным проведенной реконструкции при помощи метода катакластического анализа геологических индикаторов напряжений. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано положение осей главных напряжений: σ_1 – минимальных (растяжение), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных (сжатие) сжимающих напряжений.

Fig. 2. Orientation of the principal stress axes according to the data of the reconstruction using the method of cataclastic analysis of geological stress indicators. Stereoplots (stereographic projection on the upper hemisphere) show the position of the principal stress axes: σ_1 – minimum (tension), σ_2 – intermediate and σ_3 – maximum (compression) compressive stresses.

Для точек наблюдения, где имелись замеры малых структурных форм, были построены диаграммы полюсов трещин для определения преобладающих направлений и кинематических типов. Для наиболее проявленного направления простирания (ЮЗ-СВ) дизъюнктивов фиксируются сбросовые, взбросовые и сдвиговые нарушения. В одних местах по этому направлению проявлены левые сдвиги, в других – правые. По такому же направлению фиксируются субвертикальные зоны дробления с неясной кинематикой. Сделанные определения в рамках структурно-парагенетического анализа по направлению максимального сжатия группируются следующим образом: с северо-восточным – 10 определений; с северо-западным (до ССЗ) – 4 определения; с субширотным – 3 определения. Для наиболее распространенных парагенезов с северо-восточной ориентировкой максимального сжатия характерна следующая кинематика мелких разрывных нарушений (зеркал скольжения): субмеридионального и ССВ простирания правые сдвиги (т.н. 18001, 18009, 18566), субширотного простирания левые сдвиги (т.н. 18005, 18017, 18020, 18573), взбросо-надвиговые структуры с северо-восточным (до ВСВ) падением плоскости сместителя (т.н. 18005, 18013).

По исследованной области также построены диаграммы тектонической трещиноватости (без видимых следов смещений), которые показали наличие трех основных систем, две из которых преимущественно субвертикальные с СЗ и СВ простиранием, а третья пологая субгоризонтальная система. В некоторых местах преобладает одна из вышеописанных систем. В других случаях проявлена субширотная система с достаточно крутым падением.

Таким образом, по данным полевых тектонофизических исследований оси максимальных сжимающих напряжений ориентированы преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлениях. Единичные определения связаны с широтной и вертикальной ориентировкой оси максимального сжатия. По типу напряженного состояния в северной части Ловозерского массива преобладают обстановки горизонтального сжатия. Большинство малых структурных форм и небольших разрывных нарушений, по всей видимости, используют первичную делимость массива, которая в свою очередь связана с субвертикальными тектоническими структурами северо-восточного и северо-западного простирания, а также с субгоризонтальными геологическими и тектоническими границами.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 17-05-01193 и 18-05-00563.

Литература

1. Ловчиков А.В. Савченко С.Н. Напряженное состояние горных пород вблизи очистных выработок на руднике «Карнасурт» // Вестник МГТУ. 2013. Т. 16. № 4. С. 741–747.
2. Ловчиков А.В. Горно-тектонические удары на Ловозерском редкометальном месторождении // Вестник МГТУ. Т. 11. № 3. 2008. С. 385–392.
3. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч. 2. С. 173–235.
4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М. Издво: Наука. 2007. 406 с.
5. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М. Изд-во: ГЕОС. 2017. 225 с.

Гранулометрический состав донных отложений залива Колесбукхта (Западный Шпицберген)

Мещеряков Н.И.¹, Духно Г.Н.¹, Даувальтер В.А.², Шарин В.В.³

¹ Мурманской морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, meshcheriakov104@mail.ru

² Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, vladimir.dauvalter@mail.ru

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, sharin_v@mail.ru

Аннотация. Проведены научно-исследовательские работы в заливе Колесбукхта (Западный Шпицберген). Отобраны пробы донных отложений различных участков залива. Мощность вскрытой толщи осадков составила от 7 до 13 см. Проведён гранулометрический анализ проб методом Батурина-Осборна. Рассмотрены особенности формирования осадков в заливе Колесбукхта. Установлены факторы, определяющие условия осадконакопления в бассейне седиментации. Составлена карта-схема распределения донных отложений в заливе Колесбукхта.

Ключевые слова: Гранулометрический состав, осадконакопление, литораль, Западный Шпицберген, залив Колесбукхта, река Колес.

Granulometric composition of bottom sediments of the Colesbukhta gulf (West Spitsbergen)

Meshcheriakov N.I.¹, Dukhno G.N.¹, Dauvalter V.A.², Sharin V.V.³

¹ Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS, Murmansk, meshcheriakov104@mail.ru

² Institute of the North Industrial Ecology Problems, Apatity

³ St. Petersburg University, Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg

Abstract. Scientific research has been conducted in the Gulf of Colesbukhta (West Spitsbergen). Samples of bottom sediments from different parts of the bay have been collected. Bottom sediments from different parts of the bay have been sampled. The thickness of the exposed sediment ranges from 7 to 13 cm. The granulometric analysis of the samples has been carried out using the Baturin-Osborne method. The features of precipitation formation in the Colesbukhta gulf are considered. The factors determining the conditions of sedimentation in the sedimentation basin are established. A map of the bottom sediments distribution in the Colesbukhta gulf has been compiled.

Key words: Granulometric composition, sedimentation, littoral, West Spitsbergen, Colesbukhta gulf, Coles river.

Введение

Изучение современного осадконакопления в высокоширотных заливах и фьордах является важной научной задачей, решение которой способно дополнить фундаментальные знания о особенностях протекания седиментогенеза в условиях изменения климата и дегляциации ледников в Арктике (Мавлюдов и др. 2012; Анциферова и др., 2014; Forland, Hanssen–Bauer, 2003; Forwick, Vorren, 2011). При изучении современного осадконакопления в подобных бассейнах седиментации особую роль следует отводить анализу гранулометрического состава донных отложений. Размерность частиц слагающих осадок, является важным показателем, который даёт возможность охарактеризовать условия осадконакопления в бассейне седиментации.

В результате развитой инфраструктуры, наиболее удобным полигоном для изучения осадконакопления являются заливы и фьорды острова Западный Шпицберген. Среди заливов и фьордов острова выделяется залив Колесбукхта, он является относительно доступным и при этом наименее изученным в данном аспекте объектом.

Район исследований

Отбор проб выполнен в 2018 году в заливе Колесбухта (Западный Шпицберген) с борта НИС «Дальние Зеленцы», а также в ходе сухопутной экспедиции в район работ, при этом отобраны донные отложения различных участков залива (рис. 1).

Залив Колесбухта относится к системе залива Ис-фьорд и является одним из его многочисленных рукавов. Между заливами имеется свободный водо- и ледообмен. Залив Колесбухта простирается в юго-юго-восточном направлении при этом вдаётся в берег на 4.2 км, его ширина в устье по траверсу мысов Лайла и Русанова составляет порядка 3.5 км, площадь водного зеркала – 11 км², береговая линия – 13.5 км. Котловина залива имеет корытообразную форму, глубина увеличивается с юга на север. В большей части залива, глубина не превышает 50 м, однако на выходе в Ис-фьорд отмечаются глубины до 100 м.

Для залива характерна обширная литораль, так на западном побережье в период отлива осушается 400-500 м, максимально до 700 м в районе мыса Лайла, на восточном побережье – 170 м, в куту залива – 300 м. Крупнейшим водотоком водосбора является река Колес, впадающая в залив на юге.

Материалы и методы

Орудием отбора проб с борта НИС «Дальние Зеленцы» являлись дночерпатель Ван Вина и пластиковая колонка (d-55мм, h-150мм). Колонка донных отложений отбиралась из дночерпателя через верхние створки. Мощность вскрытой осадочной толщи составила от 7 до 13 см. При обработке колонка отложений разделялась на слои мощностью 1 см, которые подвергались гранулометрическому анализу. На литорали проводились геоморфологические визуальные наблюдения в ходе пеших маршрутов, а также отбирались поверхностные донные отложения (рис. 1). Всего обработано 62 проб донных отложений депрессии и 6 проб донных отложений литорали залива.

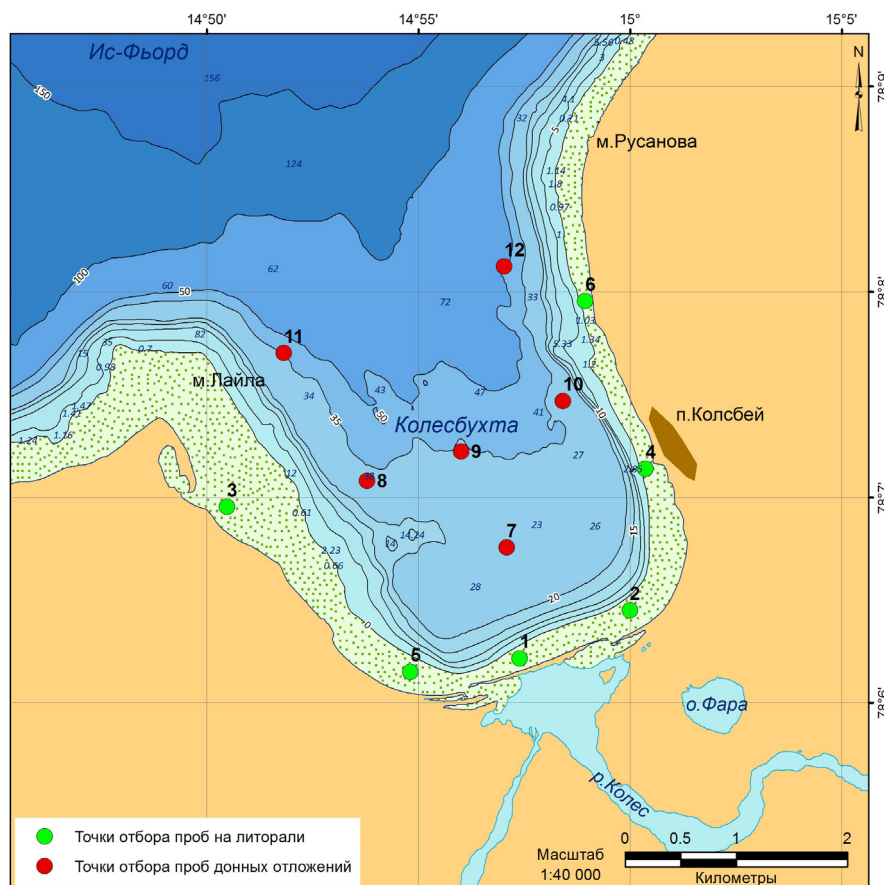


Рис. 1. Точки отбора проб в районе работ.

Fig. 1. Sampling points in the study area.

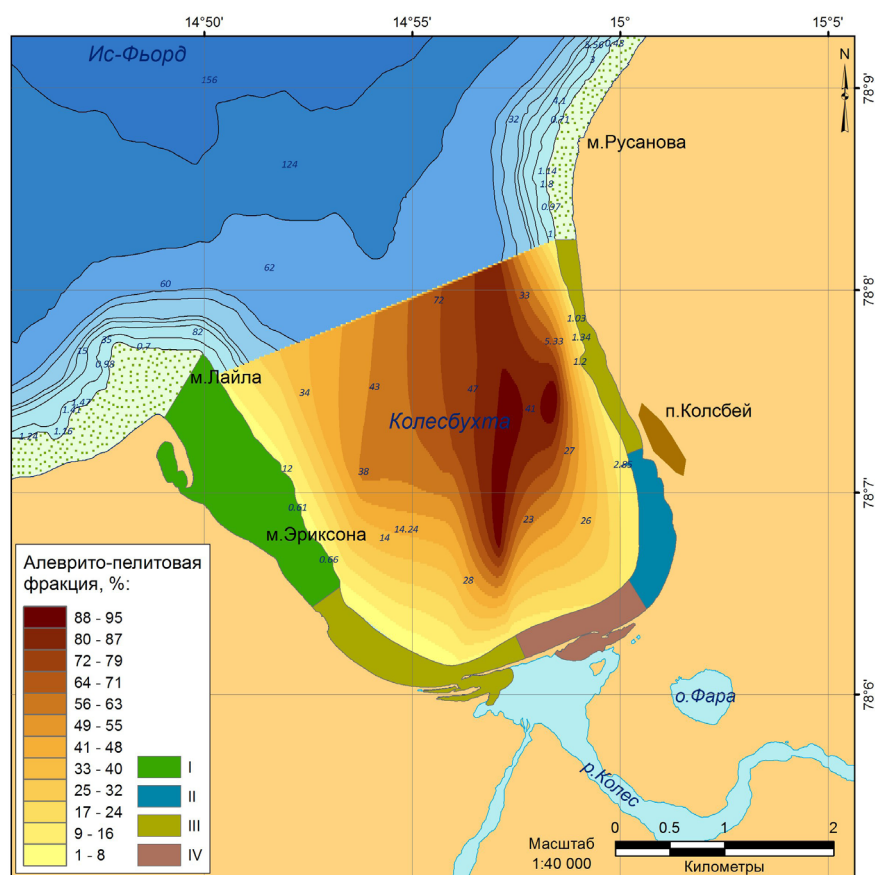


Рис. 2. Карта-схема распределения донных отложений залива Колесбухта.

I – разномерный песок, гравий, галька; II – мелкозернистый песок, алевроит, пелит; III – галька, гравий, крупнозернистый песок; IV – слабосортированный материал.

Fig. 2. Map of the distribution of bottom sediments of the Colesbukhta gulf.

I – inequigranular sand, gravel, pebbles; II – fine-grained sand, silt, pelite, III – pebbles, gravel, coarse sand; IV – poorly sorted material.

Гранулометрический анализ проб проводился в лаборатории ММБИ КНЦ РАН по методике Батурина-Осборна.

Результаты исследования

Литораль

На северо-западе залива, гранулометрический состав осадков, во много определяется обширной зоной осушки и мелководьем. Здесь сформировались осадки, сложенные разномерным песком с примесью гравийно-галечного материала в верхней части литорали. Южнее, где отмель сужается, распространены осадки, сложенные грубообломочным материалом, в основном галькой, гравием и крупнозернистым песком (рис. 2, табл.).

Гранулометрический состав донных отложений кута во многом определяется речным стоком реки Колес. Западная часть дельты реки Колес отделена от моря гравийно-галечным баром, простирающимся субширотно приблизительно на 1.3 км. Основной речной сток приходится на восточную часть кута. Следует отметить, что в западной части кута распространены осадки сложенные галечно-гравийным материалом с примесью крупнозернистого песка, в то время как осадки восточной части кута представлены слабосортированным материалом, включающим в себя от грубообломочных до мелкодисперсных частиц, с незначительным преобладанием разномерного песка (рис. 2, табл.).

Таблица. Гранулометрический состав донных отложений литорали залива Колесбукхта, в %.
 Table. The granulometric composition of the bottom sediments of the Colesbukhta gulf littoral, %.

Точки отбора	>2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	<0.01
1	31.0	27.0	25.4	7.8	2.0	0.8	0.7	5.3
2	21.7	13.0	11.3	7.3	16.8	13.5	9.3	7.1
3	14.6	25.9	21.1	12.1	22.0	0.7	0.6	3.0
4	0.8	0.5	0.4	0.4	59.7	19.5	5.7	9.3
5	56.8	15.8	21.0	4.4	1.0	0.4	0.3	0.3
6	54.9	36.2	4.5	1.1	0.9	0.9	0.5	1.0

Депрессия залива

С увеличением глубины, доля мелкодисперсного материала в осадках увеличивается. Данная закономерность прослеживается повсеместно (рис. 2). Осадки представлены в основном мелкоалевритовыми и пелитовым материалом. Вдоль восточного борта отмечается наибольшее содержание пелитовой фракции в донных отложениях. Гранулометрический состав вскрытой толщи донных отложений депрессии залива имеет как несомненные сходства, так и различия. В основном преобладают мелкодисперсные осадки, однако локально прослеживаются включения зёрен грубообломочного материала (рис. 3).

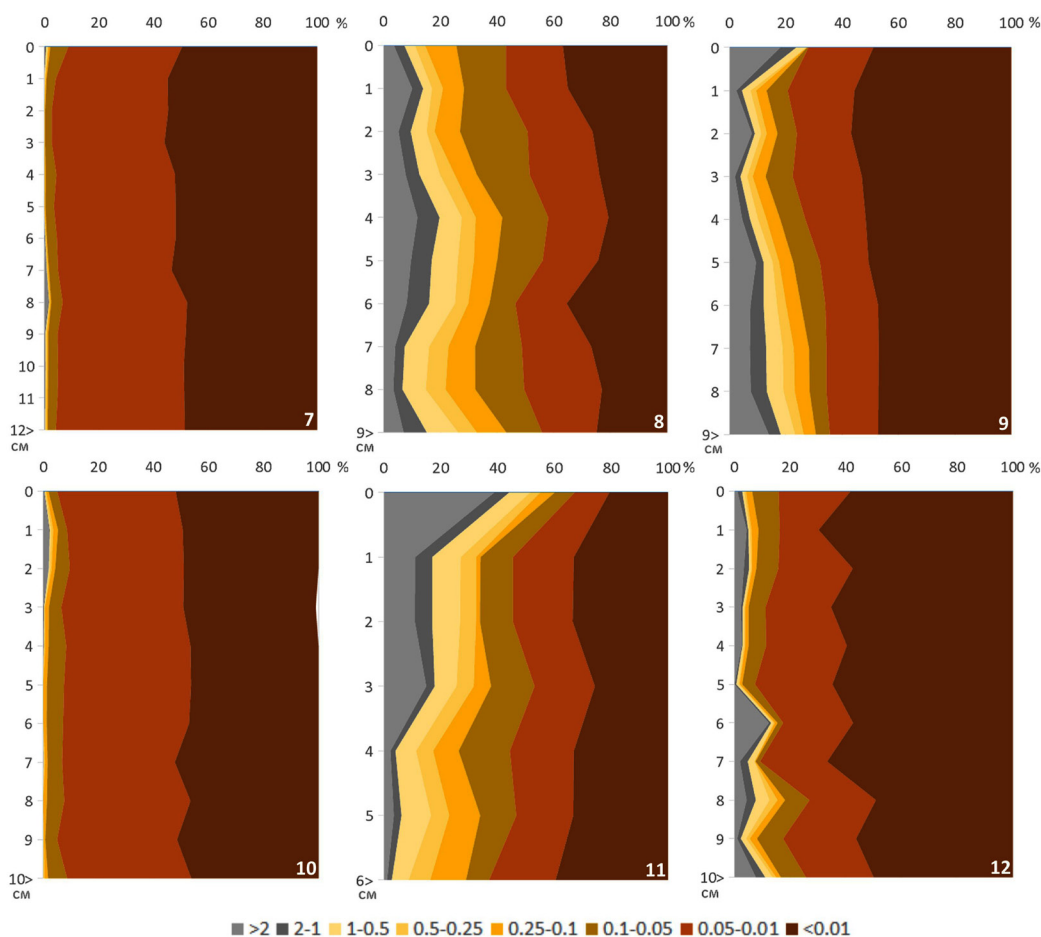


Рис. 3. Гранулометрический состав вскрытой толщи донных отложений залива Колесбукхта.

Fig. 3. The granulometric composition of the exposed sequence of bottom sediments of the Colesbukhta gulf.

Заключение

Таким образом, гранулометрический состав донных отложений залива Колесбухта тесно связан с речным стоком, океанологическими процессами, а также геоморфологическими особенностями депрессии залива. Для литорали залива Колесбухта свойственно формирование разных типов осадков. Гранулометрический состав донных отложений литорали не однороден и варьирует в зависимости от локальных условий осадконакопления. В приглубых участках залива формируются осадки, сложенные мелкоалевритовым-пелитовым материалом, местами имеются включения зёрен более крупных фракций. Формирование пелитовых отложений отмечается вдоль восточного борта залива.

Данная работа является первым шагом по изучению седиментогенеза в заливе Колесбухта и нуждается в дополнительном проведении седиментологических исследований.

Авторы считают своим долгом поблагодарить заведующего лаборатории океанографии и радиоэкологии ММБИ КНЦ РАН, к.г.н., Ильина Г.В., за помощь и ценные советы по оформлению данной работы.

Работа выполнена в рамках темы госзадания «Комплексные исследования экосистем фьордов и морей, омывающих архипелаг Шпицберген».

Литература

1. Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. Изменения климата на Архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013-2014 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Комплексные исследования природы Шпицбергена. М. Изд-во: ГЕОС. 2014. Вып. 12. С. 16–21.
2. Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (арх., Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 1 (91). С. 67–77.
3. Forland, E. J., Hanssen–Bauer, I. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Res.* 2003. V. 22. P. 113–124.
4. Forwick M, Vorren T.O. Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen. *Norwegian Journal of Geology.* 2011. V. 90. P. 163–179.

Циркониевая минерализация в аповулканитовых метасоматитах Ловозерского щелочного массива

Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Калашников А.О., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Иванюк Г.Ю.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, ylya_korchak@mail.ru

Аннотация. В статье обсуждается формирование циркониевой минерализации при фенитизации вулканитов основного состава. Образование собственных фаз циркония связано с привнесом Zr щелочными расплавами-растворами, а состав этих фаз обусловлен волнообразным изменением концентрации щелочей. Первым кристаллизуется циркон, затем, при максимальной щелочности, паракелдышит, который сменяется эвдиалитом. При изменении паракелдышита образуется бадделейт.

Ключевые слова: базальты, туфы, фенитизация, Ловозерский массив, цирконий, паракелдышит, эвдиалит, циркон, бадделейт.

Zirconium mineralization in apo-volcanic metasomatites of the Lovozero alkaline massif

Mikhailova Yu.A., Pakhomovskiy Ya.A., Kalashnikov A.O., Yakovenchuk V.N., Bazai A.V., Ivanyuk G.Yu.

Geological Institute KSC RAS, Apatity, ylya_korchak@mail.ru

Abstract. The article discusses the formation of zirconium mineralization during fenitization of volcanic rocks of basic composition. The formation of own zirconium phases is associated with the addition of zirconium with alkaline melt-solutions, and the composition of these phases is due to the wave-like change in alkali concentration. Zircon crystallizes first, then, with maximum alkalinity, parakeldyshite and eudialyte. Baddeleyite is formed by changing parakeldyshite.

Key words: basalt, tuff, fenitization, Lovozero massif, zirconium, parakeldyshite, eudialyte, zircon, baddeleyite.

Ловозерский щелочной массив – это расслоенный лакколлит, внедрившийся 370 ± 7 млн. лет назад (Kramm and Kogarko, 1994) в архейские гнейсы и перекрывающую их толщу пород трапповой формации. Массив состоит из двух крупных комплексов: эвдиалитового и дифференцированного (рис. 1 а). Эвдиалитовый комплекс залегает сверху разреза, составляет 18 % объема массива и внутренним расслоением не обладает. Он сложен нефелиновыми сиенитами, обогащенными минералами группы эвдиалита (эвдиалитовыми люавритами). На долю дифференцированного комплекса приходится 77 % объема массива, расслоение в нем проявлено четко. Элементарной единицей расслоенности здесь является последовательность (ритм) щелочных пород (снизу вверх): уртит-фойяит-люаврит (малиньбит). В этом ряду происходит постепенный переход от почти мономинеральных нефелиновых фойидолитов (уртитов) к лейкократовым нефелиновым сиенитам (фойяитам), а затем к мезо- и меланократовым нефелиновым сиенитам (люавритам). Последовательность уртит-фойяит-люаврит повторяется регулярно (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972).

Среди щелочных пород дифференцированного и эвдиалитового комплексов, подчиняясь общей расслоенности массива, расположены пластовые или линзовидные ксенолиты вулканогенно-осадочных пород трапповой формации (ловозерской свиты). В неизменном виде эти породы представлены оливиновыми базальтами, базальтовыми туфами и туффитами и сложены форстеритом, диопсидом-авгитом, плагиоклазом (олигоклазом-андезином), флогопитом, ильменитом и кварцем в переменных пропорциях (Korchak, 2011).

Степень контактово-метасоматической переработки (фенитизации) пород ксенолитов различна. Характер минеральных ассоциаций образующихся фенитов полностью зависит от температуры. При изначально высокой температуре ($750-800^\circ\text{C}$) процесс фенитизации начинается с образования пород роговиковой структуры, состоящих из анортоклаза, ортоклаза, аннита, секанинаита, герци-

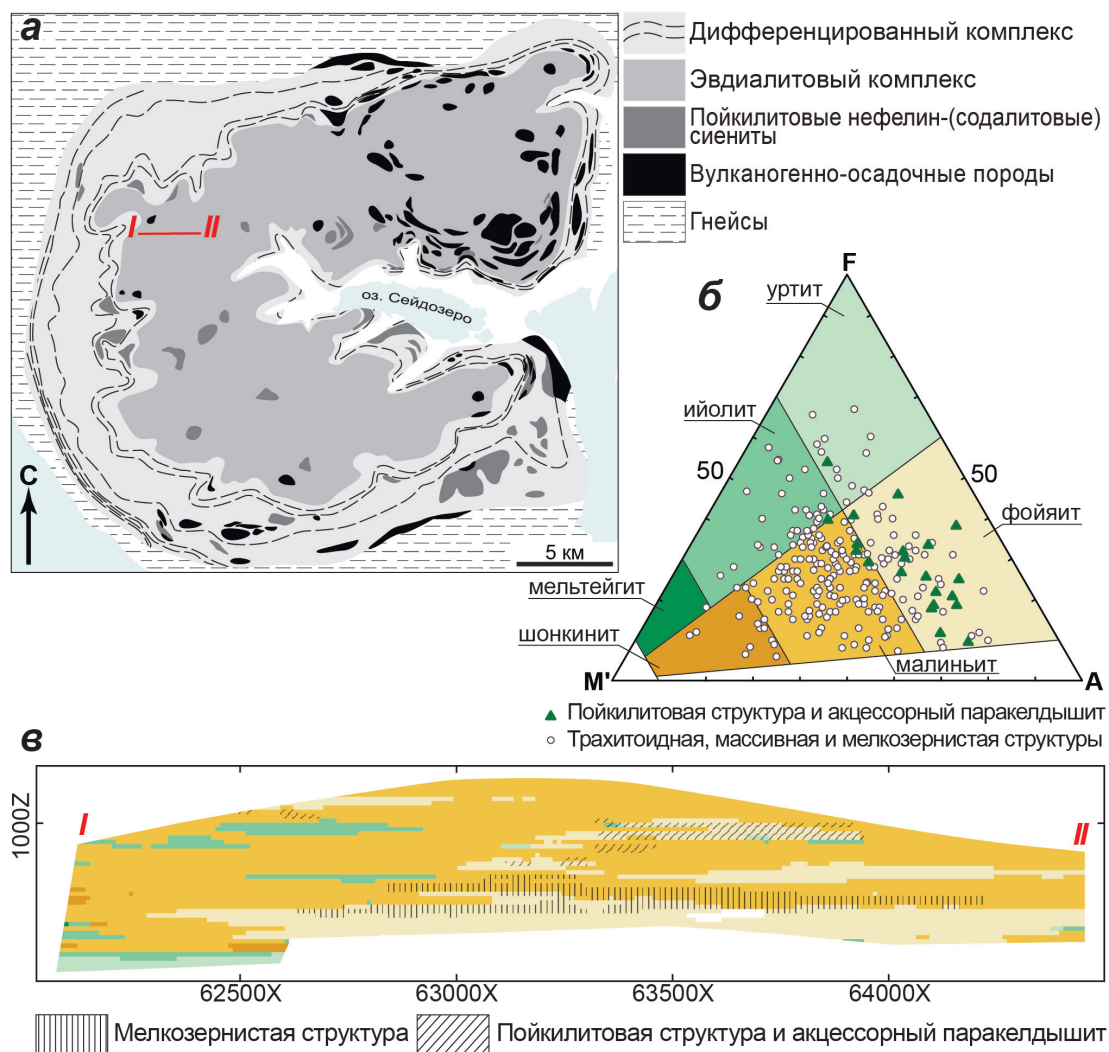


Рис. 1. а – схема геологического строения Ловозерского массива по (Буссен, Сахаров, 1972), с дополнениями; б – модальный состав щелочных пород Аллуайвского участка согласно данным подсчёта площадей зёрен в шлифах. Зелеными треугольниками выделены породы пойкилитовой структуры, содержащие паракелдышит-фторапатит-титанитовую ассоциацию; в – разрез по линии I-II (см. рис. 1 а). Цвета соответствуют рис. 1 б. Штриховками выделены мелкозернистая и пойкилитовая структуры соответствующих пород.

Fig. 1. a – the scheme of the geological structure of the Lovozero massif after (Bussen, Sakharov, 1972), as supplemented; b – modal composition of alkaline rocks of the Alluaive locality according to the data of calculation of grain areas in thin polish sections. Green triangles indicate rocks of poikilitic structure containing parakeldyshite-fluorapatite-titanite association; c – section along the line I-II (see Fig. 1a). Colors correspond to Fig. 1 b. Fine-grained and poikilitic structures of the corresponding rocks are highlighted by shading.

нита и ильменита. По мере падения температуры в роговиках появляются эгирин-(авгит), альбит, нефелин и щелочные амфиболы (арфведсонит, магнезиоарфведсонит), т.е. ассоциация, почти аналогичная вмещающим нефелиновым сиенитам и фойдолитам. Спецификой аповулканических метасоматитов является обогащение фторапатитом и титанитом. При низкотемпературной фенитизации стадия ороговикования отсутствует (Korchak, 2011).

Крупный пласт аповулканических метасоматитов обнаружен нами при исследовании пород Эвдиалитового комплекса в районе гор Аллуайв и Куамдеспакх (профиль I-II на рис. 1 а). Преобладающими plutonic породами здесь являются малиньиты (рис. 1 б), в том числе мелкозернистые, в толще которых расположены субгоризонтальные залежи ийолитов, шонкинитов, фойяитов и уртитов (рис. 1 в). Переходы между всеми этими породами постепенные, структура их трахитоид-

ная либо массивная. Пласт пород, модально соответствующих фойяитам (реже – уртитам, рис. 1 б), но обладающих паракелдышит-фторапатит-титанитовой акцессорной минерализацией и пойкилитовой структурой, располагается наклонно и имеет мощность до 120 метров. Нетипичная акцессорная минерализация отличает метасоматиты от других пород пойкилитовой структуры – нефелин-(содалитовых) сиенитов (рис. 1а).

Основу структуры метасоматитов составляют (1) пойкилокристаллы ортоклаза ($Or_{44-57}Ab_{40-51}$) и ортоклаз-пертита с включениями нефелина, содалита, вишневиты; (2) идиоморфный крупный нефелин. Полевой шпат насыщен мелкими (до 20 мкм) включениями фторапатита, титанита, лопарита, эгирина, сфалерита. В породе большое количество резорбированных реликтов диопсида и/или авгита, окруженных каймами сначала эгирин-авгита, а затем, снаружи, рихтерита и/или ферри-катофорита. Характерны симплектитовые срастания магнезиоарфведсонита с нефелином, окруженные каймами эгирина. Внутри магнезиоарфведсонита и на его границе с эгирином сосредоточены крупные зерна фторапатита, титанита (рис. 2 а), ильменита и лопарита. Эгирин, кроме кайм, образует веерообразные агрегаты в интерстициях зерен полевого шпата и нефелина.

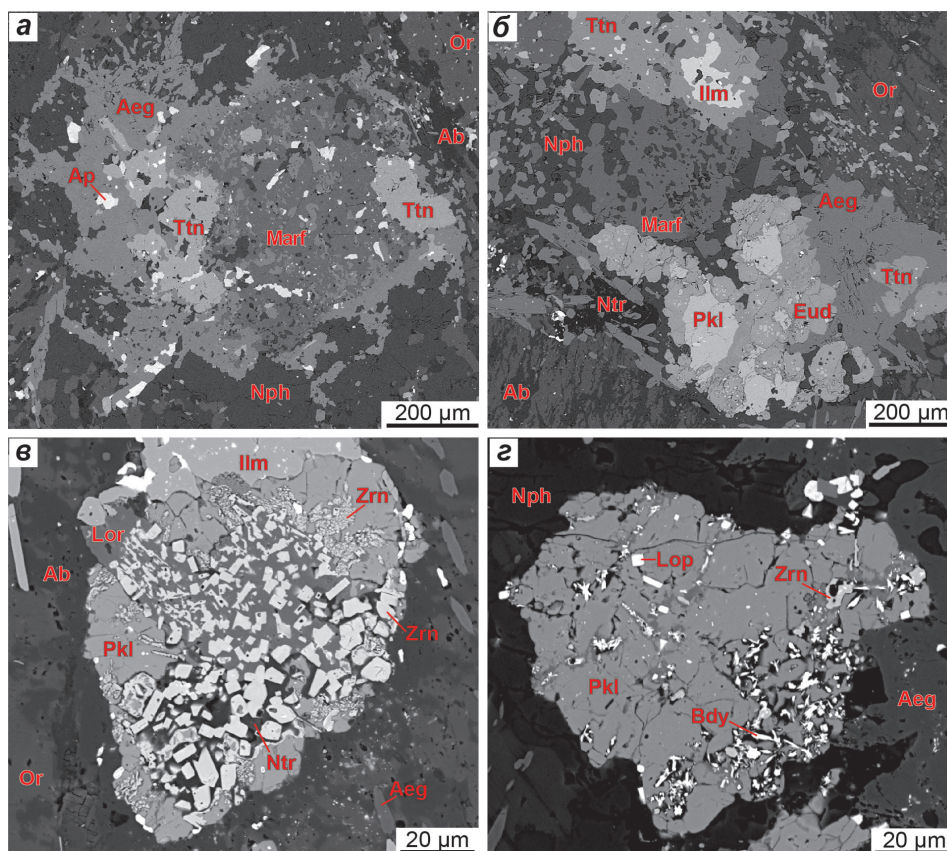


Рис. 2. а – срастания магнезиоарфведсонита и нефелина, окруженное каймой эгирина и насыщенное включениями титанита и фторапатита (образец 157/63); б – зерна паракелдышита, окруженные каймами эвдиалита в ассоциации с эгирином и титанитом (образец 156/98); в – срастания циркона с лоренценитом, натролитом и паракелдышитом (образец 156/77); г – бадделеит, циркон и лопарит внутри зерен паракелдышита (образец 156/77). Фото в обратно-рассеянных электронах. Aeg – эгирин; Ab – альбит; Ap – фторапатит, Bdy – бадделеит, Eud – эвдиалит; Ilm – ильменит, Lop – лопарит; Marf – магнезиоарфведсонит; Nph – нефелин; Ntr – натролит, Or – ортоклаз, Pkl – паракелдышит; Ttn – титанит, Zrn – циркон.

Fig. 2. a – magnesioarfvedsonite and nepheline, surrounded by aegirine and saturated with inclusions of titanite and fluorapatite (sample 157/63); б – parakeldyshite grains surrounded by eudialyte rims in association with aegirine and titanite (sample 156/98); в – fusion of zircon with lorenzenite, natrolite, and parakeldyshite (sample 156/77); г – baddeleyite, zircon, and loparite inside the parakeldyshite grains (sample 156/77). BSE-images. Aeg – aegirine; Ab – albite; Ar – fluorapatite, Bdy – baddeleyite, Eud – eudialyte; Ilm – ilmenite, Lop – loparite; Marf – magnesioarfvedsonite; Nph – nepheline; Ntr – natrolite, Or – orthoclase, Pkl – parakeldyshite; Ttn – titanite, Zrn – zircon.

Минералы циркония в этих породах представлены паракелдышитом, эвдиалитом, цирконом и бадделеитом. Все они приурочены к зернам амфиболов и пироксенов (рис. 2 а, б). Паракелдышит формирует мелкие (до 400 мкм в поперечнике) округлые или неправильной формы зерна с многочисленными мелкими (до 10 мкм) включениями лопарита. Снаружи зерна паракелдышита окружены каймами эвдиалита (рис. 2 б). Реже в составе кайм присутствуют титанит, фторапатит и ильменит. Внутри эвдиалита расположены мелкие включения лопарита. С паракелдышитом часто ассоциирует циркон, который образует либо отдельные мелкие кубические кристаллы внутри паракелдышита, либо агрегаты мелких зерен в сростаниях с паракелдышитом. Паракелдышит также обрастает вокруг симплектитовых сростаний циркон+лоренценит, циркон+натролит (рис. 2 в), циркон+эгирин. Кроме паракелдышита, перечисленные симплектитовые сростания циркона могут быть окружены мелкими зернами эвдиалита. Вместе с цирконом внутри паракелдышита встречаются мелкие призматические кристаллы бадделеита. Они располагаются вместе с цирконом в небольших полостях рыхлого агрегата зерен паракелдышита, но чаще цепочками внутри паракелдышита в ассоциации с фазой, по составу близкой к келдышиту.

Неизменные породы ловозерской свиты (оливиновые базальты, туфы, туффиты) не содержат минералов циркония по причине низкого содержания этого элемента (максимально 0.01 мас. % ZrO_2). Цирконий здесь рассеян в породообразующих темноцветных минералах. В апо-вулканитовых метасоматитах содержание циркония на порядок выше и достигает 0.48 мас. % ZrO_2 , что свидетельствует о привносе этого элемента щелочными расплавами-растворами в процессе фенитизации. Осаждение циркония, по-видимому, непосредственно следует за кристаллизацией щелочных пироксенов и амфиболов. Об этом свидетельствуют взаимоотношения минералов в шлифах (например, призматические кристаллы эгирина внутри паракелдышита и эвдиалита), а также постоянная примесь циркония в составе эгирина (до 1.02 мас. % ZrO_2) и магнезиоарфведсонита (до 0.67 мас. % ZrO_2), наличие которой возможно только в отсутствие собственных минералов циркония. Разнообразие фаз циркония обусловлено постепенным нарастанием концентрации щелочей в ходе фенитизации пород ксенолитов. Ранняя (относительно эгирина) кристаллизация магнезиоарфведсонита свидетельствует о повышенной концентрации Si и относительно низкой щелочности, что приводит к образованию циркона (Piilonen et al., 1998). Относительно раннему формированию циркона, вероятно, также благоприятствует повышенное содержание фтора (Farges et al., 1991) на начальном этапе фенитизации, о чем свидетельствует одновременное образование фторапатита. Кристаллизация эгирина приводит к увеличению содержания щелочей относительно кремния (Mikhailova et al., 2017), что стабилизирует паракелдышит. Эвдиалит образуется позже паракелдышита на завершающей стадии фенитизации на фоне падения концентрации щелочных компонентов. Бадделеит является самым поздним из минералов циркония. Он, вероятно, образуется в результате изменения паракелдышита.

Исследования проводились в рамках научной темы ГИ КНЦ РАН 0226-2019-0051 при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа I-48).

Литература

1. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л. Изд-во: Наука. 1972. 296 с.
2. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М. Изд-во: Наука. 1966 395 с.
3. Farges F., Ponader C. W., Brown Jr G. E. Structural environments of incompatible elements in silicate glass/melt systems: I. Zirconium at trace levels // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. Т. 55. № 6. С. 1563–1574.
4. Korchak Y.A., Men'shikov Y.P., Pakhomovskii Y.A., Yakovenchuk V.N. & Ivanyuk G.Y. Trap formation of the Kola Peninsula. *Petrology*. 2011. V. 19(1). P. 87–101.
5. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres. Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. 1994. Т. 32. № 3-4. С. 225–242.
6. Mikhailova J.A. et al. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif. Kola Peninsula, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2017. Т. 82. С. 181–197.
7. Piilonen P.C., McDonald A.M., Lalonde A.E. The crystal chemistry of aegirine from Mont Saint-Hilaire, Quebec // *The Canadian Mineralogist*. 1998. Т. 36. № 3. С. 779–791.

Признаки минералого-геохимической зональности металлоносных образований Цзямусы-Ханкайской графитоносной провинции

Молчанов В.П.¹, Андросов Д.В.¹, Молчанова Н.Н.²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vpmol@mail.ru

² ООО «Гидрометаллург», Владивосток, 631135@mail.ru

Аннотация. В пределах единой зоны региональной графитизации, вытянутой в субмеридиональном направлении на многие десятки километров сопредельных территорий Приморья (Россия) и провинции Хэйлунцзян (КНР), с участием авторов, выявлены многочисленные проявления благороднометальной минерализации, отнесенные к одной Цзямусы-Ханкайской провинции. На ее северном фланге расположены объекты Дальнереченской группы (наиболее крупное – Филинское), в центре – месторождения Лесозаводской группы (Тургеневское, Тамгинское), на юге – графитоворудный гигант Люмао. Сравнительным анализом установлены черты сходства их геологии, минералогии и геохимии. Наблюдаемые различия рудных образований отражают существование, как минимум, двух контрастных геохимических зон – нижнерудной (Филинское месторождение) и верхнерудной (Тургеневское и Люмао).

Ключевые слова: зональность, высокоуглеродистые породы, юг Дальнего Востока РФ, Северо-Восток КНР, минералогия, геохимия.

Signs of the mineralogical and geochemical zonality of the metal-bearing formations of the Jiamusi-Hankai graphite-bearing province

Molchanov V.P.¹, Androsov D.V.¹, Molchanova N.N.²

¹ Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, vpmol@mail.ru

² Limited Liability Company «Hydrometallurg», Vladivostok, Russia, 631135@mail.ru

Abstract. Numerous manifestations of noble metal mineralization attributed to the same Jiamusi-Khanka province have been defined within a single zone of regional graphitization extended in a submeridional direction for many tens of kilometers of adjacent territories of Primorye (Russia) and Heilongjiang (China), with the participation of the authors of the proposed work. On the northern flank there are facilities of the Dalnerechenskoye group (Filinskoye is the largest), in the center there are deposits of the Lesozavodskoye group (Turgenevskoye and Tamginskoye), and in the south there is a graphite-ore giant, Liumaoyao. Comparative analysis has established similar features of their geology, mineralogy and geochemistry. The observed differences in the ore formations reflect the existence of at least two contrasting geochemical zones – the lower ore (Filinskoye deposit) and the upper ore (Turgenev and Liumaoyao).

Key words: zonality, high carbon rocks, the south of the Far East of the Russian Federation, the Northeast of China, mineralogy, geochemistry.

Введение

Многие наукоемкие технологии, являющиеся показателями уровня развития промышленного производства передовых стран, немыслимы без использования графита. Уникальные свойства этого минерала вместе с последними открытиями в области ядерной энергетики, электроники и нанотехнологий полностью поменяли наше представление о возможностях его использования. В странах Европейского союза и Китае графит внесен в список критических минералов. Основные месторождения высококачественного кристаллического графита располагаются в Китае, Индии, Бразилии, Чехии, Канаде и Мексике. При этом, основным производителем и экспортером графитового сырья является Китай. Немногочисленные российские предприятия, специализирующиеся на добыче графита, лишь в малой степени обеспечивают потребности нашей страны в графитовой продукции. Основная часть кристаллического графита ввозится из-за рубежа. Одним из направлений обеспечения национальной безопасности России является создание новых центров добычи и переработки графитовых руд высокого качества. Выполненные исследования позволяют наметить основ-

ные направления промышленного освоения российских месторождений графита юга Дальнего Востока, их комплексного использования и глубокой переработки высокоуглеродистого минерального сырья.

Результаты исследований и их обсуждение

Высокоуглеродистые породы занимают обширные территории в пределах Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР. Только в Приморском крае они образуют широкую зону, вытянутую в субмеридиональном направлении на многие десятки километров вдоль границы Ханкайского и Цзямусы террейнов от г. Дальнереченска на севере через г. Лесозаводск до г. Цзиси (провинция Хэйлуцзян, КНР). В пределах зоны установлен ранний этап регионального метаморфизма низкоградиентного широкозонального типа в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, возраст которого составил 730 млн. лет. Поздний этап метаморфизма от гранулитовой до зеленосланцевой фаций связан с коллизионными событиями на рубеже кембрия и ордовика. Одним из важнейших результатов геологических исследований последних десятилетий в пределах этой зоны является открытие (Ханчук и др., 2004) проявлений благороднометалльно-редкоземельной минерализации. В ее северной, российской, части (Дальнереченская площадь) выявлено пять месторождений (наиболее крупное из них - Филинское), в центре (Лесозаводская площадь) расположено свыше тридцати объектов (в том числе известные месторождения графита Тамгинское и Тургеневское), а в южном, китайском, сегменте (Машаньская площадь) размещено около сорока месторождений, в том числе и графитоворудный гигант Люмао, на долю которого приходится более половины мировой добычи кристаллического графита. Учитывая широкое площадное проявление металлоносных графитизированных пород при их значительной мощности по вертикали (до 3000 м), можно полагать, что они, помимо графита, аккумулируют значительные ресурсы благородных металлов (БМ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Было предложено (Ханчук и др., 2017) объединить упомянутые графитоносные площади в одну Цзямусы-Ханкайскую провинцию.

Дальнереченская металлоносная площадь

Наиболее крупное месторождение площади, Филинское, открытое с участием авторов (Khanchuk et al., 2018), приурочено к породам нижней (ружинской) свиты рудовмещающего разреза отложений иманской серии. Специфика его рудных образований состоит в тесной связи с процессами регионального метаморфизма, проявившегося в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации. Комплекс рудовмещающих пород представлен переслаиванием мраморов, кальцифиоров, биотит-кварц-полевошпатовых сланцев и согласных инъекций биотитовых и лейкократовых гранито-гнейсов. Породы сильно дислоцированы, смяты в антиклинальную складку субмеридионального простирания. Восточное крыло складки прорвано штоком лейкократовых гранитов. Отмечается присутствие секущих слоистую толщу маломощных жил, сложенных кварцем и полевым шпатом. По контактам с гранитами и гранито-гнейсами мрамора скарнированы. В мраморах и сланцах графит в ассоциации с сульфидами и флюоритом развит в виде тонкочешуйчатой равномерно рассеянной вкрапленности, в скарнах и гранито-гнейсах образует крупные мономинеральные гнезда, жилы и прожилки.

Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется сложным полиминеральным составом. Самородное золото чаще всего представлено частицами неправильных очертаний. Диапазон гранулометрической шкалы этих обособлений невелик (10-20 мкм). По химическому составу их можно отнести к высокопробным разновидностям. Лишь в отдельных золотилах фиксируется примесь Cu до 1-2 %. Самородное серебро обнаружено в виде проволоковидных выделений размером до 10-15 мкм. В некоторых из них присутствует Cu (0.9 %). В ассоциации с минералами БМ и графитом отмечаются сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, Со – содержащий арсенопирит, галенит, висмутин, тетрадимит), а также барит, рутил, монацит, ксенотим, уранинит. Наряду с ними довольно часто встречаются зерна Yb - содержащего (до 1 %) флюорита, образующего с кварцем графические сростания.

В изученных графитизированных породах установлен широкий спектр элементов. Отличительными чертами рудовмещающих пород являются повышенные концентрации Al_2O_3 и щелочей при преобладании Na_2O над K_2O , а также Y, Cr, Zn, Ni, Rb, Zr, Ba, Pb, Th.

По характеру распределения РЗЭ графитоносные породы разделяются на две группы: одну с низким суммарным содержанием РЗЭ и положительной европиевой аномалией и другую с более высоким содержанием РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией. В первую из них попадают граниты, во вторую – все остальные разновидности пород изученной площади. Различия в амплитуде европиевой аномалии могут отражать разную глубину магматического очага. Тренды распределения РЗЭ в гранитах описываются кривыми, отражающими резкое обогащение легкими и средними лантаноидами относительно тяжелых (отношение La/Yb достигает 55, La/Sm – 16.5). Суммарное содержание РЗЭ составляет 59 г/т.

Углеродистым породам второй группы свойственно значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Максимальные концентрации РЗЭ зафиксированы у углеродистых сланцев (Σ РЗЭ до 740 г/т, La/Yb 110-120). Им близки хондрит – нормализованные тренды распределения РЗЭ в скарнах, графитовых жилах и гранито-гнейсах. Они также обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb 11-24), но располагаются в области более низких концентраций РЗЭ. Кварцевые жилы представлены компактной группой трендов, отражающих максимальное снижение всех РЗЭ (Σ РЗЭ до 5-11 г/т). Им свойственна незначительная европиевая аномалия, а также уменьшение величины отношения La/Sm и Gd/Yb. Это выражается в слабом проявлении дифференциации как среди легких, так и тяжелых лантаноидов.

Все отмеченные разновидности пород графитизированы, концентрация элементарного углерода в отдельных случаях достигает 20 мас. %. Выполненные анализы указывают на наличие тенденции снижения степени графитизации пород в направлении от скарнов к кварцевым жилам. Более того, сопоставление полученных данных показало, что в образцах с повышенными содержаниями графита и золота (0.1-0.2 г/т) постоянно присутствуют значительные количества лантаноидов. Тесная ассоциация редкоземельных и благородных металлов с графитом свидетельствуют в пользу их генетического родства, являясь признаком происхождения из единого рудогенерирующего источника. Этот факт имеет важное прикладное значение, поскольку позволяет контролировать не только качество исходного благороднометалльно-редкоземельно-графитового материала, но и корректировать направление будущих технологических исследований.

Лесозаводская металлоносная площадь

Критическая ситуация с графитовым сырьем в современной России вызвала интерес к выявленным в прошлом высокоуглеродистым породам юга Дальнего Востока, в частности, Тургеневскому и Тамгинскому месторождениям. Разведочными работами сороковых годов прошлого столетия (Солоненко, 1951) они были отнесены к числу крупнейших в СССР источников кристаллического графита. Им посвящены многочисленные публикации сотрудников ДВГИ ДВО РАН (Ханчук и др., 2004, 2010, 2018 и т.д), установивших присутствие значительных ресурсов благородных металлов. В этих работах дана детальная характеристика по минералогии и петрографии пород и руд, приводятся сведения о изотопно-геохимических особенностях рудных образований, рассматриваются проблемы их генезиса. Согласно цитированным источникам, Тургеневское месторождение, которому посвящены основные исследования авторов, расположено в Ружинском метаморфическом комплексе, в ядре которого вскрыт эрозией комплекс пород верхней тургеневской свиты уссурийской серии, измененных в условиях амфиболитовой фации (участок «Западный»). Комплекс представлен переслаиванием гранат-биотит-полевошпатовых, биотит-кварц-полевошпатовых кристаллосланцев и плагиогнейсов с мраморами и согласными инъекциями биотитовых и лейкократовых очковых гранито-гнейсов. Мрамора на контакте с гранито-гнейсами скарнированы. Отмечается присутствие маломощных (до 1 м) согласных со сланцеватостью даек лампрофиров габбро-диоритового состава щелочного (калиевого) уклона. На крыльях Ружинского купола обнажены позднепротерозойские черные апотерригенные аспидные и филлитовидные графит-серицит-кварцевые сланцы ми-

трофановской свиты лесозаводской серии, с высоким (до 12 мас. %) содержанием углерода («Восточный» участок). Степень их метаморфизма отвечает зеленосланцевой фации. Представленные на месторождении литологические разности пород подвержены процессам наложенной графитизации в виде дисперсных фаз, мономинеральных жил и линзовидных включений. В кристаллосланцах графит ориентирован согласно слоистости, в то время как в гранито-гнейсах и лампрофирах преобладают секущие прожилки и линзовидные скопления. Содержание углерода варьирует от долей процента до 39 мас. %.

Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется довольно сложным полиминеральным составом и многообразием форм распределения благородных и редкоземельных металлов. Отмечено присутствие сульфидов (киновари, пирита, сфалерита, галенита, халькопирита), металлических твердых растворов и интерметаллических соединений (Au, Hg), (Au, Cu), (Au, Ag, Cu, Hg), (Au, Pd, Ag, St), (Au, Ag, U, F), (Pt, Fe, Cu), (Cu, Sn), (Cu, Zn), монацита, ксеноти-ма и т.д.

В графитовых рудах самородное золото нередко образует микронные и субмикронные выделения в виде сфероидальных обособлений (до 2 мкм), состав которых обнаруживает значительные колебания от 1000 до 980 ‰. Спорадически в золоте отмечаются примеси Ag, Cu, Hg (до 1-2 ‰). Самородное золото в скарнах отличает комковидно-губчатая форма, более крупные (до 1 мм) размеры и повышенное (до 10 мас. %) содержание Ag. На поверхности его зерен образуется углеродистая нанопленка, в составе которой, помимо C (56-60 мас. %), присутствуют O (19-33 %) и примесь Si, Al, Ca, Fe и Cl (до 1 мас.%). Наиболее низкопробная разновидность золота (мас.%): Au – 60-65, Ag – 33-34, Cu – 1-2 встречается в прожилково-вкрапленных зонах. В нем обнаружена примесь, мас. %: U – 3.42, W – 1.26 и постоянно присутствует фтор со значительными колебаниями содержания от единиц до 34.66 мас. %.

Самородная платина представлена дискретными зернами неправильной формы, равномерно рассеянными в графитовой и силикатной матрице пород (участок «Западный»). В графит-серицит-кварцевых сланцах участка «Восточного» обнаружены единичные тонкопризматические кристаллы изоферроплатины (мас. %): Pt – 90.36, Fe – 9.64.

В графитизированных породах установлен широкий спектр элементов от петрогенных вплоть до Au, Pt, Hg, Cu, Sn La, Ce и редких земель. Наиболее высокие содержания РЗЭ характерны для лампрофиров, в которых их суммарные содержания достигают 1 мас. %. Кроме того, результаты проведения комплекса анализов свидетельствуют о том, что в лампрофирах концентрируется максимум БМ, (г/т): Pt – 62, Au – 49, Pd – 1.1 и Rh – 5, Ag – 8.2. Содержание золота в графитизированных гранито-гнейсах, графит-серицит-кварцевых сланцах и скарнах варьирует в широких пределах, достигая (г/т): 17.41, 13.01 и 8.50, соответственно.

Анализ подвижности РЗЭ в различных процессах показал, что они мобильны при гидротермальных и метасоматических процессах, менее мобильны при низко- и умеренно температурном метаморфизме и условно инертны при высокотемпературном метаморфизме. Имеющиеся данные указывают, что по характеру распределения РЗЭ графитоносные породы, как и в случае с Филинским месторождением, разделяются на две группы. Первая из них представлена гранитами, во вторую входят все остальные разновидности пород изученной площади, включая низкотемпературные гидротермальные образования. Близки у них и конфигурации графиков распределения микроэлементов. Граниты характеризуются той же положительной европиевой аномалией и резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (отношение La/Yb достигает 118). Суммарное содержание РЗЭ составляет 93 г/т.

Породам второй группы, так же как филинским, свойственны отрицательная европиевая аномалия и значительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Наиболее тяжелые концентрации РЗЭ зафиксированы у скарнов, лампрофиров и амфиболитов (Σ РЗЭ до 255 г/т, La/Yb 12-18). В области более низких концентраций РЗЭ расположены кристаллосланцы, графит-серицит-кварцевые сланцы. Величина отношения La/Yb при этом варьирует от 6 до 11. Минимальные концентрации РЗЭ (до 18-21 г/т) имеют кварцевые и кварц-карбонатные жилы, располагаясь в нижней части

графика субгоризонтальной компактной группой. Выполненные анализы содержаний элементного углерода показывают, что дифференциация РЗЭ сопровождается снижением степени графитизации в направлении от скарнов к жилам. При этом, как и в рудных образованиях Филинского месторождения, отмечается наличие корреляции между содержаниями золота, графита и РЗЭ. Тесные связи редкоземельных и благородных металлов с графитом в месторождениях Дальнереченской и Лесозаводской площадей еще раз свидетельствует в пользу их генетического родства, являясь признаком происхождения из единого рудогенерирующего источника.

Машаньская металлоносная площадь

Графитоворудный гигант Люмао в структурном плане приурочен к террейну Цзямусы. Специфика его рудных образований определяются тесными связями с высокоуглеродистыми породами серии Машань, претерпевшими метаморфизм от гранулитовой до амфиболитовой фации. В геологическом строении объекта принимают участие гранат-силлиманитовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, графитовые и кварцевые сланцы, гранито-гнейсы, переслаивающиеся с мраморами (Jiang Jisheng, 1992, 1993). Для рудовмещающих пород характерны щелочной (калиевый) уклон, высокие концентрации Al_2O_3 , TiO_2 и низкие – Na_2O , CaO . Имеет место отрицательная корреляция между содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 и TiO_2 . Последние характеризуются положительными корреляционными связями. Графитоносные образования характеризуются повышенными содержаниями элементарного углерода (до 40 мас. %), а также U, V, Ag). В тоже время, как показывают наши исследования, в высокоуглеродистых породах по данным атомно-абсорбционной спектрометрии содержания золота достигают уровня 0.12-0.15 г/т, а платины – 0.01-0.02 г/т. Близкие значения были получены с применением методов нейтронно-активационного анализа.

Диаграммы распределения редкоземельных элементов показывают, что графитоносные породы серии Машань обогащены легкими лантаноидами, для них характерны отрицательная европиевая аномалия и низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов. Сопоставление их с графиками распределения редкоземельных элементов в породах месторождений Лесозаводской и Дальнереченской площадей показывает синформность кривых всех типов пород, что однозначно указывает на их единую природу происхождения.

Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется сложным полиминеральным составом и разнообразием форм распределения благородных металлов в виде самородных элементов, твердых растворов. Самородное золото чаще всего представлено частицами неправильных форм. Диапазон гранулометрической шкалы этих обособлений невелик (1-10 мкм). По химическому составу они подразделяются на четыре группы: беспримесную, серебристую, медистую и серебряносодержащую медистую. Первая из них объединяет золотины с очень высокой частотой (до 999 единиц). Вторая группа - частицы с содержанием Ag от 5.13 до 51.92 мас. %. В третью группу входит медьсодержащие (Cu обычно от 0.92-1.37 мас. %, максимальное значение до 12.75 мас. %) без примеси серебра. Четвертая группа включает обособления трехкомпонентных твердых растворов Au-Ag-Cu. Концентрация серебра в них не превышает 8.3 мас. %, а уровень содержания меди варьирует в пределах от 14.3 до 29.6 мас. %.

В зафиксированных зернах твердого раствора на основе платины содержание железа и меди колеблется в диапазоне 8.7-10.9 и 1.4-1.5 (мас. %), соответственно. Размеры этих комковидных либо удлинено - неправильных частиц обычно не превышают 2-3 мкм. Самородное серебро обнаружено в виде округлых выделений размером от 3 до 15 мкм. В некоторых из них присутствует медь (0.4-0.5 мас. %). В ассоциации с минералами БМ часто фиксируются изометричные зерна (до 6 мкм) самородного никеля. В число других попутных минералов входят сульфиды (пирит, галенит), а также барит, рутил, монацит, ксенотим, хромферид, уранинит. Наряду с ними довольно редко встречаются тонкие минеральные фазы, содержащие вольфрам, ртуть, олово, медь, цинк, стронций и др.

Таким образом, полученная информация по самородным золоту, платине, никелю и другим рудным минералам графитоносных пород месторождений Люмао хорошо согласуются с приведенными выше данными по минералогии и геохимии месторождений Дальнереченской и Лесозавод-

ской групп, что свидетельствует в пользу общности минералого-геохимической картины формирования рудоносных объектов в пределах зоны региональной графитизации. Полученные ранее данные по изотопии углерода графита российских и китайских месторождений (Ханчук и др., 2017; Khanchuk et al., 2018) позволяют полагать, что в формировании сингенетичной им рудной минерализации провинции участвовали в по меньшей мере два изотопно-контрастных источника: флюиды мантийного происхождения и осадочные породы с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от 3.1 до 26.6 ‰) отражает различный вклад биогенного углерода. В любом случае, главными поставщиками углерода при формировании благороднометалльно-редкоземельно-графитоносных руд были глубинные флюидные потоки.

Сравнительный анализ месторождений Дальнереченской, Лесозаводской и Машаньской групп обнаруживает удивительную близость их геохимических и минералогических характеристик. Наблюдающиеся различия в минералого-геохимической специализации рудных образований отражают существование, как минимум, двух контрастных геохимических зон – нижнерудной (Филинское месторождение) и верхнерудной (Тургеневское и Люмао). При этом если золото занимает устойчивые позиции на каждом из двух уровней, то платина является геохимическим индикатором лишь месторождений верхней зоны.

Заключение

Приведенные материалы по геологии, минералогии и геохимии металлоносных образований высокоуглеродистых пород сопредельных территорий юга Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР позволяют достаточно обосновано отнести площади рудолокализации месторождений Лесозаводской, Дальнереченской и Машаньской групп к одной графитоносной Цзямусы-Ханкайской провинции. Принадлежность графитоносных объектов к этой провинции в дальнейшем может служить основой для решения важных генетических вопросов, моделирования процессов рудообразования в высокоуглеродистых породах, совершенствования приемов переработки графитового материала. Так, промышленное освоение приморских месторождений графита сдерживается отсутствием технологий извлечения полезных компонентов. В этих условиях представляется необходимо учесть многолетний опыт технологического передела руд китайского аналога – месторождения Люмао, обеспечивающего до 70 % потребности КНР в кристаллическом графите.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00910.

Литература

1. Солоненко В.П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.Изд-во: Геол. литер. 1951. 383 с.
2. Ханчук А.И. и др. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // Докл. РАН. 2004. Т. 379. № 4. С. 524–529.
3. Ханчук А.И. и др. Благородные металлы в графитосодержащих породах месторождения Люмао (Китай) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 80–82.
4. Jiang Jisheng. Regional Metamorphism and Evolution of Mashan Khondalite Series // Acta petrologica et mineralogica. 1992. V. 11 (2). P. 97–110.
5. Jiang Jisheng. Geochemistry of Mashan-group khondalite series // Geochimica. 1993. V. 12 (4). P. 363–372.
6. Khanchuk A.I., Molchanov V. and Androsov D. First data about the manifestations of the noble-metallic-rare-earth mineralization in the graphytonic rocks of the northern market of the Khankai terrain // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 482(2). P. 1362–1364.

Структурно-вещественные преобразования красноцветного песчаника в сейсмогенном зеркале скольжения

Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, morozov@ifz.ru

Аннотация. В статье приводятся результаты инструментально-аналитического изучения новообразований в зонах зеркал скольжения по красноцветным песчаникам девонской формации Old Red Sandstones (о. Бьют, Шотландия), как пример структурно-вещественных преобразований полимиктовых осадочных пород приповерхностного залегания в зонах локализованных деформаций при сейсмических скоростях сдвига. Выявлено существенное изменение минерально-фазового и химического состава в сравнении с исходным песчаным матриксом, выраженное в значительном сокращении содержания альбита, полном исчезновении микроклина и в увеличении доли диоксида кремния. Установлено действие процессов гидролиза полевых шпатов, в результате которых сформирована глина трения мусковит-гематитового состава. Рассмотрены два варианта протекания процессов гидролиза полевых шпатов, сопровождающиеся формированием гематита и приращением доли SiO_2 , для которых расписаны реакции и рассчитаны их объемные эффекты. Зафиксировано уплотнение среды в глинке трения на 135 %. Обсуждается возможное влияние этих преобразований на режим сейсмической подвижки, ее динамику и причины возникновения при этом механической неустойчивости в разломе.

Ключевые слова: зеркала скольжения, глины трения, гидролиз полевых шпатов, сейсмическая подвижка, механическая неустойчивость.

Structural and material transformations of the Old Red Sandstones in the seismic slickensides

Morozov Yu.A., Smulskaya A.I., Kulakovskij A.L., Matveev M.A.

Schmidt Institute physics of the Earth RAS, Moscow, morozov@mail.ru

Abstract. The article presents results of instrumental and analytical studies of neoplasms in the slickenside zones on the Old Red Sandstones (Isle of Bute, Scotland), as an example of structural and material transformations of polyimictic sedimentary rocks in the localized deformation zones at seismic shear rates. A significant change in the mineral phase and chemical composition was found in comparison with the initial sand matrix expressed in a significant decrease in the albite content, the complete disappearance of the microcline and an increase in the silicon dioxide proportion. The feldspar hydrolysis effect, which resulted in the formation of muscovite-hematite gouge has been established. Two variants of the feldspar hydrolysis process accompanied by the hematite formation and the increment of the SiO_2 contents, are considered. The negative volume effect for these reactions is calculated at about 135%. The possible influence of these transformations on the seismic slip mode, its dynamics, and the mechanical instability causes in the fault are discussed.

Key words: slickensides, gouge, feldspar hydrolysis, seismic slip, mechanical instability.

Введение

Вопросы влияния процессов структурно-текстурных и минерально-вещественных преобразований горных пород в условиях локализованных деформаций на механические и реологические свойства геоматериала приобретают особую важность при оценке условий подготовки и механизмов реализации сейсмических подвижек в земной коре. Эти оценки включают множество взаимосвязанных и взаимозависимых аспектов, характеризующих динамику подвижки, условия зарождения и проявления механической неустойчивости в зоне разлома, факторы и механизмы ослабления и упрочнения разломного материала в ходе смещения, параметры состояния среды, способствующие или препятствующие этому, а также оценки глубинности очаговых зон и особенностей проявления процессов на разных уровнях коры [Морозов и др., 2016; 2018 а; 2018 б]. В рамках перечисленных аспектов исследований предметом изучения являются разнообразные продукты преобразований породного вещества (сейсмиды), происходящих при сейсмических (1-5 м/сек), или близких к

ним, скоростях смещений в зонах разломов. Эти продукты, весьма разнообразные по своему составу, сложению и морфологическому выражению, в зависимости от глубины, условий и механизмов формирования, включают глинки трения, пленки зеркал скольжения, брекчии, катаклазиты, милониты, псевдотахилиты и другие типы сейсмитов. Их целенаправленное изучение, как наиболее достоверных указателей на сейсмический характер подвижки в зонах палеоземлетрясений, позволяет достаточно подробно охарактеризовать те процессы, что ослабляют поверхность сместителя и укоряют движение, или, наоборот, приводят к упрочнению разломной матрицы и соответствующему замедлению или к приостановке сдвига, т. е. по сути дела, дать оценки динамики подвижки и факторов, оказывающих на это влияние.

В развитие ранее проведенных исследований по особенностям преобразований пород терригенной природы в зоне верхнего перехода от асейсмического к сейсмическому режиму разрывообразования в земной коре, в ходе которых нами были изучены зеркала скольжения и глинки трения по глинам и суглинкам, аркозовым песчаникам и метапесчаникам, а также шунгитам [Морозов и др., 2016; 2018 а; 2018 б], этот ряд был дополнен зеркалом скольжения в красноцветном неизменном песчанике. Значительное обогащение его субстрата окислами железа давало возможность оценить их роль и влияние на характер и направленность минеральных превращений на фоне деформаций, а также на механические свойства разломной матрицы.

Результаты аналитических работ

Зеркала скольжения в красноцветных песчаниках (рис. 1) девонской формации Old Red Sandstones [Dineley, 1992; Hillier et al., 2006] были найдены и апробированы нами на о. Бьют (Шотландия), как пример сейсмогенных преобразований полимиктовых осадочных пород приповерхностного залегания и высокой степени консолидации (литификации), в тоже время еще не затронутых метаморфизмом. По своему происхождению это типичные образования моллассоидного типа, формирование которых происходило на окраине Шотландского нагорья во время так называемой грампианской орогении порядка 470 млн. лет назад. Состав этих пород пестрый, полимиктовый и определяется присутствием приблизительно в равных пропорциях обломков кварца (моно- и поликристаллических модификаций), натрового и калиевого полевых шпатов, рудных фаз в незначительном по объему (10-20 %) глинистом цементе состава иллит-сметтит, пропитанном окислами железа (рис. 2).

Поверхности зеркал скольжения с хорошо проявленными бороздами скольжения и штриховкой, как правило, содержат примазки гематита и пленки тонко-листоватого материала, обогащенного слюдистыми чешуйками (см. рис. 1). Аналитическое сравнительное изучение составов исходного песчаника и пленки зеркала скольжения проводилось с помощью рентгено-дифракционного анализа порошковых препаратов на дифрактометре STOE в геометрии «на просвет». Рабочий режим – 40 кВ-30 мА, кобальтовое излучение, детектор – linear PSD, монохроматор-Ge, тип съёмки:



Рис. 1. Зеркала скольжения в красноцветных песчаниках о-ва Бьют (Шотландия).

Fig. 1. Slickensides in the Old Red Sandstones of the Isle of Bute (Scotland).

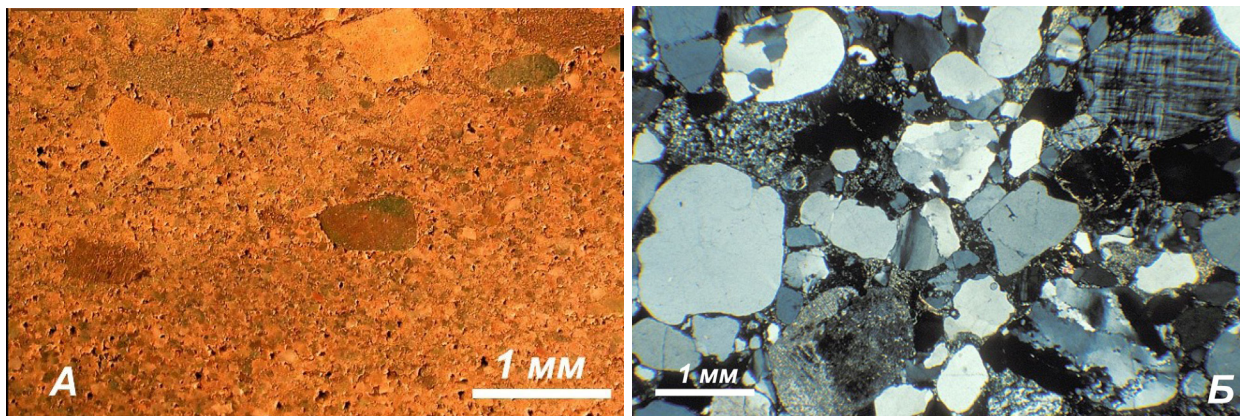


Рис. 2. Псаммитовая структура красноцветных песчаников в образце (а) и в шлифе (б).

Fig. 2. Psammitic structure of the Old Red Sandstones in a specimen (a) and in a thin section (b).

2Theta:Omega, диапазон измерений – 3-100° 2θ, шаг по углу сканирования 0.02° 2θ. Диагностика минерального состава проводилась методом сопоставления экспериментального и эталонных спектров из базы данных PDF-2 в программных пакетах WinXPow и Crystal Impact Match и базы данных COD в программном пакете QualX. Параллельно был проведен анализ исходной породы и зеркала скольжения в недробленных образцах. Сравнительные результаты этих двух способов аналитики приведены в таблице 1.

Таблица 1. Результаты минерально-фазового анализа песчаника о. Бьют и зеркала скольжения (ЗС) в нем.

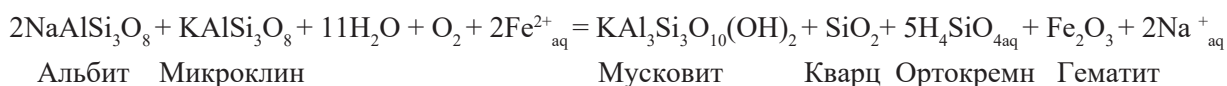
Table 1. Results of mineral-phase analysis of sandstone and slickenside from the Isle of Bute.

Метод	Название минерала	Песчаник	ЗС
XRD в недробленном образце	Кварц (Q)	78.6 %	82.1 %
	Альбит (Alb)	13.5 %	5.7 %
	Микроклин (Mic)	7.9 %	–
	Мусковит (гидрослюда)	0,00 %	9.2 %
	Гематит	–	3.1 %
XRD в глинистой фракции < 0.001мм	Кварц	76.64 %	82.07 %
	Альбит	13.2 %	5.68 %
	Микроклин	7.67 %	–
	Гематит	–	3.05 %
	Мусковит	2.48 %	9.20 %

Исходя из полученных данных можно заключить, что при деформации в зоне подвижки произошло существенное изменение минерально-фазового и химического состава в сравнении с исходным песчаным матриксом. В два с лишним раза сократилось содержание альбита и полностью исчез микроклин, но при этом в значительном количестве появился мусковит (или гидрослюда) и сформировалась пленка чисто гематитового состава. Совершенно очевидно, что здесь произошли процессы гидролиза полевых шпатов, которые в природе имеют самое широкое распространение при выветривании пород, а также при формировании глинок трения в разломах. При наличии в системе окислов железа и рудных минералов можно рассмотреть два варианта протекания реакции гидролиза полевых шпатов, которые сопровождаются формированием гематита и приращением доли SiO₂:

1) Реакция с привлечением из раствора Fe²⁺_{aq}. Она требует кислорода для окисления железа и является окислительной. Кроме того, обычно при гидролизе полевых шпатов образуется много диоксида кремния, однако в нашем примере зафиксирован не очень большой его прирост – порядка 5 %. С учетом известных эмпирических и экспериментальных данных о том, что значительная его часть, как правило, выносятся из зоны сейсмогенной подвижки в виде растворимого силикагеля –

ортокремниевой кислоты H_4SiO_4 [Herrington, 1993; Di Toro, 2011; Kirkpatrick, 2013] реакцию гидролиза можно записать в следующем виде:



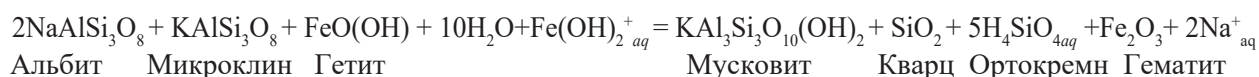
При этом, расчет объемного эффекта реакции свидетельствует об уплотнении материала зоны подвижки – $\Delta V = -135\text{см}^3$ (табл. 2).

Таблица 2. Объемный эффект реакции гидролиза полевых шпатов песчаника с участием оксида железа.

Table 2. The volume effect of the feldspar's hydrolysis reaction with iron oxide.

	n	V см ³ /моль	Vреак.см ³		n	V см ³ /моль	Vпрод.см ³	$\Delta V = (V_{\text{прод}} - V_{\text{реак}}), \text{см}^3$
Alb	2	100	200	Mus	1	141	141	
Mic	1	109	109	Q	1	23	23	
				Hem	1	30	30	
Σ			309	Σ			194	

2) Если предположить в исходном песчанике присутствие гидроокислов окисного железа в виде твердых минералов гематита или лепидокрокита, то они обычно сопровождаются растворимыми комплексами железа. В этом случае полевые шпаты подвергаются гидратации, а гидроокислы железа – дегидратации:



Объемный эффект реакции в этом случае получается еще значительней – происходит большее уплотнение материала в зоне подвижки по сравнению с исходным песчаником – $\Delta V = -135\text{см}^3$ (табл. 3).

Таблица 3. Объемный эффект реакции гидролиза полевых шпатов песчаника с участием гидроокислов окисного железа.

Table 3. The volume effect of the feldspar's hydrolysis reaction with the participation of iron hydroxides.

	n	V см ³ /моль	Vреак.см ³		n	V см ³ /моль	Vпрод.см ³	$\Delta V = (V_{\text{прод}} - V_{\text{реак}}), \text{см}^3$
Alb	2	100	200	Mus	1	141	141	
Mic	1	109	109	Q	1	23	23	
Гет	1	20	20	Hem	1	30	30	
Σ			329	Σ			194	

Механические следствия структурно-вещественных преобразований в зоне подвижки

На основе полученных результатов, мы можем констатировать, что разрывная подвижка стимулировала и локализовала в зоне разлома реакции разложения полевых шпатов и формирование гидрослюд в сочетании с гематитом. Если допустить, что все это происходило во время сейсмического цикла, то такие преобразования должны были неизбежно влиять на динамику смещения и возникновение механической неустойчивости в разломе. Прежде всего, это касается объемных эффектов реакции гидролиза полевых шпатов. Так как их процентное содержание в породе варьирует от места к месту, то следует ожидать и разницу в степени уплотнения матрикса, что должно повлиять на неустойчивость процесса подвижки в теле разлома. Точно также, если доля формирующихся гидрослюд или мусковита в разломной матрице, обладающих пониженными значениями модуля сдвига, изменчива в плоскости сместителя, то это усилит неустойчивость подвижки. Существенную роль в ослаблении разлома и в облегчении смещения по нему должно сыграть выделение в ходе преобразований песчаника пленок силикагеля, чье присутствие установлено во многих активных сейсмогенных разломах [Goldsby, Tullis. 2002; Kirkpatrick et al., 2013; Faber et al., 2014], и

который, как показывают эксперименты [Di Toro et al., 2004], снижает трение при смещении практически до нуля.

Работа выполнена в рамках проекта Программы фундаментальных научных исследований № 8 Президиума РАН.

Литература

1. Морозов Ю.А., Букалов С.С., Лейтес Л.А. Механохимические преобразования шунгита в зоне динамической подвижки // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 5–18.
2. Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018 а. № 1. С. 3–25.
3. Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л. К вопросу о генезисе псевдотахилитов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018 б. № 15. С. 255–258. doi: 10.31241/FNS.2018.15.063.
4. Dineley D.L. Devonian / Geology of England and Wales. (P. McL. D. Duff and A.J. Smith, editors). The Geological Society, London, Bath.1992. P. 179–205.
5. Di Toro, G., Goldsby D. L., Tullis T. E. Friction falls towards zero in quartz rock as slip velocity approaches seismic rates // Nature. 2004. 427 (6973). P. 436–439.
6. Di Toro, G., R. Han, T. Hirose, et. al. Fault lubrication during earthquakes // Nature. 2011. 471 (7339). P. 494–498.
7. Faber C., Rowe C., Miller J. et al. Silica gel in a fault slip surface: Field evidence for palaeo-earthquakes? // Journal of Structural Geology. 2014. V. 69. P. 108–121.
8. Goldsby D.L., Tullis T.E. Low frictional strength of quartz rocks at subseismic slip rates // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29 (17). P. 1844.
9. Herrington, R. J., Wilkinson J. J. Colloidal gold and silica in mesothermal vein systems // Geology. 1993. V. 21 (6). P. 539–542.
10. Hillier S., Wilson M.J., Merriman R. J. Clay mineralogy of the Old Red Sandstone and Devonian sedimentary rocks of Wales, Scotland and England // Clay Minerals. 2006. V. 41 (1). P. 433–471.
11. Kirkpatrick J.D., Rowe C.D., White J.C., Brodsky E.E. Silica gel formation during fault slip: Evidence from the rock record // Geology. 2013. V. 41 (9). P. 1015–1018.

Редкометалльные пегматиты северо-восточной части Кольского пегматитового пояса: геология и геохимия (Кольский полуостров)

Морозова Л.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, morozova@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье приводятся данные по геохимии пегматитов района Солдат-Мыльк северо-восточной части Кольского пегматитового пояса. Показано, что сподуменовые и полевошпатовые пегматиты имеют черты типичные для пегматитов редкометалльного типа: повышенные содержания Li, Be, Ta, Nb, Cs, Rb P, B, пониженные содержания Sr, Ba, Zr и REE, низкие величины отношений Zr/Hf, Ba/Rb, Sr/Rb. Полученные данные указывают на перспективность пегматитов в отношении редкометалльного оруденения.

Ключевые слова: редкометалльные пегматиты, Балтийский щит, зона Колмозеро-Воронья, литиевая минерализация.

Rare-metal pegmatites of the north-eastern part of Kola pegmatite belt: geology and geochemistry (Kola Peninsula)

Morozova L.N.

Geological institute KSC RAS, Apatity, morozova@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article presents data on the geochemistry of pegmatites in the Soldier-Mylk region of the north-eastern part of the Kola pegmatite belt. Spodumene and feldspar pegmatites were shown to have features typical of rare-metal pegmatites: elevated Li, Be, Ta, Nb, Cs, Rb P, B, low Sr, Ba, Zr and REE, low ratios Zr/Hf, Ba/Rb, Sr/Rb. The data obtained indicate the promise of pegmatite in relation to rare metal mineralization.

Key words: rare metal pegmatites, Baltic Shield, Kolmozero-Voronya zone, lithium mineralization.

Введение

Во всем мире возрастает интерес к месторождениям и рудопроявлениям редкометалльных пегматитов, как основных источников лития. Крупные промышленные месторождения редкометалльных пегматитов расположены в США, Конго, Китае, Австралии, России, Бразилии, Канаде, Португалии и Зимбабве. Внимание к редкометалльным пегматитам во всем мире обусловлено тем, что запасы лития в месторождениях редкометалльных пегматитов могут достигать первых миллионов тонн.

Литий в России относится к широко востребованным металлам стратегического назначения. Сырье для его производства поступает из-за рубежа. В условиях возрастающего в мировом масштабе спроса на литий и выбранного правительством РФ курса на импортозамещение актуальной является проблема обеспечения страны литиевым сырьем за счет разработок отечественных рудопроявлений и месторождений редкометалльных пегматитов, прежде всего, на Кольском полуострове.

Пегматиты, как правило, не встречаются в виде одиночных тел. В пределах пегматитового поля может быть сосредоточено от десятков до сотен пегматитовых жил. Из пегматитовых тел практический интерес могут представлять весьма ограниченное их количество. Поэтому существует проблема выявления редкометалльных пегматитов на стадии проведения геологоразведочных и поисково-оценочных работ. Наиболее объективными, воспроизводимыми и высокоинформативными для этих целей являются геохимические показатели.

Кольский пегматитовый пояс протягивается с северо-запада (р. Воронья) на северо-восток (оз. Кальмозеро) на 130 км и включает крупные месторождения редкометалльных пегматитов: Васин-Мыльк, Олений хребет, Охмыльк, Полмостундровское, Колмозерское (Пожиленко и др., 2002; Гордиенко, 1970, Морозова, 2018). Кроме крупных месторождений в пределах пегматитового пояса отмечаются многочисленные жилы пегматитов, которые также могут представлять интерес в отношении редкометалльного оруденения. Примером таких пегматитов являются пегматиты района Солдат-Мыльк, расположенные к северо-западу от Колмозерского литиевого месторождения.

Выполненные исследования направлены на доизучение вещественного состава пегматитов Солдат-Мылька и сравнение их редкоэлементного состава с составом хорошо изученных редкометалльных пегматитов Колмозерского пегматитового поля.

Строение и состав пегматитов жил

В районе Солдат-Мыльк отмечаются выходы жил сподуменовых и полевошпатовых пегматитов. Жила сподуменовых пегматитов имеет протяженность около 400 м и мощность от 45 до 85 м и секущие контакты с гранатовыми амфиболитами зеленокаменного комплекса Колмозеро-Воронья. В строении жилы были выделены следующие зоны. Зона-I мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата мощностью от 3 до 5 см, прослеженная фрагментарно. Зона-II среднезернистого кварц-мусковит-полевошпатового пегматита (10-20 см) с розовато-бурым спессартином, синевато-зеленым апатитом и мелкозернистым черным турмалином. К зоне-III крупно-гигантозернистого кварц-сподумен-полевошпатового пегматита, слагающего основной объем жилы, приурочены рудные минералы – сподумен, берилл и минералы группы колумбита. Кристаллы зеленоватого сподумена достигают размеров 20×3.5 см, а зеленовато-желтого пластинчатого мусковита – 3×2 см. На участках развития блокового кварца и микроклина отмечаются кристаллы шерла размером 5×2 см. Центральная зона-IV сложена кварцевым ядром.

Жилы полевошпатовых пегматитов достаточно широко развиты в породах зеленокаменного комплекса Колмозеро-Воронья. Протяженность жил варьирует от 50 до 150 м при видимой мощности от 10 до 20 м. Внутреннее строение жил слабо зональное и характеризуется наличием хорошо выраженной внутренней зоны, сложенной кварц-полевошпатовым пегматитом неравномернозернистой структуры. К этой зоне приурочены участки, сложенные блоковым микроклином и кварцем и мелкозернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом с мелкочешуйчатым желтовато-зеленым мусковитом, черным турмалином и сине-зеленым апатитом. Наряду с мелкозернистым турмалином в пегматитах отмечаются призматические кристаллы шерла размером 9×2 см.

Редкоэлементный состав пегматитов

Сподуменовые пегматиты Солдат-Мылька характеризуются относительно повышенными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 и пониженными, по сравнению с кларком гранита, содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO . Содержание P_2O_5 (0.35 мас. %) и В (190 г/т) превышает содержание этих элементов в кларке гранита (0.16 мас. % и 15 г/т, соответственно; Виноградов, 1962), а F (0.02 мас. %) – более низкое (0.08 мас. %; Виноградов, 1962). Такой состав флюсующих компонентов обеспечивает присутствие в породах апатита и турмалина. Изученные пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения (7 г/т и 0.15 мас. %, соответственно; Морозова, 2018) повышенными содержаниями бора и фосфора

Содержание лития, ниобия, тантала и бериллия в сподуменовых (673, 58, 45 и 103 г/т) и полевошпатовых (45, 35, 38 и 112 г/т) пегматитах Солдат-Мылька, как и в пегматитах Колмозерского пегматитового поля, превышает содержание этих рудных элементов в кларке гранита.

Сподуменовые пегматиты Солдат-Мылька обеднены редкоземельными элементами ($\Sigma\text{REE} = 1.87$ г/т) и характеризуются слабо фракционированным спектром распределения лантаноидов ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.47-2.31$) с ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.10-0.14$) (рис. 1 а). Наличие отрицательной Eu-аномалии при низких содержаниях Sr свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при обогащении расплава несовместимыми компонентами. На графиках распределения редкоземельных элементов отмечаются положительные перегибы на участке Gd-Tb-Dy. Такая конфигурация графиков обусловлена относительно повышенными содержаниями средних лантаноидов по сравнению с тяжелыми. Графики распределения редкоземельных элементов для изученных полевошпатовых пегматитов также характеризуются слабо дифференцированным спектром ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.04-2.82$) и ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.09-0.06$) (рис. 1 б).

Тренды распределения редкоземельных элементов сподуменовых и полевошпатовых пегматитов Солдат-Мылька показывают отличие от графиков распределения лантаноидов альбит-

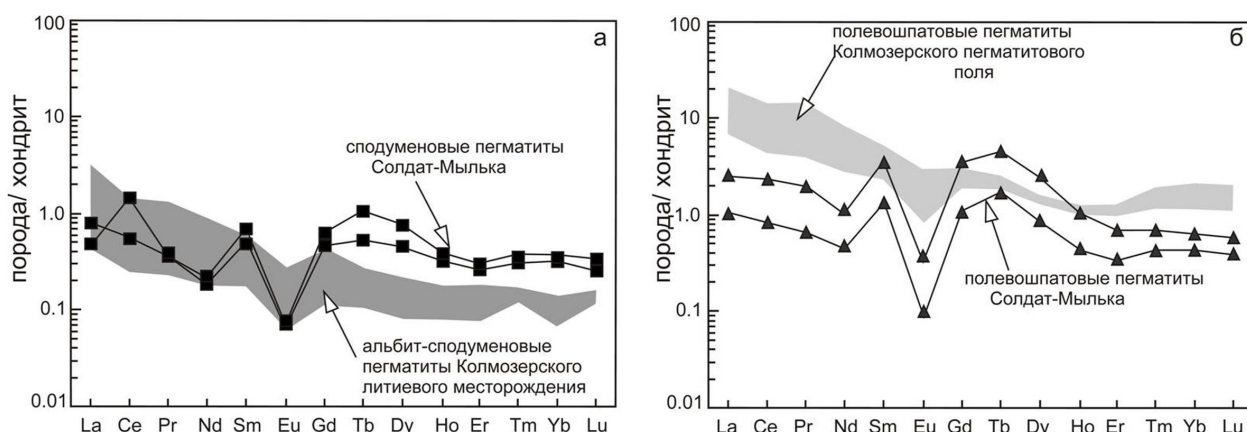


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в сподуменовых (а) и полевошпатовых (б) пегматитов района Солдат-Мыльк. Нормировано на хондрит по (Boynnton, 1984).

Fig. 1 Distribution of rare-earth elements in spodumene (a) and feldspar (b) pegmatites of the Soldat-Mylk region. Chordrite-normalized after (Boynnton, 1984).

сподуменовых и полевошпатовых пегматитов Колмозерского пегматитового поля (рис. 1 а, б). По сравнению с альбит-сподуменовыми пегматитами Колмозерского литиевого месторождения сподуменовые пегматиты Солдат-Мыльк имеют менее дифференцированные спектры распределения REE, повышенные содержания средних (Gd, Tb, Dy) и тяжелых лантаноидов, более ярко выраженную отрицательную европиевую аномалию. Полевошпатовые пегматиты Солдат-Мыльк по сравнению с полевошпатовыми пегматитами Колмозерского пегматитового поля имеют менее дифференцированный спектр распределения REE, обеднены легкими и тяжелыми лантаноидами и имеют более ярко выраженную отрицательную европиевую аномалию.

Содержание высокозарядных элементов с высокой валентностью (HFS) – REE, Th, Zr, Y, и крупноионных литофильных элементов (LIL) – Sr и Ba, в сподуменовых и полевошпатовых пегматитах Солдат-Мыльк, как и в редкометалльных пегматитах Колмозерского пегматитового поля, ниже, чем в кларке гранита (рис. 2). В то же время содержание бария и стронция в полевошпатовых пегматитах (446 и 98 г/т, соответственно, Морозова, 2018) Колмозерского пегматитового поля в несколько раз превышает содержание этих элементов в полевошпатовых (46 и 35 г/т, соответственно) пегматитах Солдат-Мыльк.

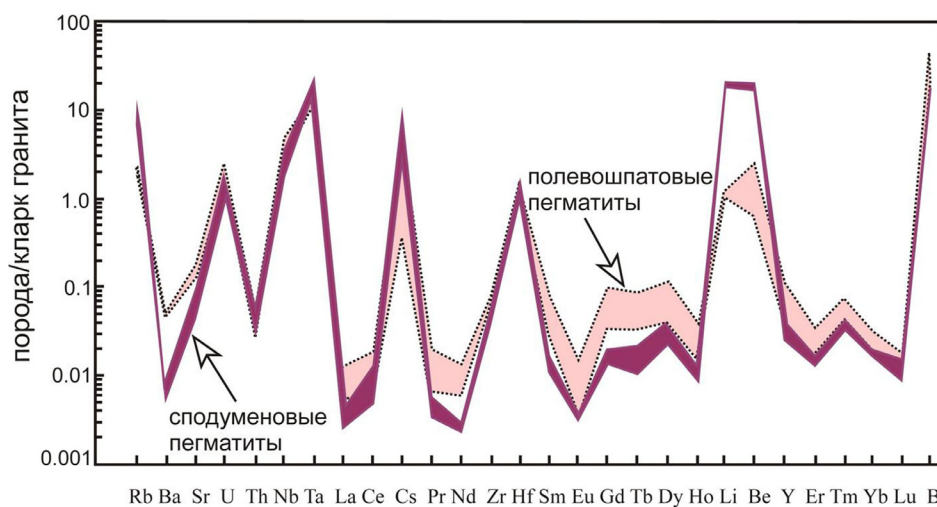


Рис. 2. Распределение редких элементов в редкометалльных сподуменовых и полевошпатовых пегматитов района Солдат-Мыльк. Нормировано на кларк гранита по (Виноградов, 1962).

Fig. 2. Distribution of rare elements in rare-metal spodumene and feldspar pegmatites of the Soldat-Mylk region. Chordrite-normalized after (Vinogradov, 1962).

Величины отношений Mg/Li, Zr/Hf, Ba/Rb, Sr/Rb в изученных пегматитах низкие и показывают закономерное снижение от полевошпатовых (9.74, 10.9, 0.08, 0.11, соответственно) к сподуменовым (0.43, 8.3, 0.01, 0.02, соответственно) пегматитам. Для всех типов пегматитов устанавливается значимая положительная корреляционная связь между Sr/Rb–Sr ($r = 0.92$) и Ba/Rb–Ba ($r = 0.99$).

Мультиэлементные спектры несовместимых элементов, нормированные к кларку гранита, рассматриваемых типов пегматитов имеют сходную конфигурацию и показывают положительные аномалии Cs, Rb, U, Nb-Ta, Cs, Hf, Li, Be, В и отрицательные аномалии Ba-Sr и Th (рис. 2).

Обсуждение результатов

Гранитные рудогенерирующие расплавы, которые являются источниками месторождений и рудопроявлений редкометалльных пегматитов, возникают на различных этапах геологической истории развития Земли. Потенциальная рудоносность этих расплавов обусловлена различными факторами, существенными из которых являются состав источника, флюидный и термодинамический режимы. Рудная специализация пегматитовых комплексов находит свое отражение в их приуроченности к одной геологической структуре, одновременности или сближенности во времени образования, сходстве фациально-глубинных условий формирования, закономерном расположении относительно рудогенерирующих массивов гранитов, в минералогических и петрохимических признаках родства и т.д.

Многочисленные исследования показали, что типичной чертой вещественного состава редкометалльных пегматитов является высокое содержание в них гранитофильных элементов – Li, Be, Ta, Nb, Cs, Rb, флюсующих компонентов – В, Cl, F, Р, а также Si и Al на фоне низких содержаний Ti, Mg, Fe, Mn Ca, крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba) и высокозарядных элементов с высокой валентностью (Y, Zr, REE). В ряду от менее дифференцированных к более дифференцированным пегматитам, принадлежащим единой формации, отмечается снижение величины отношений Mg/Li; Zr/Hf, Ba/Rb, Sr/Rb и накопление в поздних дифференциатах Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, F, В и уменьшение содержания Sr, Ba, Y, Zr, REE (Зарайский и др., 2009; Černý; 1991, 1992; Морозова, 2018).

Установлено, что рассмотренные сподуменовые и полевошпатовые пегматиты Солдат-Мылька по вещественному составу имеют сходные геохимические черты с редкометалльными пегматитами Колмозерского пегматитового поля: повышенные содержания Li, Be, Ta, Nb, Rb, низкие содержания Sr, Ba, Y, Zr и REE. Это позволяет рассматривать сподуменовые и полевошпатовые пегматиты Солдат-Мылька перспективными в отношении редкометалльного оруденения.

В то же время между редкометалльными пегматитами Солдат-Мылька и Колмозерского пегматитового поля выявлены различия по содержанию бора, фосфора, стронция, бария, легких и тяжелых лантаноидов, степени дифференциации редкоземельных элементов и величине европиевой аномалии. Эти отличия могут быть обусловлены различными факторами: составом гранитного источника и (или) степенью дифференциации гранитного расплава.

Выводы

1. Сподуменовые и полевошпатовые пегматиты района Солдат-Мыльк имеют четыре типичные для пегматитов редкометалльного типа: повышенные содержания Li, Be, Ta, Nb, Cs, Rb P, В, пониженные содержания Sr, Ba, Zr и REE, низкие величины отношений Zr/Hf, Ba/Rb, Sr/Rb, K/Rb.

2. Сподуменовые пегматиты Солдат-Мылька отличаются от альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения повышенными содержаниями бора, фосфора, средних (Gd, Tb, Dy) и тяжелых лантаноидов, менее дифференцированным спектром распределения лантаноидов ((La/Yb)_N) и более ярко выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*).

3. Полевошпатовые пегматиты Солдат-Мылька по сравнению с полевошпатовыми пегматитами Колмозерского пегматитового поля обогащены бором, обеднены барием, стронцием, легкими и тяжелыми лантаноидами, имеют менее дифференцированный спектр распределения REE ((La/Yb)_N) и более ярко выраженную отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu*).

4. Повышенные содержания Li, Be, Nb и Ta в пробах из сподуменовых и полевошпатовых пегматитов Солдат-Мылька позволяют рассматривать изученные пегматиты в качестве перспективных на редкометалльное оруденение.

Автор выражает благодарность Е.Л. Кунаккузину и Е.С. Борисенко за участие в полевых работах.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0220-2019-0053.

Литература

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–565.
2. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л. Изд-во: Недра. 1970. 240 с.
3. Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. № 1. С. 28–50.
4. Морозова Л.Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. № 18(1). С. 82–98.
5. Пожиленко В.И. Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 359 с.
6. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies // Rare earth element geochemistry / ed.: P. Henderson. Amsterdam. Elsevier. 1984. P. 63–114.
7. Černý P. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geoscience Canada. 1991. V. 18 (2). P. 49–67.
8. Černý P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research // Applied Geochemistry. 1992. V. 7. P. 393–416.

Особенности минерального и химического состава пород архейского ультрамафит-мафитового комплекса Патчемварек-Северный

Морозова Л.Н., Рундквист Т.В.

ГИ КНЦ РАН, Анапты, morozova@geoksc.apatity.ru, rund@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье приводятся данные о минеральном составе, содержании петрогенных и редких элементов в архейских ультрамафит-мафитовых массивах Патчемварек и Северный, расположенных в непосредственной близости от регионального глубинного разлома, отделяющего Мурманский блок от зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Метаперидотиты, метагаббро и метаанортозиты массивов Патчемварек и Северного, представляют собой дифференциаты единого магматического расплава и слагают расслоенный комплекс, включающий ультраосновные и основные кумулаты. Высокое значение магнезиальности в метаперидотитах ($mg\# = 0.85$) относительно метагаббро ($mg\# = 0.57$) и метаанортозитов ($mg\# = 0.34$) коррелируется с повышенными содержаниями Co и Ni и пониженными содержаниями высокозарядных (Zr, Hf, Cs, Nb, Y, Th, U, REE) и крупноионных литофильных (Ba, Rb, Sr, K) элементов.

Ключевые слова: габбро, анортозиты, перидотиты, архей, редкие и редкоземельные элементы, Кольский полуостров.

Features of the mineral and chemical composition of rocks from the Archean Patchchvarek-Severny ultramafic-mafic complex

Morozova L.N., Rundkvist T.V.

Geological institute KSC RAS, Apatity, morozova@geoksc.apatity.ru, rund@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article presents data on the mineral composition, content of petrogenic, rare elements in the Archean Patchchvarek and Severny ultramafic-mafic massifs located in a close proximity to the regional deep fault separating the Murmansk block from the Kolokmozero-Voronya greenstone belt. Metaperidotites, metagabbro and metaanorthosites of the Patchchvarek and Severny massifs occur as differentiates of a single magmatic melt and compose a layered complex of ultrabasic and basic cumulates. The high magnesium content in metaperidotites ($mg\# = 0.85$) is correlated with some increased metagabbro ($mg\# = 0.57$) and metaanorthosites ($mg\# = 0.34$), contents of Co, Ni and decreased by high field strength elements (Zr, Hf, Nb, Y, Th, U, REE) and large-ion lithophile elements (Ba, Rb, Sr, K).

Key words: gabbro, anorthosites, peridotites, Archean, rare and rare earth elements, Kola Peninsula.

Введение

Массивы Большой Патчемварек, Малый Патчемварек, Северный и ещё несколько более мелких тел расположены в зоне сочленения двух крупных региональных структур архейского возраста – Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. В последние годы большой интерес к интрузивному комплексу Патчемварек-Северный связан с возобновлением исследований Колмозерского литиевого месторождения. Колмозерское месторождение редкометальных пегматитов локализовано в метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива (Морозова, 2018). Возрастные характеристики данных интрузий долгое время являлись предметом дискуссии. По данным (Кудряшов, Мокрушин, 2011) время формирования массива Патчемварек составляет 2925 ± 6 млн. лет, массива Северный – 2935 ± 8 млн. лет, что позволяет рассматривать породы массивов как фрагмент древнего протолита догранулитовых и догранитных ассоциаций Мурманского микроконтинента (Минц и др., 2010). По данным (Вревский, Львов, 2016) габбро-анортозиты массива Патчемварек сформированы 2661.8 ± 7.1 млн. лет назад, что в пределах ошибок совпадает с возрастом других габбро-анортозитовых массивов Кейвского блока Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита.

В данной статье акцентировано внимание на петрографических характеристиках пород массивов и их петро-геохимических особенностях. Материал был собран в ходе полевых работ, направленных на изучение литиевых пегматитов Колмозерского месторождения.

Результаты исследования

Патчемварекский массив метагаббро-анортозитов представляет собой крутопадающую (50-80°) на северо-восток тектоническую пластину шириной до 2 км и длиной ~7 км. Контакты метагаббро-анортозитов с трондьемитовыми гнейсами Мурманского блока и метаморфизованными породами зеленокаменного комплекса Колмозеро-Воронья тектонизированные и в северо-восточной части затушеваны более поздними метасоматическими изменениями, связанными с внедрением пегматитовых расплавов. Основная часть массива сложена лейкократовыми (Pl = 70-85 %; Amf = 30-25 %) и мезократовыми (Pl = 40-60 %; Amf = 40-60 %) метагаббро и метаанортозитами (Pl = 90-100 %, Amf = 0-10 %) крупно- среднезернистой структуры, массивной текстуры. В южной части массива отмечаются участки пород пятнистой структуры, характеризующиеся обособленным распределением темноцветных минералов и плагиоклаза. Наиболее измененные разности пород, представленные мелкозернистыми сланцеватыми ортоамфиболитами, приурочены к краевым частям массива.

Метагаббро (рис. 1) blastogabbro-офитовой структуры состоят из полисинтетически сдвойникованных субидiomорфных кристаллов лабрадора-битовнита (An_{64-85}) – Pl-I, интерстиции между которыми выполнены нематобластовым агрегатом кристаллов зеленоватого амфибола, по составу отвечающего амфиболу тремолит-актинолитового ряда и магнезио-горнблендиту. В зональных зернах Pl-I центральные части имеют более основной состав (An_{71}) по сравнению с краевыми зонами (An_{64}). Более поздний андезин (An_{47-50}) – Pl-II, замещает кристаллы лабрадора-битовнита и образует несдвойникованные ксеноморфные зерна. Зерна Pl-I амфиболлизированы, эпидотизированы. Отмечаются зерна Pl-I с изогнутыми границами двойниковых швов.

Амфиболлизированные и эпидотизированные метаанортозиты гипидiomорфнозернистой структуры состоят из длиннопризматических кристаллов лабрадора-битовнита длиной 8-10 мм. Акцессорные минералы: титанит, апатит, титаномагнетит, пирит, пирротин, халькопирит.

Ортоамфиболиты нематобластовой и гранонематобластовой структуры иногда с реликтами габбровой структуры состоят из мелкозернистого амфибола ряда тремолит-актинолита и не-

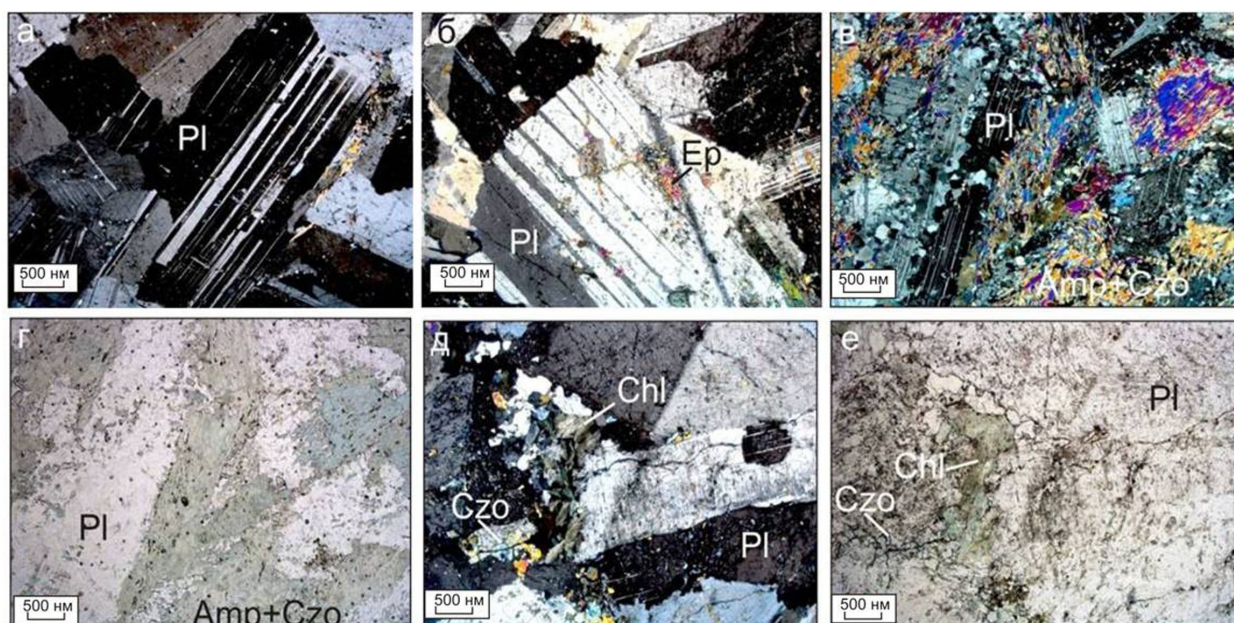


Рис. 1. Габброиды массива Большой Патчемварек. Фото прозрачных шлифов.

Pl – плагиоклаз; Ep – эпидот; Amp – амфибол; Czo – клинозоизит; Chl – хлорит. а, б, в, д, – николи скрещены; г, е – без анализатора.

Fig. 1. Gabbroids of the Bolshoi Patchvarev massif. Photo transparent thin sections.

Pl – plagioclase; Ep – epidote; Amp – amphibole; Czo – clinzoisitis; Chl – chlorite. a, b, c, d, – Nicols are crossed; g, e – without analyzer.

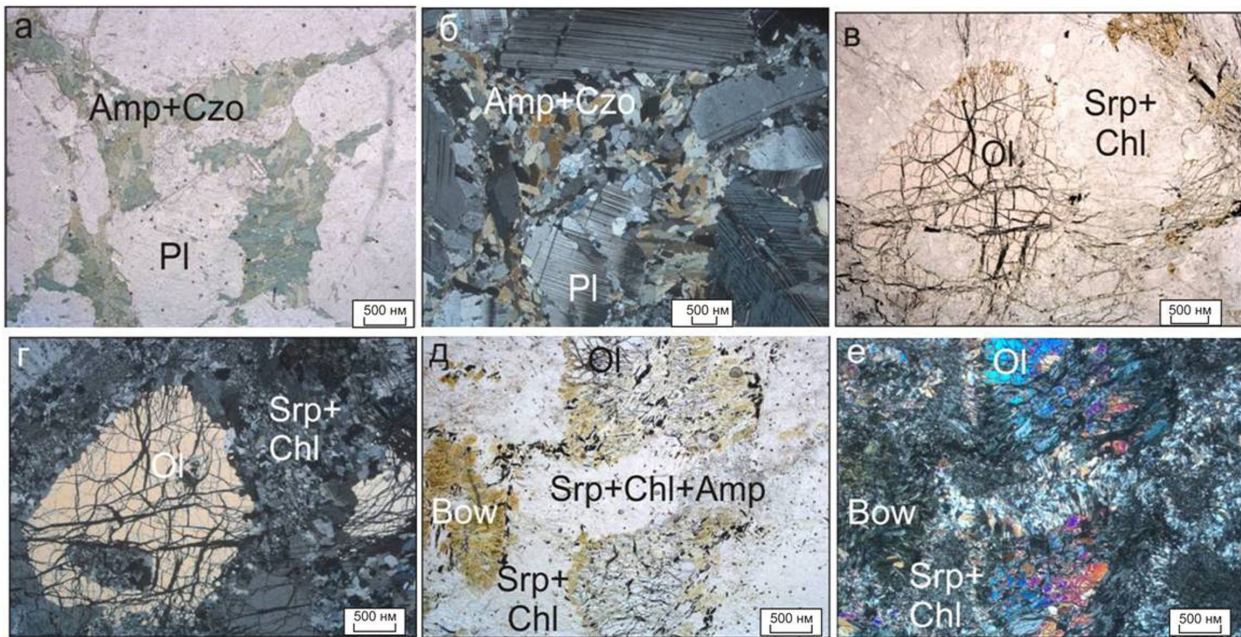


Рис. 2. Горные породы массива Северный. Фото прозрачных шлифов.

Pl – плагиоклаз; Ol – оливин; Srp – минералы семейства серпентинов; Bow – боулингит; Amp – амфибол; Czo – клиноцоизит; Chl – хлорит. а, б, в, д, ж – николи скрещены; г, е – без анализатора.

Fig. 2. Rocks of the Severnyy massif. Photo of transparent thin sections.

Pl – plagioclase; Ol – olivine; Srp – minerals of the serpentine family; Bow – bowlingite; Amp – amphibole; Czo – clinopyroxene; Chl – chlorite. a, b, c, d, ж – Nicols are crossed; g, e – without analyzer.

сдвойникового плагиоклаза (олигоклаз-андезин) в соотношении 1:1. Эпидотовые и эпидотроговообманковые амфиболиты включают плагиоклаз (30-40 %), роговую обманку (40-45 %), эпидот (до 35 %), титанит (до 10 %) и клиноцоизит. Титанит в виде губчатых зерен неправильной формы слагает шпирь длиной до 3-4 мм, расположенные согласно с общей директивностью породы.

Рассеянная сульфидная минерализация в породах массива Патчемварек представлена пирротинном, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, единичными зернами сперрилита и гессита (Mokrushin et al., 2017).

Северный массив метагаббро-анортозитов линзообразной формы имеет протяженность ~ 4 км при ширине ~ 2 км. Основная часть массива сложена метагаббро и метаанортозитами аналогичным вышеописанным. В юго-западной части массива отмечаются выходы метаультрамафитов. По мнению Юдина Б.А (1980), Шаркова Е.В. (1984) и некоторых других исследователей, ультраосновные породы представляют собой дифференциаты единого с габбро и анортозитами дифференцированного комплекса.

По минеральному составу среди пород массива Северный выделены метапироксениты (Ol = 5-40 %), метаперидотиты (Ol = 45-50 %) и серпентиниты. Кроме оливина в метаультрамафитах отмечается амфибол (10-40 %), серпентин (10-85 %), также присутствуют хлорит и магнетит (рис. 2).

Оливин представлен реликтами зерен, в отдельных случаях окруженных радиально-лучистыми амфиболовыми каймами. Оливин замещается шнуровидными агрегатами лизардита, магнетита и боулингита. Интерстиции между зернами оливина выполнены пластинчатым антигоритом, хлоритом, амфиболом тремолит-актинолитового ряда, магнетитом. Амфиболитизированные серпентиниты нематобластовой или пойкилобластовой структуры с фибробластовой основной тканью сложены серпентином, по оптическим свойствам диагностированным как антигорит. Бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда образует зерна в массе антигорита или формирует скопления овальной формы длиной около 2 мм. Магнетит (2-5 %) представлен вкрапленностью с размером зерен до 1 мм.

Изучение химического и редкоземельного состава пород показало, что изученные породы относятся к семействам перидотитов и габброидов нормальной щелочности. В нормативных составах метагаббро и метаанортозитов присутствует оливин: 3.05 (мол. к-ва) и 0.71 (мол. к-ва), соответственно. Величина магнезиальности ($mg\#$) понижается от метаперидотитов (0.85) к метагаббро (0.57) и метаанортозитам (0.34). Высокое значение магнезиальности в метаперидотитах коррелируется с повышенными содержаниями Co и Ni и пониженными содержаниями высоkozарядных (Zr, Hf, Cs, Nb, Y, Th, U, REE) и крупноионных литофильных (Ba, Rb, Sr, K) элементов.

Метагаббро ($\Sigma REE = 15.67$ г/т; $(La/Yb)_N = 1.82-3.01$) и метаанортозиты ($\Sigma REE = 27.56$ г/т; $(La/Yb)_N = 3.40-3.72$) отличаются от метаперидотитов ($\Sigma REE = 5.35$ г/т) повышенными содержаниями REE, более дифференцированными спектрами распределения редкоземельных элементов и наличием положительной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1.27-2.60$) (рис. 3 а). Положительная Eu аномалия может свидетельствовать о накоплении плагиоклаза в процессе фракционирования исходного расплава.

От метагаббро ($(La/Sm)_N = 1.67-2/34$; $(Gd/Yb)_N = 0.99-1.18$) к метаанортозитам ($(La/Sm)_N = 2.33-2.62$; $(Gd/Yb)_N = 1.13-1.12$) отмечается рост LREE при сопоставимых содержаниях MREE и HREE. Это может указывать на накопление легких лантаноидов в остаточном расплаве в процессе дифференциации магматического расплава.

На графиках распределения несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии (рис. 3 б), проявлены отрицательные аномалии Ba и Nb, положительная аномалия Th и относительное обогащение пород Cs и Rb. Различия заключаются в том, что для метагаббро и метаанортозитов установлена положительная аномалия Sr, в то время как для метаперидотитов – отрицательная. Это может свидетельствовать о комплементарности составов пород массивов и участии плагиоклаза в процессе фракционирования исходного расплава.

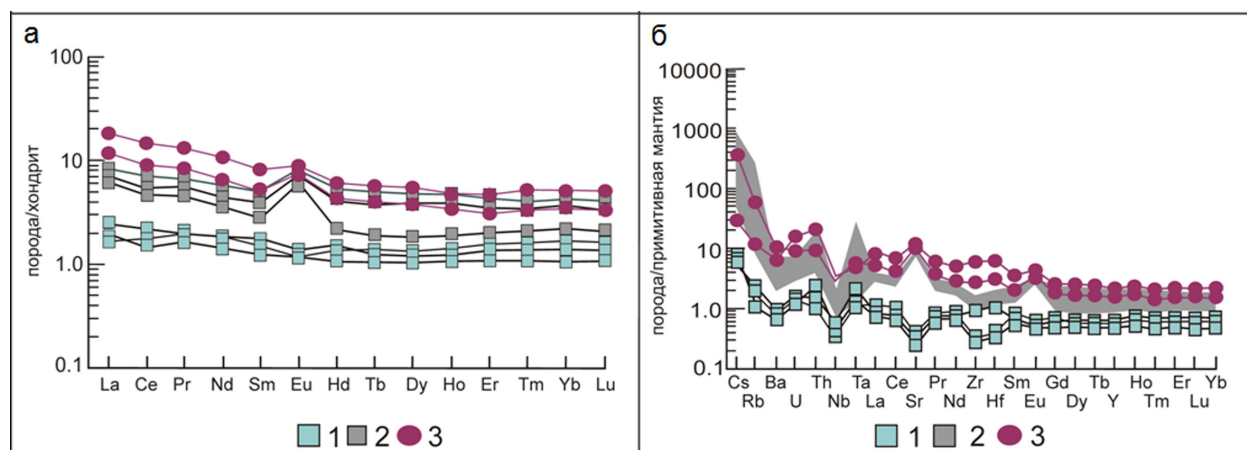


Рис. 3. Распределение редкоземельных и несовместимых элементов в метаперидотитах (1), метагаббро (2) и метаанортозитах (3) Патчмварекского и Северного массивов.

а – нормировано по хондриту (Boynnton, 1984); б – нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 3. Distribution of rare earth and incompatible elements in and metaperidotites (1), metagabbro (2) and metaanorthosites (3) from Patchemvarek and Severny massifs.

a – chondrite-normalized (Boynnton, 1984); b – normalized to the composition of primitive mantle (Sun, McDonough, 1989).

Выводы

На основании полученных данных (сходство и закономерное распределение редких элементов в соответствии с магнезиальностью) можно подтвердить высказанное ранее рядом авторов предположение о том, что породы массивов являются дифференциатами единого магматического расплава и слагают расслоенный комплекс, включающий ультраосновные и основные кумулаты. При

этом метаперидотиты принадлежат приподошвенным частям интрузии, а метагаббро и метаанортозиты – вышележащим горизонтам, обогащенным плагиоклазом.

Относительное обогащение пород Cs, Rb и Th и высокие отношения Th/Ta (до 13.50) могут свидетельствовать о контаминации исходных расплавов веществом архейской континентальной коры.

Авторы выражают благодарность П.А. Серову за участие в полевых работах.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Вревский А.Б., Львов П.А. Изотопный возраст и гетерогенность источников габбро-анортозитов массива Патчемварек (Кольский полуостров) // Доклады АН. 2016. Т. 469. № 2. С. 204–209.
2. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173–189.
3. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2010. Т. 1. 408 с.
4. Морозова Л.Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82–98.
5. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова. Анортозиты Земли и Луны. М. Изд-во: Наука. 1984. С. 5–61.
6. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л. Изд-во: Наука. 1980. 168 с.
7. Boynton, William V. Cosmochemistry of the rare earth elements : meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. editor / P. Henderson. Elsevier, 1983. P. 63-114.
8. Mokrushin A.V., Kudryashov N.M., Gabov D.A., Huber M. Sulphide and precious metal mineralization of the Mesoarchean Patchemvarek gabbroanorthosite Massif (Kola region, Russia) / Материалы V Международной конференции. Улан-Удэ. Бурятский государственный университет. 2017. С. 191–192.
9. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins. 1989. Norys. Oxford. Geological Society Spec. Publ. V. 42. P. 313–345.

Математическое моделирование формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия за счёт денудационных процессов

Мягков Д.С.

ИФЗ РАН, Москва, dsm@ifz.ru

Аннотация. В работе рассматривается вопрос о физическом механизме, ответственном за формирование аномальных напряжений горизонтального сжатия в верхней части Земной коры, в том числе на Балтийском щите. В качестве такого механизма может выступать переход вещества верхней части Земной коры из закритического состояния за счёт денудации. Исследование ведётся методом численного моделирования. Представлены различные модели, в которых аномальные напряжения горизонтального сжатия формируются за счёт той или иной структуры экзогенных процессов (например – речной эрозии). Показаны форма и частей областей коры моделей, в которых за счёт денудации формируется значительный уровень аномальных напряжений горизонтального сжатия. Даны количественные связи уровня данных напряжений с амплитудами задаваемой в моделях денудации.

Ключевые слова: денудация, геодинамика, математическое моделирование, геомеханика.

Mathematical modeling of the abnormal horizontal compression stresses formation due to denudation processes

Myagkov D.S.

IPE RAS, Moscow, dsm@ifz.ru

Abstract. The article reviews the issue of the physical mechanism responsible for the formation of anomalous stresses of horizontal compression in the upper part of the Earth's crust, including the Baltic Shield. Such a mechanism can be the transition of a substance from the upper part of the Earth's crust from a supercritical state due to denudation. The study is conducted by the method of numerical simulation. Various models are presented in which anomalous stresses of horizontal compression are formed due to one or another structure of exogenous processes (for example, river erosion). The shape and parts of the regions of the cortex of models are shown, in which a significant level of anomalous stresses of horizontal compression is formed due to denudation. Quantitative relationships of the level of these voltages with amplitudes specified in denudation models are given.

Key words: denudation, geodynamics, mathematical modeling, geomechanics.

Введение

В данной работе рассматривается вопрос о происхождении избыточных напряжений горизонтального сжатия, объяснение наличия которых в Земной коре является важной проблемой тектоники. Этот вопрос активно обсуждается с 50-х годов прошлого столетия и, до сих пор, не имеет однозначного решения. Рассматриваемая проблема имеет прикладное значение, т.к. аномальные напряжения горизонтального сжатия нередко создают затруднения при добыче полезных ископаемых и являются одной из серьёзнейших проблем при разработке рудных месторождений (Ребецкий и др., 2017), в том числе на российской территории (Кольский полуостров). В верхней части коры нормальный уровень горизонтальных напряжений соответствует формирующемуся при гравитационном сжатии упругой среды (к примеру, для коэффициента Пуассона 0.25 вертикальные нормальные напряжения превышают горизонтальные в три раза). В коре многих платформ наблюдается иное соотношение вертикальных и горизонтальных напряжений, иногда даже последние в несколько раз превышают первые. Неоднократно предпринимались попытки объяснения данного явления с позиций тектоники литосферных плит и предлагались различные тектонические модели, для Балтийского щита преимущественно связывавшие формирование аномальных напряжений с давлением со стороны оси спрединга, не увенчавшиеся, в конечном итоге, успехом. Позднее были предложены другие модели, более согласованные с тектонофизическими данными о структуре напряжённого

состояния Земной коры соответствующих регионов, в которых рассматриваемые напряжения горизонтального сжатия формировались за счёт денудации горных пород (Ребецкий, 2008).

Денудационный механизм формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия

Опишем кратко предлагаемый механизм формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия (подробнее см. Ребецкий, 2008). Верхние области коры находятся, согласно результатам геомеханических исследований, в чисто упругом напряжённом состоянии. Отношение σ_{xx} напряжений к σ_{zz} равно $\nu/(1-\nu)$, где ν – коэффициент Пуассона. С глубиной давление, связанное с гравитационным напряжённым состоянием, достигает уровня, при котором среда переходит в закритическое состояние. Согласно Николаевскому (Николаевский, 1983) уровень напряжений, при котором развивается истинная (дислокационная) пластичность достигается на глубине Мохо, выше же в среде накапливаются разномасштабные разнонаправленные разрывные нарушения и деформация среды реализуется за счёт подвижек по данным нарушениям, причём подобное движение до-

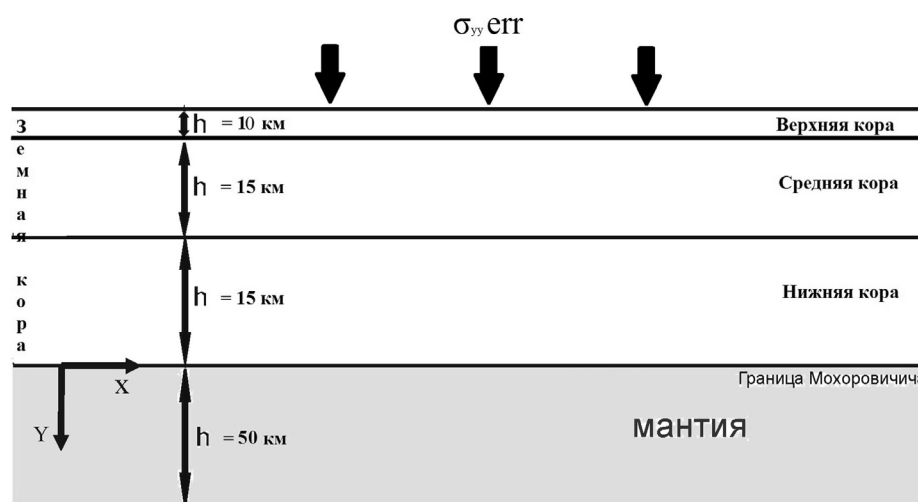


Рис. 1. Схема модели I. Fig. 1. Scheme of model I.

статочно схоже с пластическим течением и названо катакластическим. Таким образом, на некоторой глубине, которая в зависимости от состава, флюидонасыщенности и других параметров среды определяется примерно равной 2 и более км, за счёт катакластических процессов начинают выравниваться σ_{xx} и σ_{zz} напряжения, по мере роста давления приближаясь к отношению 1/1 вместо $\nu/(1-\nu)$. Если, далее, рассматриваемый участок среды окажется в области низких давлений (т.е. переместится выше глубины развития катакластических деформаций), разгрузка произойдёт по упругому закону, что, в условиях горизонтального стеснения вещества коры, приведёт к формированию остаточных напряжений горизонтального сжатия (точная аналитическая формула величины последних приведена в (Ребецкий, 2008)). Таким образом, денудационно-аккумулятивные процессы могут привести к формированию искомых аномальных напряжений в Верхней коре, если, конечно, амплитуда денудации достигает определённого уровня.

Методика численного моделирования. Схемы моделей и характер нагружения

Опишем кратко методику исследования. Исследование ведётся методом численного моделирования. Созданы несколько моделей участков континентальной литосферы и один – субдукционной зоны, в которых вводятся денудационные (и, если требуется, аккумулятивные) процессы требуемой структуры. Для численного расчёта используется конечно-разностная схема по методике Ю.П. Стефанова (Стефанов, 2005), которая представляет собой модифицированную для применения в задачах геомеханики схему Уилкинса (Уилкинс, 1967). В рамках данного подхода тела модели являются упруго-пластическими, причём используется специально адаптированных для геосре-

ды неассоциированный закон пластического течения Друккера-Прагера-Николаевского. Все модели – двумерные. Тип напряжённого состояния – плоская деформация.

В работе представлены 4 различных модели. Модель I – модель континентальной литосферы без наличия рельефа основных границ (условно – модель платформы). Такая модель более остальных представленных соответствует коре Кольского полуострова. Схема модели представлена на рис. 1. Денудация вводится следующим образом: на первом этапе рассчитывается нормальное гравитационное напряжённое состояние. Далее на дневной поверхности задаются дополнительные σ_{zz} напряжения, амплитуда которых соответствует мощности денудированного слоя (берётся 0.5-1.5 км). Наконец, на последнем этапе, напряжения снимаются, после чего формируются искомые аномальные напряжения в верхней части модели. Модель II схожа по строению с первой, однако в ней дополнительно задаётся уступ (стенка) на дневной поверхности амплитудой 2-4 км. Эта модель условно соответствует восточному флангу плоскогорья Тибет. Денудация в области плоскогорья задаётся аналогично, в опущенной части могут вводиться аккумулятивные процессы (или не вводятся, в случае, если считается что реками удалена большая часть осадков). Третья модель представляет собой также участок континентальной литосферы, где денудация связана с формированием долины крупной реки (условно – одной из рек Тибетского нагорья). Модель IV представляет собой Японскую зону субдукции региона Северное Хонсю (подробно описана в работе (Ребецкий и др., 2018)).

Результаты моделирования, выводы

Проведённая серия численных экспериментов показала пригодность рассматриваемого физического механизма для объяснения формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия и позволила установить некоторые закономерности данного процесса. Для формирования значимых по мощности областей превышения горизонтальных нормальных напряжений над вертикальными требовалась амплитуда денудации от 0.5 км и более. При этом формировались аномальные напряжения по амплитуде равные первым десяткам МПа (точное значение в зависимости от параметров нагружения и прочностных свойств коры модели). При амплитуде денудации от 1 км в модели I формировался слой мощностью более 3 км, где σ_{xx} напряжения превышали вертикальные. На рисунке 2 представлена структура формирующегося напряжённого состояния в модели I, а именно – отношение вертикальных и горизонтальных нормальных напряжений (этот же параметр на рисунках 3 и 4 для моделей II и IV), при переходе среды в закритическое состояние этот параметр, как указывалось выше, постепенно принимает значение 1. Если он меньше единицы, мы имеем искомое аномальное состояние с сильным превышением уровня напряжений горизонтального сжатия над

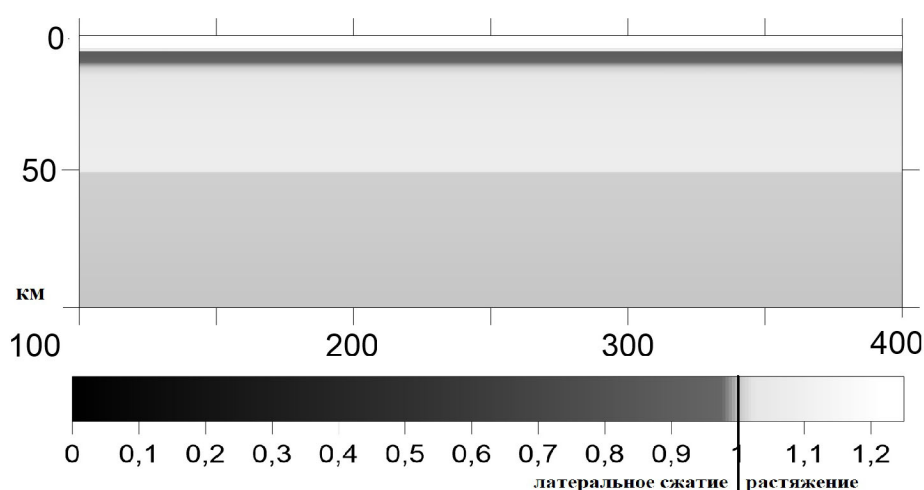


Рис. 2. Результаты моделирования формирования аномальных σ_{xx} напряжений за счёт эрозии в модели I. На рисунке – параметр $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$, характеризующий тип напряжённого состояния.

Fig. 2. Results of modeling the formation of anomalous σ_{xx} stresses due to erosion in model I. In the figure, the parameter $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$, characterizes the type of stress state.

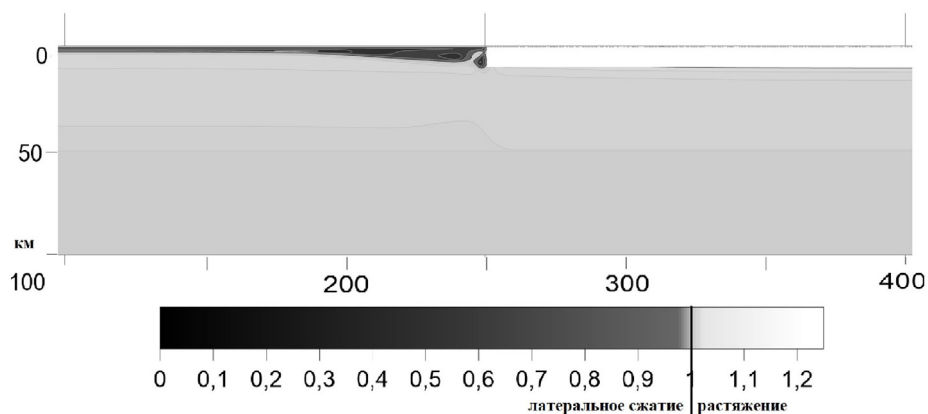


Рис. 3. Результаты моделирования формирования аномальных σ_{xx} напряжений за счёт эрозии в модели II. На рисунке – параметр $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$, характеризующий тип напряжённого состояния.

Fig. 3. Results of modeling the formation of anomalous σ_{xx} stresses due to erosion in model II. In the figure, the parameter $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$, characterizes the type of stress state.

гравитационным. В зависимости от структуры денудационных (либо ещё и аккумулятивных) процессов данный слой может иметь сложную геометрию (см. рисунок 3 для модели II с сильным перепадом рельефа), терять сплошность (см. рис. 4 для зоны субдукции Тохоку) или быть локализован (как для модели III с речной эрозией). Фактически, комбинацией рассмотренных полей напряжений можно объяснить достаточно сложные, с тектонофизической точки зрения, картины распределения напряжений в среде, учитывая комплексность экзогенного эрозионно-аккумулятивного процесса как пространственно, так и во времени. Важным преимуществом рассмотренного механизма является «уход» от необходимости объяснять формирование аномальных σ_{xx} напряжений давлением со стороны оси спрединга, так как подобные модели, как говорилось выше, не соответствуют тектонофизическим данным.

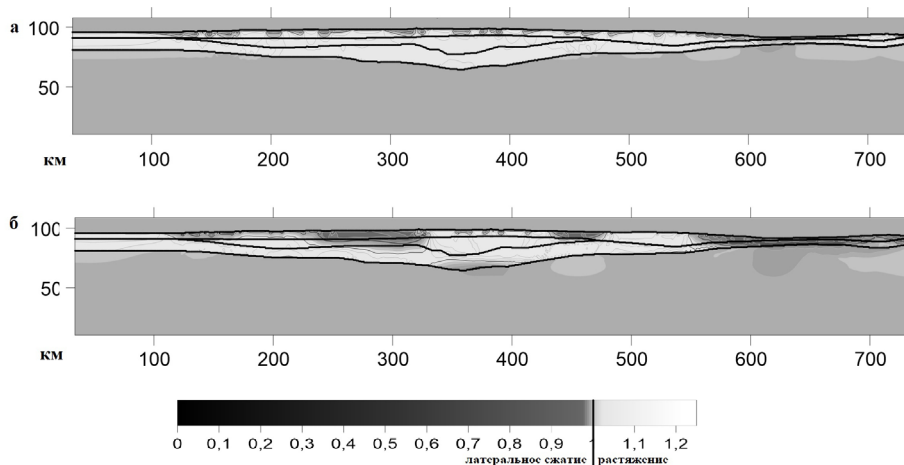


Рис. 4. Результаты моделирования формирования аномальных σ_{xx} напряжений за счёт эрозии в модели IV (рис. б). На рисунке а приведено гравитационное напряжённое состояние до эрозионного воздействия. На рисунке – параметр $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$, характеризующий тип напряжённого состояния. Данные опубликованы в работе (Рябецкий и др., 2018).

Fig. 4. Results of modeling the formation of anomalous σ_{xx} stresses due to erosion in model IV. Figure a shows the gravitational stress state before erosion. In the figure, the parameter $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$, characterizes the type of stress state.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 18-35-00482 и Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твёрдых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР 1972. С. 5–81.
2. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538–542.
3. Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С., Ермаков В.А. О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.
4. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 263–280.
5. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
6. Уилкинс М.Л. Расчёт упруго-пластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. 1967. М. Изд-во: Мир. С. 212–263.

Твердость главных минералов апатит-нефелиновых руд хибинских месторождений

Нерадовский Ю.Н., Компанченко А.А., Мирошникова Я.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Анатумы, komp-alena@yandex.ru

Аннотация. В работе приводятся данные исследования твердости главных минералов апатит-нефелиновых руд хибинских месторождений: апатита, нефелина, альбита, микроклина, эгирина, титанита и натролита. В пределах месторождений Хибин установлены разные по минеральному составу и текстурным особенностям типы руд. Твердость минерала является одним из ключевых свойств, которые влияют на процессы рудоподготовки и дальнейшее извлечение полезных компонентов из руды. Измерения проводились на микротвердомере ПТМ-3 методом Виккерса. Исследования показали, что апатит является наименее твердым и наиболее хрупким минералом среди всех вышеперечисленных, следовательно, необходимо корректировать условия дробления и измельчения в зависимости от типа поступивших на рудоподготовку руд.

Ключевые слова: апатит, нефелин, твердость, Хибины, Кольский регион.

Hardness of the main minerals of the Khibiny apatite-nepheline ores

Neradovsky Yu.N., Kompanchenko A.A., Miroshnikova Ya.A.

Geological institute KSC RAS, Apatity, komp-alena@yandex.ru

Abstract. The paper shows results of hardness study of the main apatite-nepheline ores minerals of the Khibiny deposits: apatite, nepheline, albite, microcline, aegirine, titanite, and natrolite. Within the Khibiny deposits, different types of ores have been established in terms of mineral composition and texture characteristics. The hardness of the mineral is one of the key properties that affect the processes of ore preparation and further extraction of useful components from the ore. The measurements have been carried out on hardness testing PMT-3 by Vickers method. Studies have shown that apatite is the least solid and the most fragile mineral among all of the above. Therefore, it is necessary to adjust the conditions of crushing and grinding depending on the type of ore received for ore preparation.

Key words: apatite, nepheline, hardness, Khibiny, Kola region.

Введение

В статье приведены данные о микротвердости (твердости микровдавливания, далее – твердости) главных минералов Хибинских апатит-нефелиновых руд, измеренной на приборе ПМТ-3 по методу Виккерса. Ранее таких исследований не выполнялось. Твердость является одной из основных констант минералов, характеризующих их физические свойства. Это сложное интегральное свойство, зависящее как от кристаллохимических и физико-химических (типа кристаллической структуры минерала, валентности, химических связей и пр.), так и от механических факторов, присущих любому твердому телу (упругость, хрупкость, пластичность и др.). Минералы, как и все твердые кристаллические тела, обладают анизотропией физических свойств (электрических, оптических и пр.), в том числе и анизотропией твердости (Потапов, 1957; Лебедева, 1977), что имеет большое значение в различных технологических процессах.

Твердость минералов, составляющих руду – одно из наиболее важных свойств, которое определяет прочность и влияет на процессы переработки и обогащения руд, а также на скорость износа оборудования фабрик. При эксплуатации месторождений в рудоподготовке важнейшим этапом является дезинтеграция руды с целью раскрытия минералов, поскольку это наиболее дорогой комплекс процессов вследствие их высокой энергоемкости (до 60 % стоимости обогащения) (Изоитко, 1997). Для оптимизации процесса дезинтеграции сложных по минеральному составу руд необходимо тщательно следить за измельчаемостью, которая непосредственно связана с соотношением минералов разной твердости (Кононов, Бакшеев, 2004). Это позволит избежать переизмельчения руды, т.е. увеличения количества частиц нежелательной крупности, снижающих эффективность обогащения, а также снизить энергозатраты.

Хибинские апатит-нефелиновые руды являются многокомпонентными и соотношение минералов различной твердости в разных месторождениях может изменяться, в связи с этим изменяется и измельчаемость руд, поэтому необходимо корректировать условия измельчения.

Методы исследования

Для изучения твердости использованы минералы из коллекции авторов и концентраты, предоставленные ОСТМ ИХТРЭМС Т.П. Белогуровой. Порошки минералов хибинских апатит-нефелиновых руд смешивались с эпоксидным клеем и из смеси изготавливались искусственные аншлифы. Изучение минералов и первичная документация препаратов проводилась в отраженном поляризованном свете на поляризационном микроскопе AxioPlan с блоком видеорегистрации. Качественный химический анализ и изучение фазовой и внутрифазовой неоднородности минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе Leo 1450 с энергодисперсионным анализатором Bruker X-Flash 5010 (аналитик А.В. Базай, ГИ КНЦ РАН). Значения твердости минералов получены на микротвердомере ПМТ-3 при нагрузке 50 г.

Краткая характеристика объекта исследования

Апатитовые месторождения Хибин приурочены к йиолит-уртитам и рихчорритам и располагаются в виде прерывистой дуги, согласующейся с общим строением массива (Дудкин и др., 1964; Kogarko, 2018).

По вещественному составу и текстурным особенностям выделяют следующие типы руд (по Дудкин и др., 1964): 1. Апатитовая порода пятнистой текстуры; 2. Полосчатая, пятнисто-полосчатая апатит-нефелиновая порода; 3. Линзовидно-полосчатая апатит-нефелиновая порода; 4. Апатитовая брекчия; 5. Крупноблоковая порода; 6. Мелкоблоковая порода; 7. Уртит с апатитом; 8. Апатит-нефелиновые породы на контакте со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сенидами.

Данные типы руд отличаются по минеральному составу. Например, пятнисто-полосчатые породы отличаются от пятнистых более высоким содержанием нефелина, что может быть обусловлено и присутствием в них отдельных уртитовых прослоев. Кроме того, по сравнению со всеми апатит-нефелиновыми породами, пятнисто-полосчатые породы отличаются самыми высокими содержаниями апатита и низким – темноцветных минералов. Менее богаты апатитом линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые породы. Полосчатые породы по составу очень близки к породам этого типа, но содержат больше апатита.

Каждый минерал в этих рудах обладает своими определенными свойствами, которые будут вносить коррективы в процесс переработки руды. Одним из таких свойств и будет *твердость*.

Данная работа нацелена на изучение твердости главных минералов из разных месторождений, текстурных и вещественных типов апатит-нефелиновых руд; установление различий твердости в минералах и влияния этого параметра на технологические свойства; зависимости микротвердости от типа руды, химического состава минерала и наличия твердофазных или газовой-жидких включений. Результаты планируется использовать для выработки рекомендаций более рационального обогащения руд.

Результаты исследования

На первом этапе задача состояла в экспериментальном опробовании методики измерения твердости (далее твердости) силикатных, фосфатных и других «нерудных» минералов Хибинских руд методом Викерса на приборе ПМТ-3 (Методы минералогических исследований, 1985). Все минералы предварительно были исследованы и подтверждены с помощью сканирующей электронной микроскопии и качественной оценки состава. Измерения, выполненные по стандартной методике, позволили положительно оценить ее применение для решения поставленных задач.

Апатит

Согласно литературным данным (Дудкин и др., 1964; Kogarko, 2019) и номенклатуре минералов группы апатита (Pasero et al., 2010), минерал группы апатита Хибинских месторождений отно-

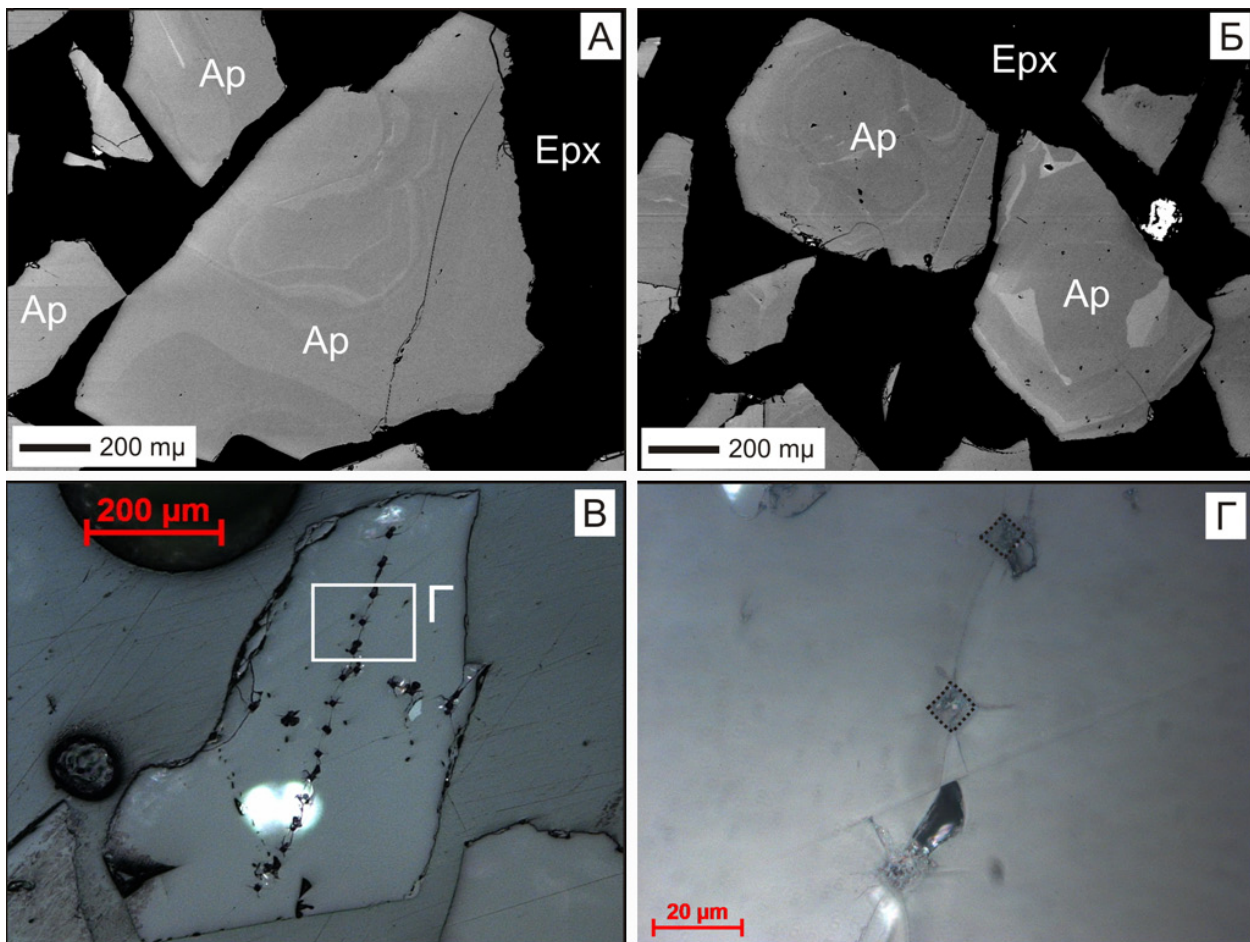


Рис. 1. Внутрифазовая неоднородность в апатите (А-Б, BSE снимки) и цепочка измерений твердости в зерне апатита (В-Г, снимок в отраженном поляризованном свете). Ap – апатит; Epx – эпоксидная смола.

Fig. 1. Intrapphase heterogeneity in apatite (A-B, BSE images) and points of hardness measurements in apatite grain (B-G, images in reflected polarized light). Ap – apatite, Epx – epoxide.

сится к фторапатиту $Ca_5(PO_4)_3F$. Наши данные также это подтвердили. На снимках в BSE в минерале выявляется внутрифазовая неоднородность, связанная с неравномерным распределением стронция и редкоземельных элементов (рис. 1, А-Б). В сростании с апатитом часто отмечается нефелин.

Таблица 1. Значения твердости главных минералов апатит-нефелиновых руд.

Table 1. Hardness of the main minerals of apatite-nepheline ore.

Минерал	Кол-во изм.	Твердость, кг/мм ²			Твердость по шк. Мооса*
		Min	Max	Среднее	
Альбит	36	1145	1236.5	1190	6-6.5
Нефелин	36	1079	1236.5	1103	5.5-6
Эгирин	36	947	1145	1049	6
Титанит	36	865.6	1236.5	1046	5-5.5
Микроклин	36	845	1145	930	6-6.5
Натролит	36	531.2	720.8	659	5-5.5
Фторапатит	48	430.3	753	597	5

*данные по Handbook

Значения твердости фторапатита приведены в табл. 1. Полученные величины сильно варьируют, при этом на поверхности минерала не виды трещины или приповерхностные газово-жидкие включения. Форма отпечатка алмазной пирамидки искаженная, с вогнутыми внутрь краями. Минер-

рал сильно крошится, выкальвается, по краям отпечатка четко видны трещины (рис.1, В-Г). Значение твердости фторапатита, полученное нами, близко к ранее опубликованным значениям (Дудкин и др., 1964).

Нефелин

В нефелине не выявлена какая-либо внутрифазовая неоднородность (рис. 2, А-Б), однако по нефелину широко развивается вторичный минерал – натролит. Также в виде мелких включений в нефелине отмечен апатит.

Значения твердости минерала довольно выдержаны, форма отпечатка изометричная, крупные трещины наблюдаются довольно редко, минерал практически не крошится (рис. 2, А-Б). Твердость нефелина практически в два раза превышает твердость апатита (табл. 1).

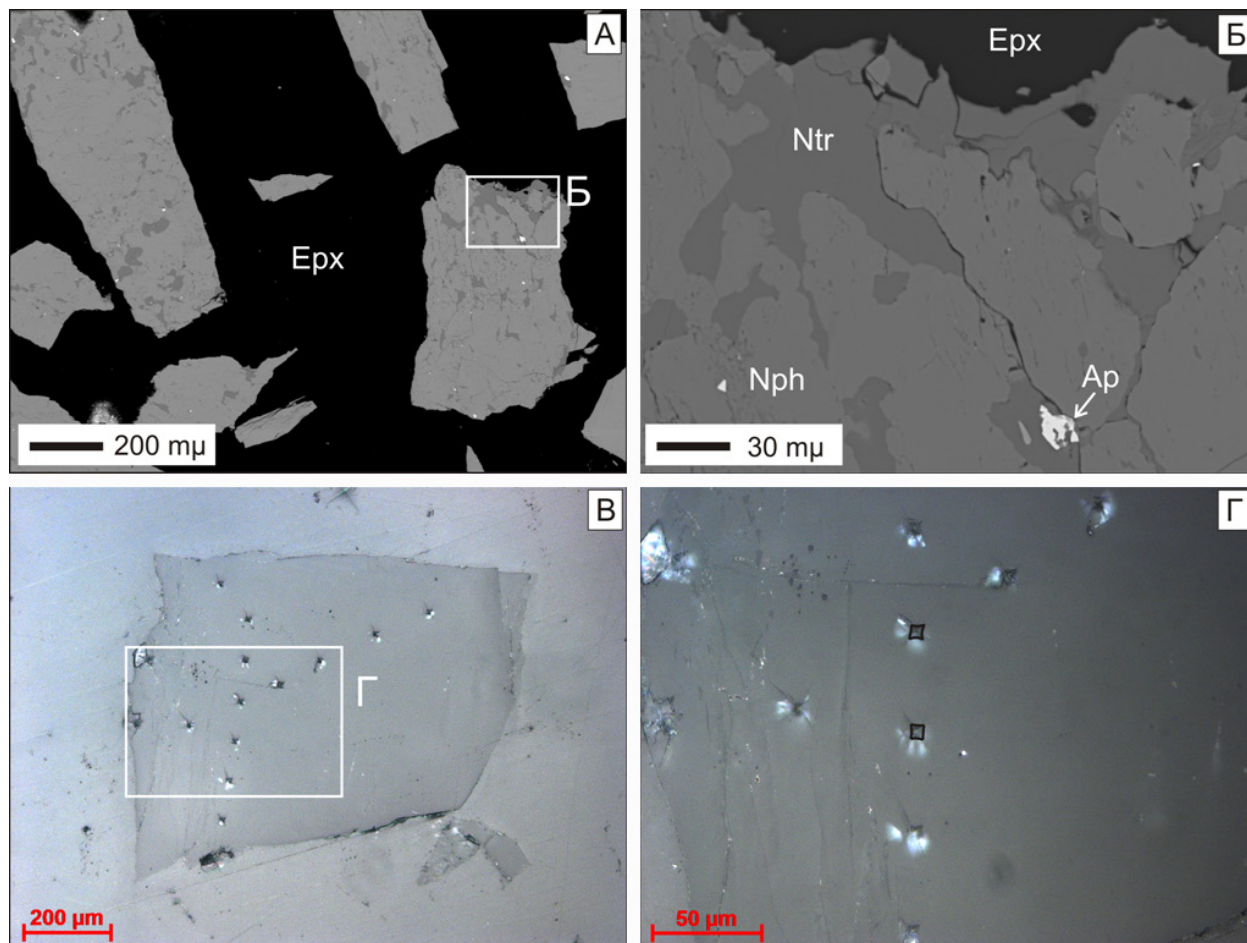


Рис. 2. Фазовая и внутрифазовая неоднородность в нефелине (А-Б, BSE снимки) и цепочка измерений твердости в зерне нефелина (В-Г, снимок в отраженном поляризованном свете). Ап – апатит; Ерх – эпоксидная смола; Nph – нефелин; Ntr – натролит.

Fig. 1. Phase and intraphase heterogeneity in nepheline (А-Б, BSE images) and points of hardness measurements in nepheline grain (В-Г, images in reflected polarized light). Ап – apatite, Ерх – epoxide; Nph – nepheline; Ntr – natrolite.

Другие минералы

Также значения твердости были получены для альбита, микроклина, эгирина, титанита и натролита (табл. 1). Для некоторых минералов наблюдалась зависимость значения твердости от плоскости среза зерна (титанит и эгирин). Альбит, микроклин и натролит не проявляют какой-либо внутрифазовой неоднородности, включения других минералов в них достаточно редки. В титаните и эгирине выявлена слабая зональность. В титаните она связанная с неоднородным распределением Fe, Nb и Zr. Также в титаните наблюдаются включения апатита и эгирина. В зернах эгирина

зональность, вероятно, связана с неоднородным распределением Fe и замещающих его элементов. Поверхность срезов зерен микроклина отличалась от других минералов повышенной пористостью и трещиноватостью, в связи с чем микроклин показал несколько меньшую твердость, чем другие полевые шпаты.

Заключение

В большинстве минералогических справочников (например, Handbook) и интернет-ресурсах (mindat, webmineral и др.), твердость минералов приводится по шкале Мооса. Для главных минералов апатит-нефелиновых руд твердость по шкале Мооса приведена в таблице 1. Реальные же значения микротвердости силикатов приводятся крайне редко, а подобные измерения для всех главных минералов хибинских апатит-нефелиновых руд нами не найдено вовсе.

В таблице 1 минералы расставлены от более твердых к менее, согласно нашим исследованиям. Фторапатит обладает наименьшей твердостью по сравнению с другими минералами, слагающими апатит-нефелиновые руды. К тому же, он наиболее хрупкий. Следовательно, при проведении рудоподготовки (дроблении и измельчении), фторапатит будет разрушаться быстрее остальных минералов не только при контакте с оборудованием фабрик, но и при контакте минералов внутри дробилок и мельниц. Как следствие, фторапатит будет переизмельчатся, из-за чего увеличатся его потери. В качестве вывода можно заключить, что разные типы руд, с разным содержанием апатита, нефелина и других минералов, должны дробиться и измельчаться в течение разного времени, чтобы уменьшить потери фторапатита и сделать его извлечение более эффективным.

Литература

1. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Л. Изд-во: Наука. 1964. 236 с.
2. ИЗОИТКО В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб. Изд-во: Наука. 1997. 582 с.
3. Кононов О.В., Бакшеев И.А. Курс технологической минералогии. Учебное пособие. М. Изд-во: МГУ. 2004. 203 с.
4. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М. Изд-во: Недра. 1977. 118 с.
5. Методы минералогических исследований: Справочник (под ред. А.И. Гинзбурга). М. Изд-во: Недра. 1985. 480 с.
6. Потапов И.А. К теории анизотропии кубических кристаллов // Докл. АН СССР. 1957. Т. 117. №6. С. 965–966.
7. Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols C.M., Eds. Handbook of Mineralogy. Mineralogical Society of America, Chantilly, VA 20151-1110, USA.
8. Pasero, M.; Kampf, A.R.; Ferraris, C.; Pekov, I.V.; Rakovan, J.; White, T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // Eur. J. Miner. 2010. № 22. P. 163–179.

К проблеме генезиса массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район)

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Елизаров Д.В., Базай А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nerovich@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В работе приведены результаты изотопно-геохимических (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) исследований пород массива Ярва-варака, которые показали уверенный вклад коровой компоненты в источник только для наиболее насыщенных гранофиром разностей интрузива. Остальные же породы, согласно полученным характеристикам, имеют либо мантийный источник, либо мантийный источник, очень слабо обогащенный коровой компонентой, менее чем в других палеопротерозойских интрузиях Балтийского щита. При этом только в массиве Ярва-варака гранофир широко представлен по всему разрезу магматического комплекса, начиная с предполагаемого дна магматической камеры. Учитывая показанное ранее сходство разреза и пород массивов Ярва-варака и Садбери на первый план выходит проблема генезиса интрузива и методические аспекты исследования подобных сложных объектов.

Ключевые слова: массив Ярва-варака; гранофирные породы; изотопно-геохимические исследования; природа источников исходных расплавов.

On the problem of the Jarva-varaka massif genesis (Monchegorsk ore area)

Nerovich L.I., Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Elizarov D.V., Bazay A.V.

Geological institute KSC RAS, Apatity, nerovich@geoksc.apatity.ru

Abstract. Results of isotope-geochemical (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) studies of the Jarva-varaka massif rocks are presented in this paper. This data point to significant contribution of the crustal component in the mantle source only for intrusive rocks saturated by granophyre. According to new data, another rocks of the massif have either a mantle source, or a mantle source poorly enriched by crust component in comparison with other Paleoproterozoic intrusions in the Baltic Shield. It must be emphasized that only in the Jarva-varaka magmatic complex granophyre is widely represented throughout the section from the probable bottom of the magmatic chamber. Considering similar sections of the Jarva-varaka and Sudbury massifs and rocks, the problem of the intrusion genesis and the methodological aspects of the study of such complex objects becomes vital.

Key words: Jarva-varaka massif; granophyre rocks; isotope-geochemical studies; nature of source melts.

Введение

Массив Ярва-варака находится в пределах Мончегорского рудного района, к северо-западу от г. Мончегорска на юго-восточном берегу оз. Мончезеро. Массив представляет собою интрузивное тело неправильной формы размером в плане 1.7×2.2 км и мощностью до 2 км. Массив сложен норитами двух типов, гиперстеновыми диоритами, пижонит-авгитовыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Нориты различаются по обилию ортопироксена (мафитовые нориты) или плагиоклаза (фельзитовые нориты). По разрезу структурной скважины 1300 глубиной 2 км преобладают фельзитовые нориты и гиперстеновые диориты. Возраст кварцевых диоритов определен в $2496 \pm$ млн. лет, $\epsilon_{Nd} = -2.48$ (Расслоенные интрузии..., 2004). Вмещающими породами являются глиноземистые гнейсы кольской серии. Вблизи массива они имеют порфиорокластические структуры, здесь много брекчированных пород.

Наиболее яркой особенностью массива Ярва-варака является присутствие во всех разновидностях, слагающих его пород, значительной доли гранофировой составляющей. Гранофир или микропегматит часто наблюдается в породах расслоенных комплексов, но, как правило, он составляет доли процента общего объема породы. В Мончегорском районе гранофирные породы наблюдаются в прикровлевой зоне Имандровского лополита. Кварцевые диориты данного массива рассматриваются как продукты кристаллизации остаточного расплава, а более кислые гранофиры считают

результатом плавления кислых вулканитов кровли под термальным воздействием основной магмы интрузива (Расслоенные интрузии..., 2004). В Бушвельдском лополите гранофиновые породы, соответствующие по составу ферродиоритам и феррогаббро находятся в верхней части Верхней зоны массива. Большинство исследователей считают, что они являются продуктом кристаллизации остаточной магмы Бушвельдского массива (Налдретт, 2003). Гранофиновые ферродиориты Скергаардского интрузива наблюдаются в верхней части расслоенной серии. Во всех перечисленных массивах гранофиновые породы располагаются в верхней части разреза. Во всех комплексах соблюдается пропорция между общим объемом пород интрузивов и объемом гранофиновых пород. Этих пород должно быть достаточно для производства в процессе дифференциации соответствующего количества остаточного расплава или для мощного термального воздействия на породы кровли. Массив Ярва-варака явно отличается от вышеперечисленных комплексов, в нем слишком много гранофира и он присутствует, начиная с предполагаемого дна магматической камеры.

Ранее было показано, что по присутствию значительной доли гранофира во всех породах интрузива начиная с основания магматического комплекса, по мощности этого магматического комплекса и по петрографическому и геохимическому составу пород массив Ярва-варака наиболее близок к массиву Садбери (Нерович и др., 2015). В настоящее время доминирует точка зрения, что структура Садбери представляет собой остатки крупного многокольцевого ударного бассейна (Налдретт, 2003). Предполагается, что при формировании комплекса Садбери происходило переплавление и контаминация больших масс корового материала так называемой «мишени».

Изотопно-геохимические исследования пород массива Ярва-варака

U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изучение пород выполнено в Кольском ЦКП (г. Апатиты).

U-Pb исследования проведены для мафитовых норитов интрузива, которые сложены ортопироксеном (40 %), плагиоклазом (40 %), гранофиром (Pl+Kfs+Qtz) (15 %). Вторичные минералы представлены биотитом (≤ 1 %), тальком, эпидотом, акцессорные минералы – апатитом, рудным минералом (до 5 %), монацитом, цирконом, бадделеитом и циркелитом. При изучении положения цирконовых минералов в мафитовых норитах выявлено, что все они локализованы в гранофировой составляющей породы. Циркон часто наблюдается вместе с апатитом и в сростках с монацитом. Кроме того сравнительно крупные зерна переотложенного циркона присутствуют в микроксенолитах, которые неравномерно распространены в мафитовых норитах. Размеры зерен циркона здесь крупнее или сопоставимы с зернами шпинели и секут границы других минералов из микроксенолита. Для бадделеита очень характерна ассоциация с ильменитом, апатитом и циркелитом. Реже оба минерала располагаются внутри чешуек биотита.

Для U-Pb датирования были отобраны следующие навески:

1. Бадделеит представлен непрозрачными обломками коричневого цвета, с корродированной поверхностью. В бадделеите выявлена внутрифазовая неоднородность (зональность) и крупные вроски породообразующих минералов (фазовая неоднородность).

2. Призматические кристаллы циркона светло-коричневого цвета. Зерна прозрачные и полупрозрачные, поверхность зерен слабо корродированная. Блеск стеклянный. В кристаллах слабо проявлена ритмичная зональность внутренних участков кристаллов. В цирконе диагностированы включения Al-силиката (силлиманит). Циркон не обладает CL-свечением.

3. Призматические кристаллы и обломки циркона светло-желтого цвета. Зерна прозрачные. Поверхность зерен слабо корродированная. Блеск стеклянный. Кристаллы имеют грубую зональность с выделением трех зон: внутренней, промежуточной и внешней. Внутренняя зона характеризуется ритмичной зональностью с нечеткими контурами и фазовой неоднородностью (включения). К границе между внутренней и промежуточной зонами приурочены участки изменения циркона. В промежуточной зоне проявлена четкая ритмичная зональность с разной шириной зон, контуры зон идиоморфны. Внешняя зона не проявляет признаков внутрифазовой неоднородности. К отдельным зонам приурочены включения (фазовая неоднородность) и участки изменения циркона. Среди включений диагностированы Al-силикат (силлиманит) и предположительно плагиоклаз.

4. Длиннопризматические кристаллы циркона коричневого цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность корродированная, блеск стеклянный. В цирконе слабо проявлена ритмичная зональность. Контуры зон гипидиоморфные и идиоморфные, в целом совпадают с внешней огранкой кристаллов. Кристаллы содержат крупные вроски минералов (фазовая неоднородность), среди которых диагностирован Al-силикат (силлиманит).

5. Обломки циркона светло-желтого цвета. Зерна прозрачные, поверхность слабо корродированная, блеск стеклянный. В цирконе выявлена ритмичная зональность с разной шириной зон, нечеткими границами и идиоморфными контурами. Кристаллы сильно трещиноватые, к трещинам приурочены участки изменения циркона.

Для бадделеита и циркона 2 и 3 была получена изохронна с верхним пересечением 2550 ± 9 млн. лет при конкордантном положении бадделеита. Нижнее пересечение – 402 ± 83 млн. лет соответствует палеозойским событиям. Цирконы 4 и 5 попали на конкордию – 2610 ± 3 млн. лет и признаны ксеногенными (рис. 1).

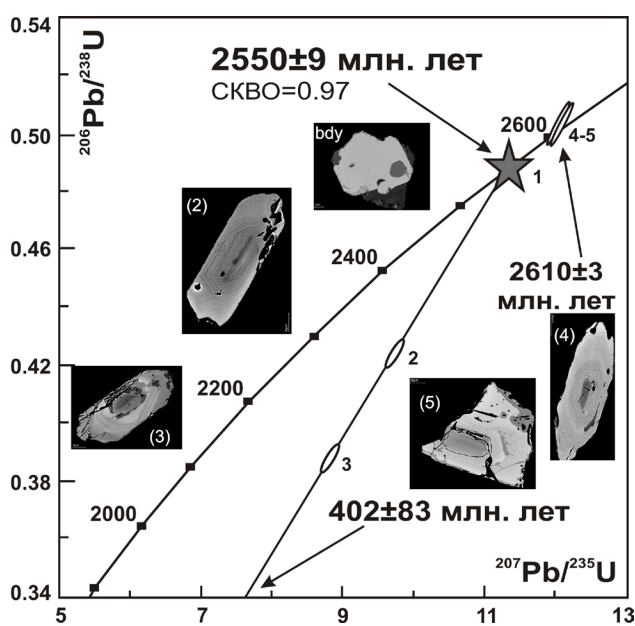


Рис 1. U-Pb изохронная диаграмма для бадделеита (1) и циркона (2-5) из мафитовых норитов массива Ярва-варака (проба НВ-1/114).

Fig.1. U-Pb isochrones on baddeleyite (1) and zircons (2-5) from the Jarva-varaka massif mafic norites (sample НВ-1/114).

Согласно (Каулина и др., 2017), такие вариации спектров могут быть связаны с преобразованием кристаллического циркона (и минеральных включений в нем) в диаплектовые стекла вследствие ударного метаморфизма, внутренние же части циркона экранировались каймами и сохранили свою структуру. Все это указывает на необходимость исследования единичных зерен циркона высокотехнологичными методами (SRIMP).

На настоящий момент Sm-Nd и Rb-Sr методами изучены все разновидности пород массива кроме гранодиоритов. Наиболее низкие значения I_{Sr} получены для Pgt-авгитовых диоритов (0.7010) и фельзитовых норитов (0.7019 и 0.7025). I_{Sr} мафитовых норитов – 0.7025, 0.7032 и 0.7035, гиперстеновых диоритов – 0.7023 и 0.7041. Устойчиво выше значение I_{Sr} у кварцевых диоритов – 0.7043 и 0.7047 (рис. 2). Результаты показывают, что источник расплавов кварцевых диоритов немного обогащен, что может быть связано с умеренной контаминацией коровым материалом. Остальные породы имеют мантийные характеристики Rb-Sr системы.

Таким образом, учитывая ранее установленный возраст кварцевых диоритов – 2496 ± 9 млн. лет (Расслоенные интрузии..., 2004), по-видимому, мафитовые нориты представляют собой самостоятельную фазу. Полученная датировка согласуется с данными геохимии о положении данных пород вне общего тренда фельзитовые нориты – гранодиориты (Нерович и др., 2015). На данном этапе возраста 2.5 и 2.55 млрд. лет принимается для последующих расчетов результатов Sm-Nd и Rb-Sr исследований. Но такие факты как локализация цирконовых минералов только в гранофировой части, присутствие внутрифазовой неоднородности в бадделеите, грубая зональность циркона 3 и включения силлиманита оставляют вопросы. Кроме того, кристаллы циркона из мафитовых норитов показывают изменение рамановских спектров от ядерных частей зерен, которые сохраняют типичный для циркона набор пиков, до полного отсутствия спектральных полос в периферических частях и каймах. Минеральные включения в каймах циркона также демонстрируют отсутствие рамановских пиков.

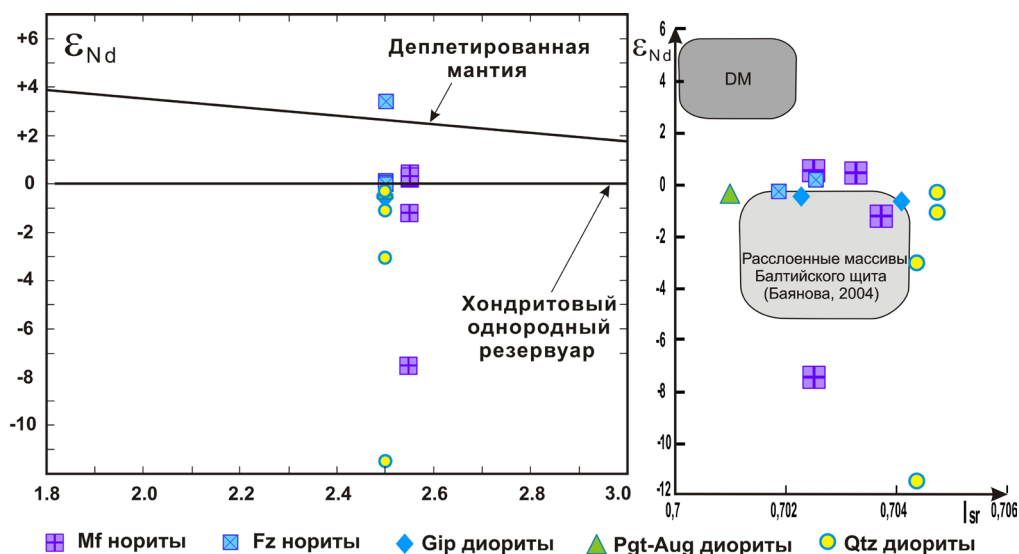


Рис. 2. Диаграммы ϵ_{Nd} -время и ϵ_{Nd} - I_{Sr} для пород массива Ярва-варака.

Fig. 2. The ϵ_{Nd} -T and ϵ_{Nd} - I_{Sr} diagrams for the Jarva-varaka massif rocks.

Результаты Sm-Nd исследований носят очень противоречивый характер. Для двух образцов: мафитового норита и кварцевого диорита были получены значения ϵ_{Nd} – -7.49 и -11.46 соответственно при не очень корректном отношении $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.14$. Впоследствии для этих же пород получены значения ϵ_{Nd} – +0.43 и -3.02, отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.11$. На рисунке 2 видно, что большинство полученных значений ϵ_{Nd} имеет слабоположительные и слабоотрицательные значения, располагающиеся либо в верхней части поля составов палеопротерозойских интрузий Балтийского щита, либо выше. А для одной из проб фельзитовых норитов получено значение $\epsilon_{Nd} = +3.57$, отвечающее деплетированной мантии. Таким образом, большая часть Sm-Nd и Rb-Sr данных указывает на мантийный источник. Только для кварцевых диоритов устойчивость отрицательных значений ϵ_{Nd} (-3.02, -1.07, -0.32) в совокупности с I_{Sr} , устойчиво превышающим значение 0.704 можно уверенно говорить коровой контаминации источника.

Обсуждение результатов

Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные для полученных цифр возраста показывают умеренную контаминацию коровым материалом источника кварцевых диоритов. Мафитовые нориты, Pgt-авгитовые диориты и преобладающие в массиве фельзитовые нориты и гиперстеновые диориты, согласно этим данным кристаллизовались из эволюционирующего мантийного расплава, из его обогащенной остаточной части. Учитывая объем остаточного расплава можно рассмотреть следующие варианты его происхождения:

- Под массивом Ярва-варака находится гигантское ультрамафит-мафитовое глубинное тело, в процессе дифференциации которого возник большой объем обогащенного расплава. В верхней зоне Бушвельда мощность ферродиоритов достигает 1500 м при полной мощности разреза 7-9 км. Мощность ферродиоритов Сандвичевого горизонта в 3.5-километровом разрезе Скергаарда составляет 200 м. Даже Бушвельд не произвел двух километров обогащенных пород. Кроме того существуют ограничения по геофизическим данным (Филатова, 1995) и данным бурения структурной скважины.
- Массив Ярва-варака – это верхняя зона для всех массивов Главного хребта и Мончеплутона по аналогии с ферродиоритами верхней зоны Бушвельда. Как известно Е.В. Шарков рассматривал эти массивы как единый комплекс типа Бушвельда (Шарков, 1980). Весь остаточный расплав в таком случае должен быть вытеснен в отдельную камеру и далее мог, как эволюционировать, так и воздействовать на породы кровли. Это не может быть тектоническим срывом верхней части разреза, так как в норитах присутствуют ксенолиты глиноземистых гнейсов, которые не характерны для обрамления других массивов Мончегорского района. Мощность полного разреза Главного хребта и

Мончеплутона сопоставима с разрезом Бушвельда. Однако нужно учесть, что в каждом из интрузивов установлен существенный объем своих продуктов остаточного расплава – габбро-пегматитов. Во всяком случае, их количество в Мончетундровском массиве и особенно в Мончеплутоне соответствует объему самих интрузивов.

- Неправильно оценена мощность массива. Т.е. это не единый разрез, а серия надвинутых друг на друга тектонических пластин. Это тоже потребует наличия глубинного тела, но разумных размеров. Никаких данных, геологических или геофизических, склоняющих к этой точке зрения нет. Милонитизированные гнейсы наблюдаются в обрамлении интрузива. В структурной скважине милониты и катаклазиты по диоритам массива иногда отмечаются только в интервале 70-117 м. В ходе текущих исследований наблюдали только массивные разности пород массива.

Все три рассмотренные возможности получить 2 км разреза гранофировых пород из мантийного источника, представляются мало реализуемыми. Наличие гранофира на дне магматической камеры и далее вверх по разрезу реальнее объяснить импактным событием с плавлением основного и кислого материала в мишени и последующей кристаллизацией. Кроме изотопных характеристик, ϵNd в массиве Садбери обычно составляет $-6 \div -9$, основным препятствием является форма массива Ярва-варака. Если мощность разреза магматического комплекса в обоих интрузива составляет ~ 2 км, то площадь развития пород в них несопоставима. В Садбери породы простираются более чем на 100 км. Второй теоретически возможный механизм – катастрофически быстрое поступление разогретой базитовой магмы в верхнюю кору, взрыв и образование депрессии с обрушением значительных объемов пород кровли. Т.е. это похоже, но не идентично классической трубке взрыва. Разные источники и разные глубины, с которых выносятся вещества. Второй механизм более согласуется с небольшими по площади размерами массива Ярва-варака. Установленные в цирконе признаки диаплектовости могут наблюдаться в обоих случаях. Но Садбери на сегодняшний день является общепризнанной импактной структурой, а уровень сходства достаточен, чтобы предполагать и сходство механизмов образования Садбери и массива Ярва-варака.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН, тема НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.Изд-во: Наука. 2004. 174 с.
2. Каулина Т.В., Нерович Л.И., Бочаров В.Н., Лялина Л.М., Ильченко В.Л., Кунаккузин Е.Л., Касаткин И.А. Рамановская спектроскопия импактного циркона из расслоенного массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/1. С. 72-82. DOI:10.21443/1560-9278-2017-20-1/1-72-82.
3. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб. Изд-во: СПбГУ. 2003. 487 с.
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и петро-геохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район) // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г. С. 141–146.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). В 2 частях. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.
6. Филатова В.Т. Объёмная модель Мончегорского рудного района на основе гравимагнитных данных // Отечественная геология. 1995. N. 10. С. 65–72.
7. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л. Изд-во: Наука. 1980. 184 с.

Вещественный состав микрокxenолитов в мафитовых норитах массива Ярва-варака

Нерович Л.И., Базай А.В., Кунаккузин Е.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Анатумы, nerovich@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В работе охарактеризованы особенности минерального состава микрокxenолитов, обнаруженных в наиболее меланократовой разновидности гранофировых норитов массива Ярва-варака. Они сложены преимущественно шпинелью, плагиоклазом, биотитом и кордиеритом. Подобный парагенезис мог образоваться при прогреве ксенолитов глиноземистых гнейсов, вмещающих массив.

Ключевые слова: Балтийский щит; Мончегорский рудный район; массив Ярва-варака; гранофировые породы; ксенолиты.

Composition of microxenoliths in the Jarva-varaka massif mafic norites

Nerovich L.I., Bazay A.V., Kunakkuzin E.L.

Geological institute KSC RAS, Apatity, nerovich@geoksc.apatity.ru

Abstract. This paper describes features of mineral composition of microxenoliths found in melanocratic granophyritic norites of the Jarva-Varaka massif. They are composed mainly of spinel, plagioclase, biotite, and cordierite. A possible way of these paragenesis formation is heating of host aluminous gneisses xenoliths.

Key words: Baltic Shield; Monchegorsk ore area; Jarva-varaka massif; granophyre rocks; xenoliths.

Введение

Массив Ярва-варака находится в северной части Мончегорского рудного района и представляет собою интрузивное тело неправильной формы размером в плане 1.7×2.2 км и мощностью до 2 км (Докучаева, Борисова, 1974; Расслоенные интрузии..., 2004). Вмещающими породами являются глиноземистые гнейсы кольской серии. Возраст кварцевых диоритов массива определен в 2496 ± млн. лет (Расслоенные интрузии..., 2004). От всех палеопротерозойских расслоенных интрузивов Балтийского щита в целом и от интрузивов Мончегорского района в частности, массив Ярва-варака отличается присутствием во всех разновидностях пород гранофира (Pl+Kfs+Qtz), который заполняет пространство между зернами пироксена и плагиоклаза ранней генерации (Нерович и др., 2015).

Мафитовые нориты являются относительно обогащенной ортопироксеном разновидностью норитов массива Ярва-варака. Они состоят из ортопироксена (35-55 %), плагиоклаза (35-45 %), гранофира (Pl+Kfs+Qtz) (10-15 %). Вторичные минералы представлены биотитом (0-2 %), тальком, эпидотом, аксессуарные – апатитом, рудным минералом (до 5 %), монацитом, цирконом, бадделлитом и циркелитом. Рудный минерал во всех разновидностях пород массива представлен преимущественно ильменитом и магнетитом. Редко встречаются мелкие зерна сульфидов. Структура породы гипидиоморфнозернистая (рис. 1), иногда порфириовидная. При преобладающем размере зерен ортопироксена и призматического плагиоклаза – 0.5-2 мм, оба минерала встречаются в виде широко-таблитчатых выделений размером 5-9 мм. Призматический плагиоклаз из порфириовидных выделений по составу соответствует лабрадор-битовниту № 67-72.5, идиоморфные удлиненно-призматические зёрна – лабрадору № 54-57. Химический состав ортопироксена в мафитовых норитах соответствует энстатиту $Wo_{1.5-2.3}En_{74-80.4}Fs_{18-23.3}$ (бронзит). Состав плагиоклаза из гранофировых сростаний с кварцем и калиевым полевым шпатом отвечает андезину № 30-33. Т.е. в породе, которая приурочена к нижней части разреза интрузива (Докучаева, Борисова, 1974) наблюдается сочетание двух контрастных неравновесных минеральных ассоциаций, первая из которых характерна для основных пород, вторая – для средних и даже кислых.

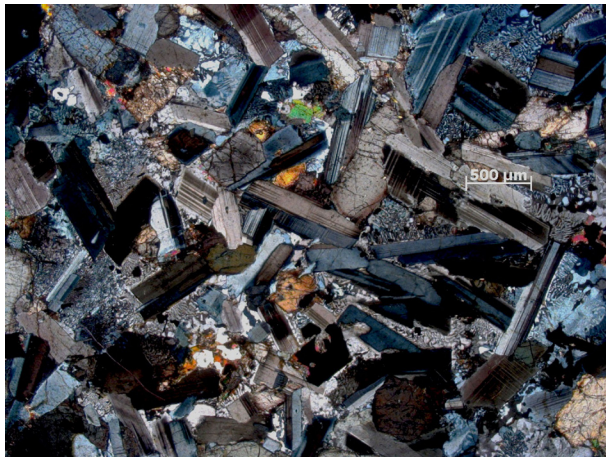


Рис. 1. Гипидиоморфнозернистая структура в мафитовых норитах массива Ярва-варака. Идиоморфные кристаллы Pl и Opx погружены в гранофировый агрегат (Pl+Kfs+Qtz). С анализатором.

Fig. 1. Hypidiomorphic structure of the Jarva-varaka mafic norites. Euhedral crystals of Pl and Opx enclosed in granophyric groundmass ((Pl+Kfs+Qtz)). Thin-section image under crossed polarizers.

Именно в порфирированной разности мафитовых норитов были обнаружены микроксенолиты размером 5-10 мм (рис. 2). Они имеют вытянутую, неправильно-линзовидную форму и нечеткие (особенно в самых мелких ксенолитах) контакты с вмещающей породой.

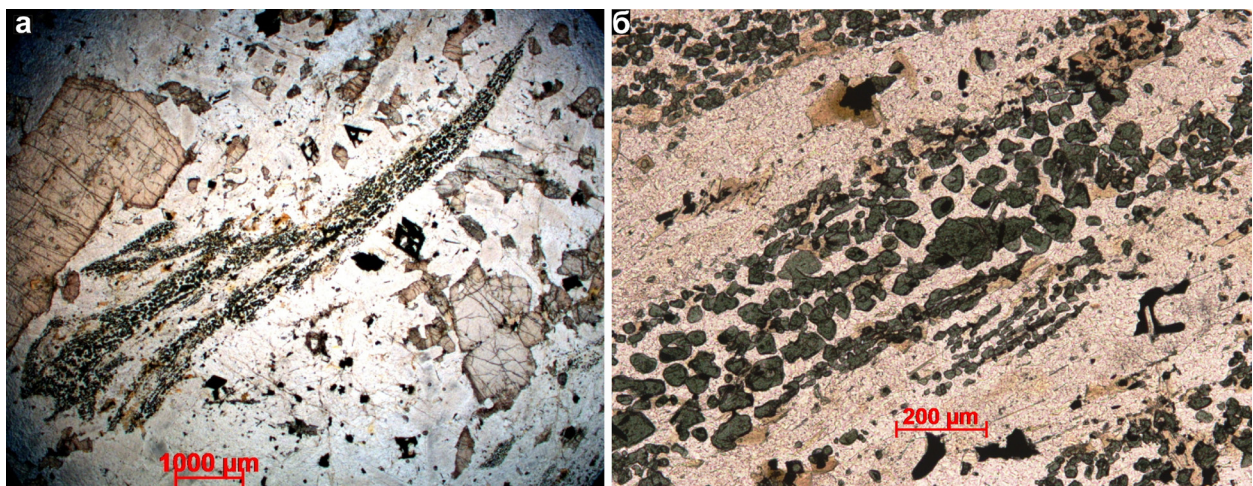


Рис. 2. Микроксенолит в мафитовых норитах массива. Без анализатора.

Fig. 2. Microxenolith in the Jarva-varaka massif mafic norites. Thin-section image under parallel polarizers.

Результаты микронзондовых исследований

Микроксенолиты характеризуются относительно изменчивым минеральным составом, но в них всегда присутствуют шпинель, плагиоклаз, высокоглиноземистые минералы, биотит, ильменит. Сравнительно редко отмечается калишпат. Шпинель преимущественно представлена алюмошпинелью и часто окружена ильменитовой каймой (рис. 3 а, в, г). Она содержит 61.5-62.7 % Al_2O_3 , 9.9 % MgO , 26.4 % FeO^* , 0.3 % Cr_2O_3 , 0.14 % ZnO , 0.13-0.17 % MnO , 0.2 % SiO_2 и сотые доли процента CaO и NiO (все – масс. %). Реже и с тенденцией к расположению в краевой части ксенолитов, отмечается шпинель, насыщенная включениями ильменита и соответствующая герциниту (рис. 3 б). Она имеет более разнообразный состав и содержит 51.8 % Al_2O_3 , 5.9 % MgO , 34.6 % FeO^* , 3.95 % Cr_2O_3 , 0.36 % ZnO , 0.26 % MnO , 0.2 % SiO_2 , 0.15 % TiO_2 , 0.22 % V_2O_5 , 0.1 % CaO и сотые доли процента NiO (все – масс. %). Как видно здесь присутствует вклад миналов хромита и ульвошпинели $[(\text{Fe}^{2+})_2\text{TiO}_4]$. При этом высокое содержание Al_2O_3 почти исключает вклад миналов с Fe^{3+} . Состав плагиоклаза в ксенолитах также варьирует. Статистически чаще наблюдается лабрадор № 60-62, но достаточно широко представлен и битовнит-анортит № 90 (Pl_1 на рис. 3 а). Высокоглиноземистые минералы представлены силлиманитом, ставролитом, корундом и кордиеритом. Количественно преобладают кордиерит и корунд. Состав кордиерита: SiO_2 – 49.2 %, Al_2O_3 – 32.9 %, FeO^* – 12.9 %, MgO – 3.9 %, CaO – 0.1 %, TiO_2 – 0.1 %, V_2O_5 – 0.1 %, Cr_2O_3 – 0.1 %, ZnO – 0.1 %, MnO – 0.1 %, NiO – 0.1 %, K_2O – 0.1 %, Na_2O – 0.1 %, H_2O – 0.1 %.

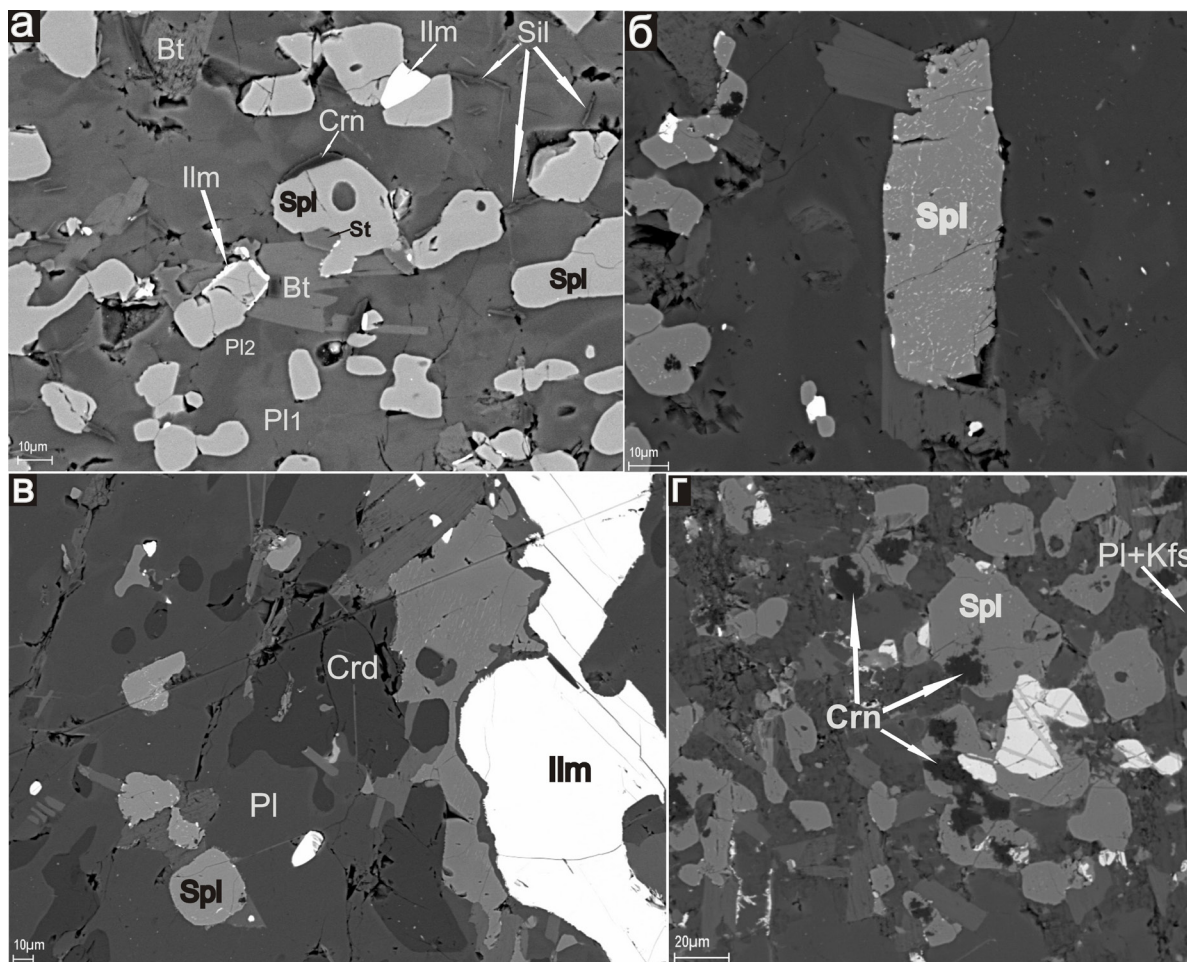


Рис. 3. Особенности минерального состава микроксенолитов. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 3. BSE image of microxenolith mineral composition features.

FeO* – 3.93 %, MnO – 0.11 %, MgO – 11.5 %, CaO – 0.05 % (все – масс. %). Как видно, он характеризуется достаточно высоким содержанием MgO.

Высокотемпературный парагенезис и широкое развитие высокоглиноземистых минералов свидетельствуют, что подобный парагенезис мог образоваться при прогреве ксенолитов глиноземистых гнейсов, вмещающих массив. Изменчивость состава вероятно объясняется процессами диффузии в краевых частях ксенолитов и более заметной в наиболее мелких из них.

Наличие аномальных минеральных парагенезисов в самой породе в сочетании с присутствием ксенолитов вмещающих пород на участках относительно более быстрого остывания интрузива может указывать на гибридную природу пород массива Ярва-варака.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН, тема НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Докучаева В.С., Борисова В.В. К вопросу о геологии и петрографии массива Ярва-Варака (Мончегорский район) // Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты. 1974. С. 82–87.
2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и петро-геохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район) // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г. С. 141–146.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). В 2 частях. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.

Sm-Nd картирование и тектоническое районирование Бунделкханского кратона Индийского щита

Нестерова Н.С.¹, Баянова Т.Б.², Сингх В.К.³, Светов С.А.¹, Слабунов А.И.¹

¹ *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, nest345@gmail.com*

² *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты*

³ *Бунделкхандский университет, геологический ф-т, Джанси, Индия*

Аннотация. Sm-Nd систематика неоархейских гранитов Бунделкханского кратона Индийского щита позволяет установить три существенно различающиеся по значениям модельных Sm-Nd возрастов части. Выделяются Северно- и Южно- Бунделкханские блоки (террейны) с палео-мезоархейскими модельными возрастными (от 3029 до 4017 млн. лет) и отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ (до -13.82). Эти блоки разделены сутурой (или Центрально-Бунделкханским террейном), в котором отмечаются как метки древнего мезо- и палеоархейского вещества так и более молодого неоархейского с положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ (до +3.87). Результаты Sm-Nd картирования кратона хорошо сопоставляются с тектоническим районированием, выполненным на основе анализа геологических и геофизических материалов.

Ключевые слова: Sm-Nd, ϵNd , Бунделкханский кратон, архей, тектоническое районирование.

Sm-Nd mapping and tectonic division of the Bundelkhand Craton in the Indian Shield

Nesterova N.S.¹, Bayanova T.B.², Singh V.K.³, Svetov S.A.¹, Slabunov A.I.¹

¹ *Institute of Geology, Karelian RC, RAS, Petrozavodsk, nest345@gmail.com*

² *Geological institute KSC RAS, Apatity*

³ *Department of Geology, Institute of Earth Sciences, Bundelkhand University, Jhansi, India*

Abstract. Three units, differing markedly in Sm-Nd model age values, are distinguished based on the Sm-Nd systematics of Neoarchean granites in the Bundelkhand Craton, Indian Shield. The North and South Bundelkhand blocks (terrains) with Paleo-Mesoarchean model ages of 3029 to 4017 Ma and negative $\epsilon\text{Nd}(T)$ values of up to -13.82 are distinguished. The blocks are separated by a suture (the Central Bundelkhand terrain), in which labels of old Meso- and Paleoproterozoic substance and younger Neoarchean substance with positive $\epsilon\text{Nd}(T)$ values of up to +3.87 occur. The results of the Sm-Nd mapping of the craton are clearly correlated with tectonic division based on analysis of geological and geophysical data.

Key words: Sm-Nd, ϵNd , Bundelkhand Craton, Archean, tectonic division.

Введение

Бунделкхандский кратон состоит на 80-90 % из неоархейских микроклиновых гранитов (Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010) и ранее рассматривался как гранитный массив. Вместе с тем, здесь развиты палео- и неоархейские (3.6-3.2 и 2.67 млрд. лет) гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиторитовой (ТТГ) ассоциации (Mondal et al., 2002; Verma et al., 2016, Kaur et al., 2016), неоархейские (2.54-2.52 млрд. лет) санукитоиды (Joshi, Slabunov, 2019), архейские расслоенные интрузии (Slabunov et al., 2018) а также зеленокаменные комплексы (Singh, Slabunov, 2015; Slabunov, Singh, 2018 и ссылки там). Архейские комплексы секутся несколькими генерациями протерозойских даек (Pradhan et al., 2012) и гигантских кварцевых жил (Pati et al., 2007; Слабунов и др., 2017).

В условиях резкого преобладания в пределах всего кратона неоархейских гранитов геологические методы не позволяют оценить роль и распределение в пространстве древней (палео-мезоархейской, прежде всего) коры в его структуре, а значит, и провести тектоническое районирование. Вместе с тем эта задача может быть решена при использовании Sm-Nd картирования (Champion, 2013; Mole et al., 2015; Schoene et al., 2009).

Sm-Nd систематика неархейских гранитов

Для оценки роли древнего и более молодого вещества в составе коры Бунделкханского кратона по всей площади была отобрана серия проб (рис. 1) из микроклиновых неархейских (2.51-2.53 млрд. лет) гранитов (Singh et al., 2019), которые широко распространены здесь и несколько проб из более древних ТТГ. Всего было исследовано 27 образцов гранитоидов: 10 – из Северно-Бунделкханского террейна, 7 – из Южно-Бунделкханского и 10 – из Центрально-Бунделкханского.

Sm-Nd-модельные возрасты гранитов Бунделкханского кратона вычисленные относительно «деплементированного» резервуара DM с использованием двухстадийной модели находятся в пределах от 2576 до 4017 млн. лет (рис. 1, 2). Значения $\epsilon Nd(T)$ (ϵNd во время кристаллизации) гранитов кратона варьируют от +3.15 до -13.82.

В Южно-Бунделкханском террейне модельные Sm-Nd возрасты оцениваются 3073-4017 млн. лет, величины $\epsilon Nd(T)$ отрицательные и укладываются в интервал от -2.22 до -13.82. В Северно-Бунделкханском террейне модельные возрасты гранитов также несут древние метки $T(Nd_{DM2})=3170-3521$ млн. лет, значения $\epsilon Nd(T)$ варьируют от -2.84 до -7.71. Образование гранитоид-

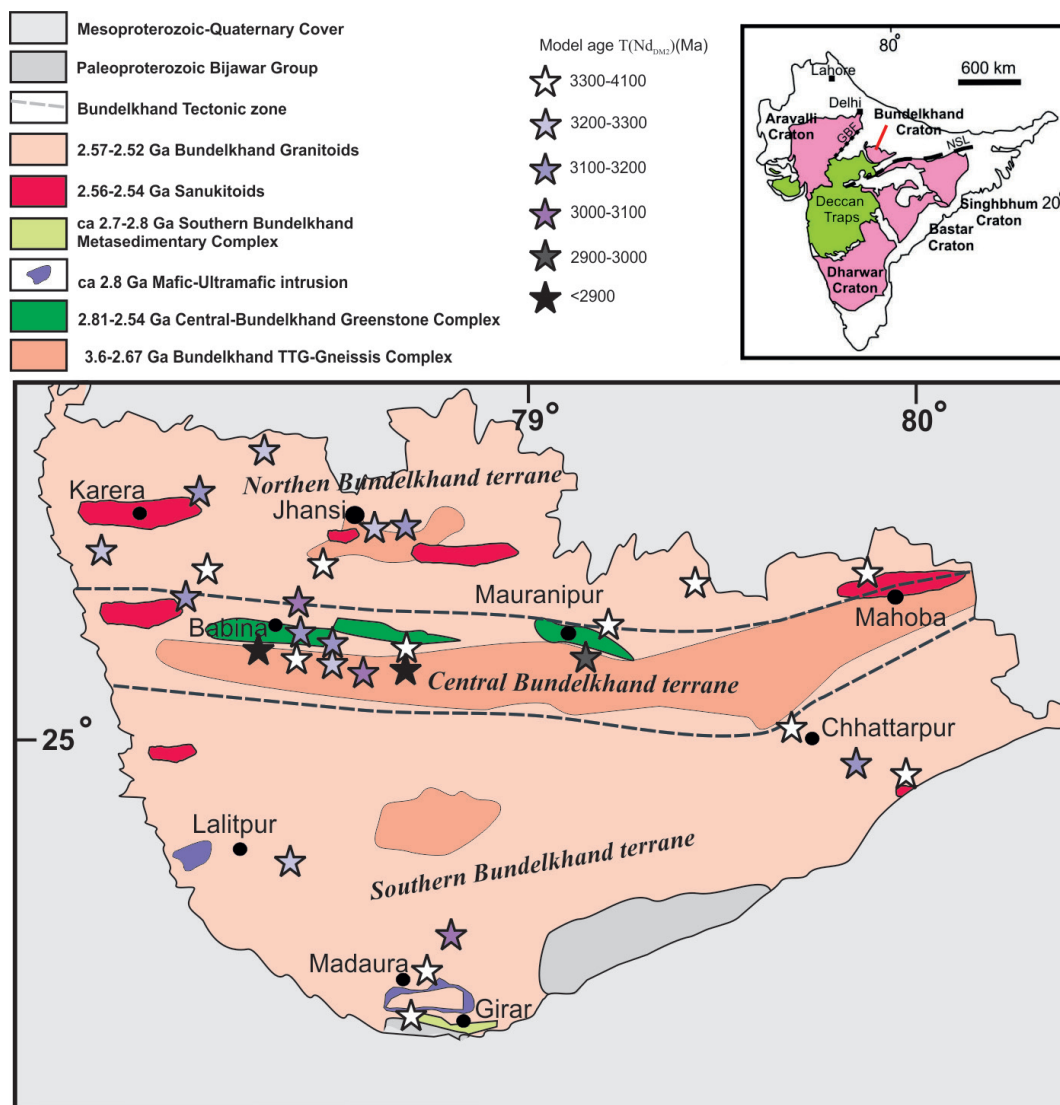


Рис. 1. Распределение значений Sm-Nd модельных возрастов гранитоидов на схеме тектонического районирования Бунделкханского кратона (Joshi, Slabunov, 2019; Slabunov, Singh, 2019 с изменениями).

Fig. 1. Sample locations and model Sm-Nd ages on a map showing the tectonic division of the Bundelkhand Craton (Joshi & Slabunov, 2019; Slabunov & Singh, 2019, revised).

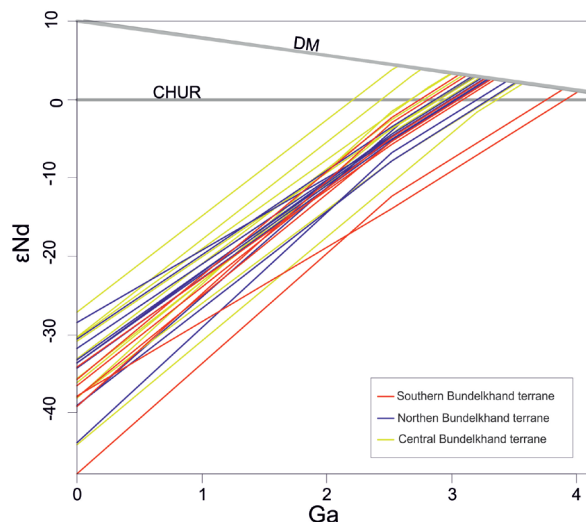


Рис. 2. Модельные возрасты $T(Nd_{DM2})$ гранитов Бунделкхандского кратона.

Fig. 2. Model $T(Nd_{DM2})$ ages of granites from the Bundelkhand Craton.

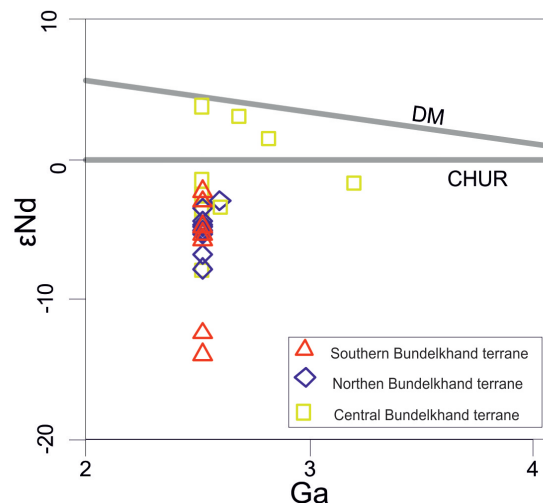


Рис. 3. Sm-Nd изотопные данные (ϵNd) гранитов Бунделкхандского кратона.

Fig. 3. Sm-Nd isotope data (as ϵNd) of granites from the Bundelkhand Craton.

дов Северно- и Южно- Бунделкханских террейнов происходило, вероятно, за счет плавления более древней коры кратона с минимальным приносом более молодого вещества.

В Центрально-Бунделкханском террейне наблюдается несколько иная картина, здесь отмечаются наиболее молодые модельные возрасты гранитов и положительные значения $\epsilon Nd(T)$, что свидетельствует о существенном вкладе ювинильного вещества. Вместе с тем присутствуют и древние модельные Sm-Nd возрасты (рис. 3). Модельный возраст гранитоидов центрального террейна изменяется от 2576 до 3572 млн. лет, $\epsilon Nd(T)$ колеблется от +3.15 до -7.84. Данный террейн представляет собой сутуру, с широчайшими вариациями модельных возрастов гранитоидов, которая разделяет блоки (террейны), сложенные гранитоидами с древними (палео-мезоархейскими) модельными возрастными.

Главные выводы

По результатам Sm-Nd картирования Бунделкхандского кратона установлено три существенно различающихся по значениям модельных Sm-Nd возрастов части. Выделяются Северно- и Южно- Бунделкханские блоки (террейны) с древними модельными возрастными (от 3029 до 4017 млн. лет) и отрицательными значениями $\epsilon Nd(T)$ (до -13.82). Эти блоки разделены сутурой (Центрально-Бунделкханским террейном), в которой отмечаются как метки древнего мезо- и палеоархейского вещества так и более молодого неархейского с положительными значениями $\epsilon Nd(T)$ (до +3.87). Полученные данные хорошо согласуются с геологическими и геофизическими данными (Slabunov, Singh, 2019).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-55-45005 ИНД-а), является вкладом в выполнение государственного задания КарНЦ РАН (ИГ КарНЦ РАН, проект А18-118020290085-4).

Литература

1. Слабунов А.И., Синг В.К., Щипцов В.В., Лепехина Е.Н., Кевлич В.В. Новое палеопротерозойское (1.9-1.8 млрд. лет) событие эволюции земной коры Бунделкхандского кратона (Индия): результаты датирования цирконов (SHRIMP) из гигантских кварцевых жил // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. С. 239–241.

2. Champion D.C. Neodymium Depleted Mantle Model Age Map of Australia: Explanatory Notes and User Guide (Record 2013/44 edition). Geoscience Australia. 2013. 209 p.
3. Joshi K.B., Slabunov A. Neoarchean sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand cratons: comparison of composition, regional distribution and geodynamic setting. Transactions of KarRC. RAS. 2019. V. 2. P. 1–21. DOI: 10.17076/geo841.
4. Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U–Pb zircon Monazite ages, Lu–Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids: Precambrian Research. 2016. V. 281. P. 384–413. doi:10.1016/j.precamres.2016.06.005.
5. Mole D.R., Fiorentini M.L., Cassidy K.F., Thebaud N., McCuaig T.C., Doublier M.P., Duuring P., Romano S.S., Maas R., Belousova E.A., Barnes S.J., Miller J. Crustal evolution, intra-cratonic architecture and the metallogeny of an Archaean craton. Geological Society. London. 2015. V. 393. P. 23–80. Special Publications.
6. Mondal M.E.A., Goswami J.N., Deomurari M.P., Sharma K.K. Ion microprobe 207Pb/206Pb ages of zircon from the Bundelkhand massif, northern India: Implication for crustal evolution of Bundelkhand – Aravalli protocontinent: Precambrian Research. 2002. V. 117. P. 85–100. doi:10.1016/S0301-9268(02)00078-5.
7. Pati J.K., Patel S.C., Pruseth K.L., Malviya V.P., Arima M., Raju S., Pati P., Prakash K. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, Central India and their implications: Journal of Earth System Science. 2007. V. 116. P. 497–510. doi:10.1007/s12040-007-0046-y.
8. Pradhan V.R., Meert J.G., Pandi M.K., Kamenov G., Mondal, M.E.A. Paleomagnetic and geochronological studies of the mafic dyke swarms of Bundelkhand Craton, Central India: Implications for the tectonic evolution and paleogeographic reconstructions: Precambrian Research. 2012. V. 198–199. P. 51–76. doi:10.1016/j.precamres.2011.11.011.
9. Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India. V. 1: Geol. Soc. of India. 2010. 556 p.
10. Schoene B., Dudas F.O.L., Bowring S.A., Wit M. Sm–Nd isotopic mapping of lithospheric growth and stabilization in the eastern Kaapvaal craton // Terra Nova. 2009. V. 21. 3. P. 219–228. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00877.x
11. Singh P.K., Verma S.K., Singh V.K., Moreno J.A., Oliveira E.P., Mehta P. Geochemistry and petrogenesis of sanukitoids and high-K anatectic granites from the Bundelkhand craton: Implications for the late-Archaean crustal evolution // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.12.01>.
12. Singh V.K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archaean greenstone complex, Bundelkhand Craton, Central India: Geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks: International Geology Review. 2015. V. 57. V. 11–12. P. 1349–1364. doi:10.1080/00206814.2014.919613.
13. Slabunov A., Egorova S., Singh V. K., Svetov S., Kumar S. Archaean mafic-ultramafic Ikauna layered intrusion, Bundelkhand craton, India: petrography and geochemistry // Arch & Anthropol Open Acc. 3 (suppl-2). 2018. P. 49–55. DOI: 10.31031/AAOA.2018.03.000557.
14. Slabunov A., Singh V.K. Meso-Neoarchaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. International Geology Review. 2018. DOI: 10.1080/00206814.2018.1512906.
15. Slabunov A., Singh V.K. The new tectonic division of the Bundelkhand Craton Indian Shield // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019.
16. Verma S.K., Verma S.P., Oliveira E.P., Singh V.K., Moreno J.A. LA-SF-ICP-MS zircon U–Pb geochronology of granitic rocks from the central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand craton, India // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 118. P. 125–137.

Самородный цинк г. Коашва, Хибинский массив

Николаев А.П.¹, Пахомовский Я.А.², Селиванова Е.А.²

¹ Музейно-выставочный центр ОАО «Апатит», Кировск, apnikolaev@phosagro.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, pakhom@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье даётся описание первой находки самородного цинка в Хибинском массиве в сростании с самородным железом. Возникновение ассоциации самородных металлов с углеводородами свидетельствуют о существовании локальных восстановительных условий в натролитовом ядре микроклин-эгириносодалит-натролитовой жилы.

Ключевые слова: самородные элементы, цинк, Хибинский массив, Коашва, железо.

Native zinc of Koashva Mountain, Khibiny massif

Nikolaev A.P.¹, Pakhomovsky Ya.A.², Selivanova E.A.²

¹ Museum and exhibition centre of JSC «Apatit», Kirovsk, apnikolaev@phosagro.ru

² Geological institute KSC RAS, Apatity, pakhom@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article describes the first discovery of native zinc in the Khibiny massif in coalescence with native iron. Associations of native metals with hydrocarbons indicate the existence of reducing conditions in the natrolite nucleus of microcline-aegirin-sodalite vein.

Key words: Koashva, Khibiny massif, native zinc, native iron.

В породах Хибинского массива Кольского полуострова в настоящее время известно пять самородных элементов: графит (Бонштедт и др., 1937; Зезин, Соколова, 1967; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Шлюкова, 1986), железо, связанное с ороговикованными ксенолитами вулканогенно-осадочных пород (Дудкин, Меньшиков, 1983) и содалит-ортоклазовыми жилами в указанных ксенолитах (Шлюкова, 1986), а также установленные В.Н. Яковенчуком с коллегами висмут, свинец и сера (Яковенчук и др., 2004; Yakovenchuk et al., 2005). В породах Ловозёрского массива в виде самородных элементов обнаружены свинец, сурьма, сера, цинк (Яковенчук и др., 2004; Пахомовский и др., 2005) и графит (Пеков, 2001).

Самородный цинк хоть и редок, но не уникален. Он встречается в разнообразных обстановках, но весьма примечательно его присутствие в щелочных ассоциациях. Природный цинк на Кольском полуострове ранее был установлен в уссингитовой жиле «Сиреневая» г. Аллуайв соседнего Ловозёрского массива в виде мелких, до 0.8 мм в диаметре, отдельных чешуек светло-серого цвета, нарастающих в пустотах на уссингит или вкрапленных в его массу на границе с кристаллами микроклина в ассоциации с полурастворенными зёрнами сфалерита, виллиомитом, вуоннемитом, макатитом и линтиситом (Яковенчук и др., 2004; Пахомовский и др., 2005).

Авторами самородный цинк был обнаружен в образце из микроклин-эгириносодалит-натролитовой жилы, вскрытой в 2007 году в северо-западной части карьера г. Коашва Хибинского массива на абсолютной отметке +110 м. Жила, подробно описанная в работах В.Н. Яковенчука с коллегами (Yakovenchuk et al., 2010a, Yakovenchuk et al., 2010b) представляет собой тело размером около 2 × 0.5 м в плане, секущее уртиты вблизи контакта с рудным телом. В его центральной части находится линза размером около 0.6 × 0.3 × 0.2 м, обогащенная хлорбартоном и астрофиллитом. Эндоконтакты жилы – существенно эгириновые в виде так называемых эгириновых «бомб» до 0.3 м в диаметре. Значительный объем жилы занимали: фторапатит, лоренценит с развитым по нему виноградовитом, бурбанкит, флюорит, органика в виде многочисленных каплевидных включений в натролите, более редкие сфалерит, тайниолит, твердые углеводороды и другие минералы – всего около 20 видов, включая впервые найденные в Хибинах орикит и эльпасолит, а также новые минералы – стронциофлюорит (Yakovenchuk et al., 2010a) и полежаеваит-(Ce) (Yakovenchuk et al., 2010b).

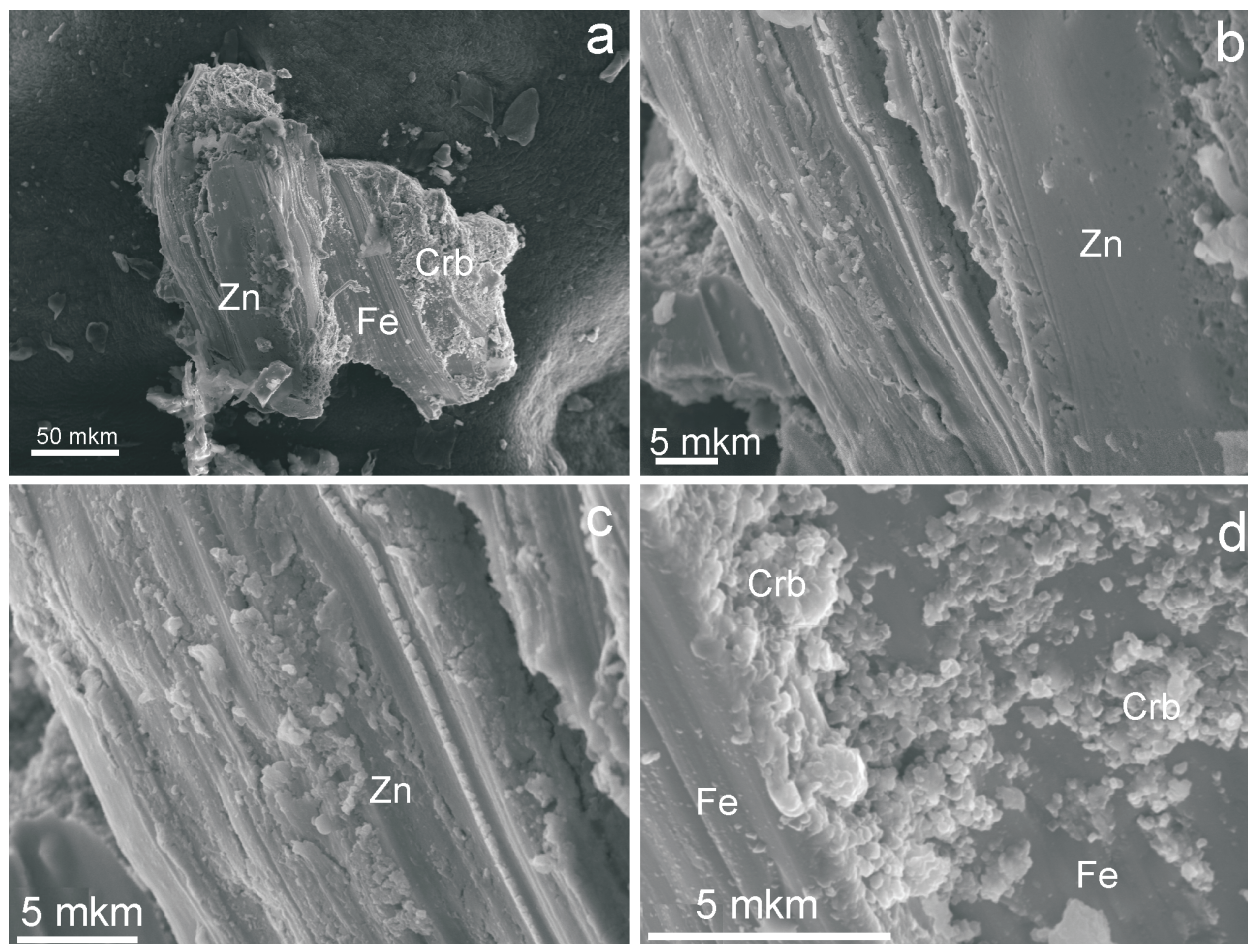


Рис. 1. Сросток самородных железа и цинка (a), морфология выделения самородного цинка (b и c) и сростки сферо-ролитов карбоната цинка (Crb) на поверхности самородного железа (d). Изображения во вторичных электронах.

Fig. 1. Aggregate of natural iron and zinc (a), morphology of native zinc plates (b and c) and rinds of spherulites on iron surface (d). Secondary-electron (SE) images.

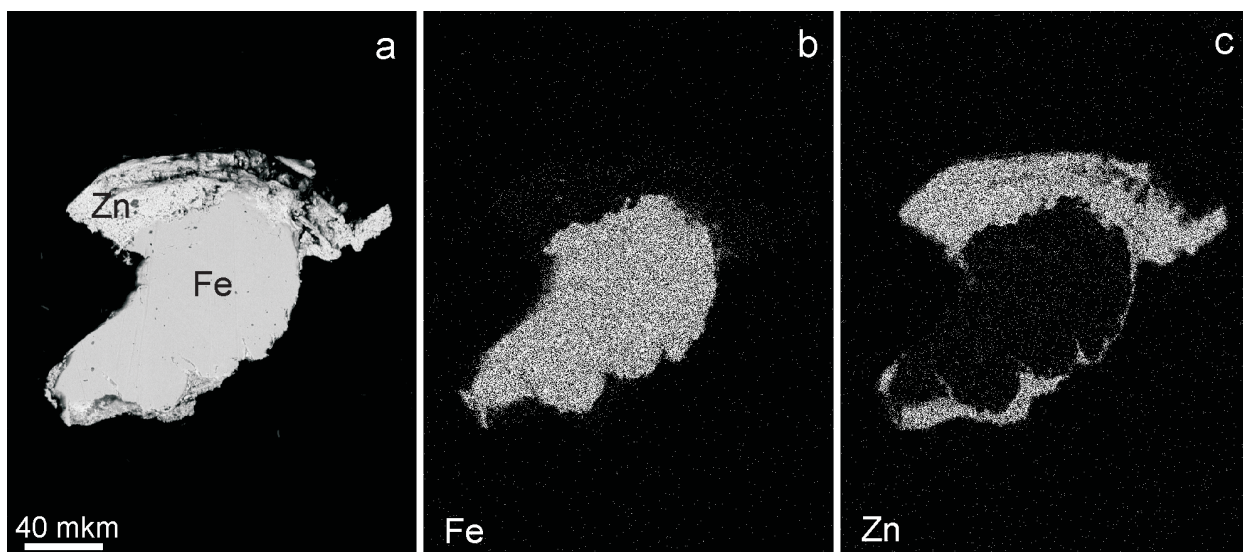


Рис. 2. Изображение полированного сечения сростка самородных цинка и железа в обратно-рассеянных электронах (a) и характеристическом излучении железа (b) и цинка (c).

Fig. 2. Image of a polished section of native iron and zinc aggregate in back-scattered electrons (BSE) (a) and characteristic X-ray radiation Fe (b) and Zn (c).

Выделение цинка в форме укороченной булавы с ярким металлическим блеском встречено всего лишь в одном месте, в пустотке размером около 1 x 0.5 мм в натролите. Размер выделения около 0.8 × 0.3 мм и, как оказалось, цинк находится в нем в сростании с самородным железом (рис. 1). Изучение полированного сечения металлов (рис. 2) свидетельствует о более поздней кристаллизации цинка, который, кроме собственных тонкопластинчатых выделений, в виде тонких чешуек нарастает на железо. Оба металла покрыты сыпью и корочками мельчайших сферолитов карбоната цинка (рис. 1 с), вероятно смитсонита, более точную диагностику которого выполнить не удалось.

Химический состав образца, выполненный при использовании энергодисперсионной системы Quantax 200, установленной на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450, показал отсутствие каких-либо примесных элементов как в цинке, так и в железе.

Наиболее частой примесью в самородном цинке является медь, так, цинк из медных руд рудника Дульсинея де Льямпос, Копьяпо, Чили содержит медь в количестве до 0.12 мас. % (Clark, Sillitoe, 1970), а цинк из Ловозерского массива – до 2.2 мас. %. Самородный цинк без примесей, определяемых при помощи микрозондового анализа, также встречается, он установлен, например, в породах многих трапповых тел Сибирской платформы (Округин и др., 1981).

Появление самородных железа и цинка, особенно в ассоциации с твердыми углеводородами связано с восстановительными условиями среды минералообразования в условиях существенного дефицита кислорода и серы, что отмечалось ранее для других самородных металлов из Хибинского и Ловозёрского массивов (Яковенчук и др., 2004). Появление на поверхности металлов карбоната или карбонат-гидроксида цинка, возможно, в результате изменения металлического цинка, указывает на очередное изменение условий кристаллизации в сторону повышения окислительного потенциала среды.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0051.

Литература

1. Бонштедт Э.М. и др. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1937. 563 с.
2. Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П. Минералогическое изучение кольских щелочных массивов и его практическое значение // Записки ВМО. 1983. № 5. С. 513–520.
3. Зезин Р.Б., Соколова М.Н. Макропроявления углеродистых веществ в гидротермальных образованиях Хибинского массива // Доклады АН СССР. 1967. Т. 177. № 4. С. 921–924.
4. Костылева-Лабунцова Е.Е. и др. Минералогия Хибинского массива. Том. 1.: Магматизм и постмагматические преобразования. Москва: Наука. 1978. 227 с.
5. Округин А. В., Олейников Б. В., Заякина Н. В., Лескова Н. В. Самородные металлы в траппах Сибирской платформы // Записки ВМО. 1981. № 2. С. 186–204.
6. Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П. Новые данные по минералогии жилы Сиренева, г. Аллуайв, Ловозерский массив // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения РМО, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты: Изд-во: «К&М». 2005. С. 72–75.
7. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М. Изд-во: Земля. 2001. 464 с.
8. Шлюкова З.В. Минералогия контактных образований Хибинского массива. М. Изд-во: Наука. 1986. 144 с.
9. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Михайлова Ю.А. Самородные элементы Хибинского и Ловозерского массивов // Минералогия во всем пространстве сего слова. Ч. I. Труды I Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова. г. Апатиты, 22–23 апреля 2004 г. 2004. С. 37–38.
10. Clark, A.H., Sillitoe, R.H. Native zinc and α -Cu,Zn from Mina Dulcinea de Llampos, Copiapó, Chile // American Mineralogist. 1970. V. 55. P. 1019–1021.
11. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. (Ed. F. Wall) Khibiny. Laplandia Minerals. Apatity. 2005. 467 p.
12. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Selivanova E.A., Korchak Yu.A., Nikolaev A.P. Strontiofluorite, SrF₂, a new mineral species from the Khibiny massif, Kola Peninsula, Russia // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. 6. P. 1487–1492.
13. Yakovenchuk V.N., Selivanova E.A., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Korchak Yu.A., Nikolaev A.P. Polezhaevaite-(Ce), NaSrCeF₆, a new mineral from the Khibiny massif (Kola Peninsula, Russia) // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 1080–1083.

Поздне- и послеледниковые разломы и палеосейсмонарушения в восточной части Фенноскандинавского щита: обзор и результаты исследований

Николаева С.Б.¹, Никонов А.А.², Шварев С.В.^{3,2}

¹ Геологический Институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaeva@geoksc.apatity.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

³ Институт географии РАН, Москва, shvarev@igras.ru

Аннотация. Представлены результаты изучения поздне- и послеледниковых разломов и палеосейсмодислокаций в российской части Фенноскандинавского щита (Кольский полуостров, Карелия, Ленинградская область). Исследования осуществлялись на непротяженных разломах (или их участках), в основном реактивированным по зонам древних разломов. Выбраны структуры, задокументированные геологическими, геоморфологическими, реже геофизическими методами с различной степенью детализации. Полученные данные позволили установить снижение сейсмической активности от позднеледниковья к настоящему времени, что связано с затухающим гляциоизостатическим поднятием щита и переходом ведущей роли от вертикально направленных сил гляциоизостазии к латерально направленным воздействиям.

Ключевые слова: позднеледниковые разломы, послеледниковые разломы, палеосейсмичность, Кольский полуостров, Карелия, Ленинградская область.

Late- and postglacial faults in the eastern part of the Fennoscandinavian Shield: review and research results

Nikolaeva S.B.¹, Nikonov A.A.², Shvarev S.V.^{3,2}

¹ Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, nikolaeva@geoksc.apatity.ru

² Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, nikonov@ifz.ru

³ Institute of Geography RAS, Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, shvarev@igras.ru

Abstract. Results of studying late- and postglacial faults and paleoseismic dislocations in the Russian part of the Fennoscandinavian Shield (Kola Peninsula, Karelia, St. Petersburg region) are provided. Special investigations were carried out at small short postglacial faults and more often at their particular sections. Postglacial faults located in old reactivated fault zones in crystalline rocks. The study objects were structures registered using geological, geomorphological and rarely geophysical methods with different level of detail. The obtained data allowed defining a decrease in seismic activity from the Late Glaciation to the present times. It is due to the fading glacial isostatic uplift of the shield and the change of the leading role from the vertically directed forces of glacial isostasy to horizontal compressive forces.

Key words: lateglacial faults, postglacial faults; palaeoseismicity, Kola Peninsula, Karelia, St. Petersburg region.

Введение

Восточная, российская часть Фенноскандинавского кристаллического щита, (ФСКЩ), включающая Кольский полуостров (КП), Карелию и часть Ленинградской области, имеет, по меньшей мере, два важных отличия от остальной, большей части. Во-первых, это в несколько раз меньше скорости и, соответственно, величины поздне- и послеледникового поднятия. Второе, не менее важное с точки зрения изучения послеледниковых разломов, отличие заключается в развитии на востоке нескольких крупных грабенов древнего заложения, но активных в новейшее и четвертичное время, вплоть до современности. К ним относятся Кандалакшский, Онежский и Ладожский грабены. Их впадины заполнены обширными водными бассейнами, которые скрывают как главные активные разломы, так и более мелкие озерные впадины, также во многом предопределенные молодыми дифференцированными тектоническими движениями. Из-за выделенных особых тектонических и ландшафтно-географических условий большая часть крупных, разломов находятся под водами внутренних бассейнов. Поэтому специализированные исследования могли осуществляться на разломах

коротких, а чаще на их ограниченных участках. Ввиду невозможности целенаправленного бурения глубинная структура разлома и зон разломов оставалась все же невыясненной. Частично, на отдельных участках и/или по отдельным профилям, удавалось привлечь буровые данные разных лет и организаций, оставшиеся неизвестными или не интерпретированными в тектоническом отношении.

Краткий обзор и результаты исследований

О проявлениях поздне-последледниковой активности в восточной части ФСКЩ цита известно из работ П.Н. Мурзаева (1935), Н.Н. Карпова (1960), И. В. Буссен (1964), А.А. Никонова (1964), А.Д. Арманд и Н.Н. Арманд (1966), Б.И. Кошечкина (1979), Г.С. Бискэ (1966, 1970, 1971), Г.Ц. Лака (1974) и Г.Ц. Лака и А.Д. Лукашова (1967) и многих других. Все эти исследователи обращали внимание на смещения моренных гряд, нарушение уровней поздне- и последледниковых террас на противоположных бортах долин рек, перекосы озерных котловин, мелкие последледниковые расколы в фундаменте. Такие наблюдения были единичны, возраст разломов почти не определялся. С развитием в последнее десятилетие исследований по палеосейсмичности ФСКЩ, информация о поздне- и последледниковых проявлениях в рельефе и отложениях значительно пополнилась. Для изучения голоценовых разломов стали привлекаться, наряду с геолого-геоморфологическими и геофизическими данными, современными методами дистанционного зондирования, и группа данных по палеосейсмодислокациям. Эта группа включала наблюдения и количественные измерения сейсмодислокаций с возрастом в несколько тысяч лет в зонах разломов – в коренных породах фундамента и в четвертичных осадочных образованиях (простирающие, наклон, кинематика, величины смещений с последующими оценками интенсивности и магнитуды землетрясения и позиции очага). На ключевых участках собранные воедино сведения позволяли характеризовать если не разлом в целом, то его участок разносторонне, в том числе в позднеледниковье и в голоцене. В результате таких подходов были получены не только дополнительные сведения об активных разрывных структурах или их участках, но и о возрасте их активизации.

Из наиболее крупных (протяженностью более 100 км) выделяются две главные зоны разломов, ограничивающие Кольский полуостров и севера и юга. Это сбросо-сдвиг, известный как линейament «Карпинского», разграничивающий Баренцевоморскую плиту и ФСКЩ и сбросы – сбросо-сдвиги Кандалакшского грабена в Беломорском бассейне на юге. Разломы были заложены в докембрии и неоднократно оживлялись в последующие эпохи тектонической активизации, в том числе и в голоцене.

Основная сейсмоактивная структура на востоке ФСКЩ – Кандалакшская сейсмогенная зона с новейшим Кандалакшским грабеном Белого моря и с сильнейшим из известных на платформе землетрясением 1627 года (Землетрясения..., 2007). Проявления голоценовой тектоники обнаружены как в рельефе дна Кандалакшского залива, так и на прилегающих к нему побережьях (Авенариус, 2007; Верзилин, Бобков, 2009). Данные сейсмического профилирования показывают, что смещения поверхностей, сложенных голоценовыми осадками, по плоскостям тектонических разрывов достигают первых метров (в отдельных случаях до 10-12 м) (Рыбалко, Корнеев, 2014). Преобладающие тектонические смещения в зоне Кандалакшского и Колвицкого грабенов вертикальны. Это отражается в высотах уступов по обрамлению грабенов до 100-150 м при суммарном опускании дна в осевой части Кандалакшского залива ≥ 300 м. Хорошо заметны и сдвиговые смещения (Балуев и др., 2012). В качестве основного сейсмогенерирующего разрыва рассматривается сбросо-сдвиг молодого Колвицкого грабена и оперяющие его разрывные нарушения меньших масштабов, к которым приурочены различные типы сейсмодислокаций, в том числе и голоценовые. Наши исследования показали, что голоценовые сейсмодислокации наблюдаются не только на побережьях и на островах, но и на значительном удалении от берега.

Мурманская сейсмогенная зона в виде системы тектонических уступов протягивается на сотни км от полуострова Варангер на западе и далее на восток вдоль всего берега Кольского полуострова (рис. 1). На суше в морфоструктурном плане разлом выражен ступенями рельефа, долинами и каньонами, а в акватории – ступенями подводного рельефа. К этой тектонической зоне приурочена

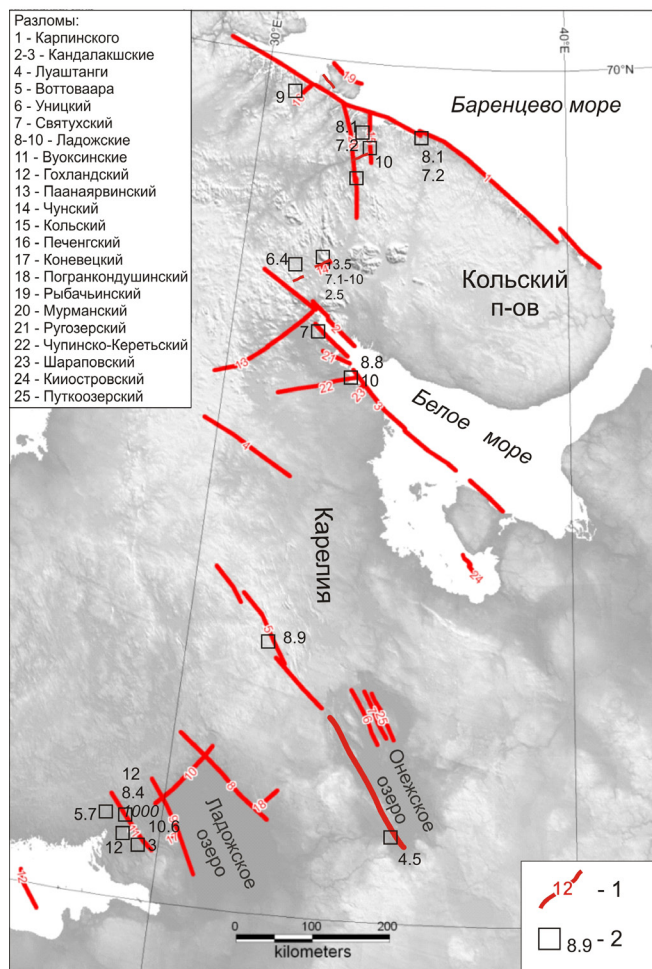


Рис. 1. Разломы с проявлением поздне-последледниковой активизации и участки изучения палеосейсмодислокаций в восточной части ФСКЩ.

1 – активные разломы, 2 – участки изучения палеосейсмодислокаций. Цифрами указан калиброванный возраст в тыс. лет.

Fig. 1. Late- and postglacial faults and study areas of paleoseismic dislocations in the eastern part of the Fennoscandian Shield.

1 – active faults, 2 – sites for studying paleoseismic dislocations. Numbers indicate the calibrated age in thousand years.

отдельными разрывами и трещинами (или их системами), наследующими ослабленные зоны разломов древнего заложения. Значительно больше информации получено о следах позднеплейстоцен-голоценовых землетрясений и их вторичных эффектах.

Широкий спектр различных сейсмонарушений обнаружен в центральной части КП: в районе Имандровской неотектонической впадины. На ее западном фланге выделена структурно-тектоническая зона, протяженностью более 10 км, активизация которой происходила на протяжении всего поздне- и последледникового времени: 13500, 10300-7100, 2500 л.н. (Николаева и др., 2018). Моренный чехол нарушен субширотными сбросами амплитудой 0.6-1.3 м, в виде ступеней в скальных породах к югу от ж.д. ст. Уполокша. Геолого-геофизические наблюдения свидетельствуют об активизации в последледниковье и голоцене зоны СЗ простираения к З от озера Бабинская

густая разломная сеть, отражающая молодые тектонические подвижки блоков кристаллического фундамента и многочисленные палеосейсмодислокации, возраст которых охватывает интервал от 2600 до 11000 лет назад (л. н.) (Верзилин и др., 2013; Николаева, 2013 и др.). К этой же зоне разлома тяготеют эпицентры землетрясений как современных (Землетрясения..., 2007), так и исторических и палеоземлетрясений (Никонов, Шварев, 2015; Никонов, 2014, 2018 а, б).

Многочисленные признаки поздне-и послеледниковой активизации установлены в группе разломов, развитых в районах Ладожского и Онежского озер в Карелии (Лукашов, 2004; Никонов и др., 2017; Шварев, 2017 и др.). Во впадине Ладожского озера в поздний этап активизации при исчезновении последнего ледника вертикальные опускания дна сосредоточились по ее субмеридиональным бортам вдоль магистральных разрывов, а в северной части по более сложной системе внутривпадинных расколов. В районе Онежского озера изучены многочисленные признаки обновления зон древних разломов в позднем плейстоцене и голоцене (Никонов и др., 2017; Шварев, 2017).

Однако крупных протяженных разломов длиной в несколько десятков-сотен километров, которые нарушали бы или смещали позднечетвертичные отложения здесь не выявлено. Известные новейшие разломы, подтвержденные материалами геологической съемки и геоморфологическими наблюдениями, чаще всего ограничивают отдельные массивы горных пород или развиты вдоль крупных тектонических зон, разделяющих геоблоки разного масштаба. Чаще всего кристаллические породы фундамента нарушены

Имандра (Николаева и др., 2017, Родионов и др., 2018). По данным радиоуглеродных анализов время события – 6440 ± 340 кал л.н.

В Средней Карелии один из ключевых участков развития сейсмодислокаций – район г. Воттоваара (Лукашов, 2004; Шварев, Родкин, 2017). Он входит в состав крупного Воттоваара-Онежского сейсмолинеамента. Определена сдвиговая кинематика разлома по соотношению импульсных смещений блоков на крыльях разлома и последовательность нескольких сильных событий, в том числе относящихся к меж- и послеледниковому времени с возрастом около 8900 л.н.

Вуоксинская зона разломов (Никонов и др., 2014; Shvarev et al., 2018), маркируемая одноименной речной системой, представлена серией крупных разломов СЗ простирания по самому западному из которых фиксируется восточный контакт Выборгского массива гранитов рапакиви с их раннепротерозойской рамой. Вдоль контакта при геологической съемке установлены смещения по разрывам СЗ простирания, возникшие еще на стадии рифейского рифтогенеза и впоследствии неоднократно активизировавшиеся. Вблизи зоны разлома были изучены многочисленны дизъюнктивные (в скальных породах) и пликативные (в бассейновых отложениях) деформации, характеризующиеся как следы позднечетвертичной и голоценовой тектонической и сейсмической активизации.

Разрывные нарушения поздне- и послеледникового возраста и сопряженные сейсмодислокации обнаружены и в других районах восточной части ФСКЦ (рис. 1).

Выводы

Полученные материалы привели к следующим заключениям о характере послеледниковой тектоники и их пространственно-временных закономерностях:

– к настоящему времени на суше не выявлены протяженные разломы (≥ 70 -100 км), нарушающие позднечетвертичные или голоценовые осадки. Изучены разрывные нарушения ($L \leq 10$ -15 км) со смещениями в первые см – десятки см, реже первые м;

– большая часть голоценовых разрывных нарушений пространственно наследует зоны древних разломов и лишь единичные разрывы являются новообразованиями;

– в структурно-динамическом отношении послеледниковые разрывы и сопряженные с ними очаги землетрясений тяготеют к новейшим грабенам Кандалакшскому, Онежскому, Ладожскому, а также к линейным сейсмогенерирующим зонам Мурманской и Вуоксинской. В целом эти закономерности соответствуют диспозиции землетрясений за 100-300 лет;

– более активное разрывообразование и высокий уровень сейсмичности имели место в позднеледниковье и в раннем голоцене (14000-9000 л.н.). Такое временное распределение событий вероятно связано с затухающим гляциоизостатическим поднятием ФСКЦ и переходом от вертикально направленных сил гляциоизостазии к латеральным воздействиям. Действие гляциоизостазии, как фактора создания напряжений к настоящему времени практически исчерпало себя, тогда как тектонический фактор продолжает действовать.

Исследования проведены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054.

Литература

1. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. Паульсен. 2007. 197 с.
2. Балувев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. (Объяснительная записка к «Карте тектоники Белого моря» масштаба 1:1500000). Отв. ред. М.Г. Леонов. М. Изд-во: ГЕОС. 2012. 104 с.
3. Верзилин Н.Н., Бобков А.А. По следам послеледниковых сейсмических проявлений в северо-восточном ограничении губы Чула Белого моря в: Нестеров Е.М. (под ред.). Экскурсии в геологии: Коллективная монография V. СПб. Изд-во: РГПУ им. А.И. Герцена. 2009. С. 40–49.
4. Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского п-ова // Вестник С-Пб. Ун-та. Сер. 7: Геол. Геогр. 2013. Т. 2. С. 79–93.
5. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск. 2007. 381 с.

6. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени. В: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Под ред. Шаров Н.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2004. С. 150–191.
7. Николаева С.Б. Свидетельства сейсмических событий на побережье Мурмана в позднеледниковье и голоцене // Изв. Русск. Географ. общ-ва. 2013. Т. 145. Вып. 4. С. 53–65.
8. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцена в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 88–92.
9. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880.
10. Никонов А.А. Сильнейшее на Мурманском побережье историческое землетрясение 1503 г. (по преданию двинских поморов) // Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке. Матер. Всеросс. конференции. Архангельск. 15-17 сентября 2014 г. 2014. С. 189–192.
11. Никонов А.А. Землетрясение в Териберке 100 лет тому назад и вопрос о сейсмическом потенциале среднего сектора Мурманской сейсмогенной зоны // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018 а. 15. С. 268–271.
12. Никонов А.А. Молодые продольные расколы в морфоструктуре Мурманской зоны разломов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018 б. № 15. С. 263–267.
13. Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Ю.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «Пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // Докл. РАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 591–596.
14. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: Новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Междунар. конф. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Техн. ин-та (филиала) СВФУ. 2015. С. 243–251.
15. Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С. О новейших разрывах и палеосейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. № 11. 2017. С. 3–18.
16. Родионов А.И., Николаева С.Б., Рязанцев П.А. Оценка возможностей георадиолокации при изучении сейсмогенных нарушений и деформаций в донных осадках (на примере озера Уполокшское, северо-восток Фенноскандинавского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1189–1203.
17. Рыбалко А.Е., Корнеев, Ю.О. Государственный мониторинг состояния геологической среды шельфа на примере его проведения в Кандалакшском заливе Белого моря // Российские полярные исследования. Т. 1. № 15. 2014. С. 10–16.
18. Шварев С.В. Признаки послеледниковых сейсмических воздействий в скальных породах и рыхлых отложениях юго-западного побережья Онежского озера // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран: Материалы научной сессии (с участием иностранных специалистов), посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ (Петрозаводск, 9-10 марта 2017 г.). Под. ред. Т.С. Шелеховой. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2017. С. 48–52.
19. Шварев С.В., Родкин М.В. Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара (Средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита) // Вопросы инженерной сейсмологии. Т. 44. № 2. 2017. С. 35–60.
20. Shvarev S.V., Nikonov A.A., Rodkin M.V., Poleshchuk A.V. The active tectonics of the Vuoksi Fault Zone in the Karelian Isthmus: parameters of paleoearthquakes estimated from bedrock and softsediment deformation features // Bulletin of the Geological Society of Finland. V. 90. 2018. P. 257–273.

Сейсмогеология Имандровского бассейна – актуальная сводка материалов

Николаева С.Б.¹, Никонов А.А.²

¹ Геологический Институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaeva@geoksc.apatity.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

Аннотация. Представлены результаты детальных палеосейсмогеологических исследований в районе впадины озера Имандра (Кольский регион, северо-восток Фенноскандинавского щита). Изучение палеосейсмодислокаций показало, что в центре Кольского региона установлены следы сильных многократных голоценовых землетрясений. Полученные данные должны учитываться при оценке (переоценке) долговременной сейсмической опасности.

Ключевые слова: палеосейсмодетформации, палеосейсмичность, палеоземлетрясения, озеро Имандра, Кольский регион, Фенноскандинавский щит.

Seismogeology of the Imandra depression – an up-to-date summary of materials

Nikolaeva S.B.¹, Nikonov A.A.²

¹ Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, nikolaeva@geoksc.apatity.ru

² Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, nikonov@ifz.ru

Abstract. The results of detailed paleoseismological studies in the basin of Lake Imandra (Kola region, northeast of the Fennoscandinavian shield) are presented. The study of paleoseismic dislocations showed that traces of strong multiple Holocene earthquakes were established in the center of the Kola region. The obtained data should be taken into account when assessing (re-evaluating) the long-term seismic hazard.

Key words: paleoseismic deformations, paleoseismicity, paleoearthquake, Kola region, Fennoscandian Shield.

Введение

В последние десятилетия в разных частях Кольского полуострова независимыми группами исследователей обнаружены многочисленные следы древних землетрясений. Результаты этих исследований, однако, до сих пор не учитываются в оценке сейсмической опасности региона в целом и особо ответственных объектов в его границах. Так произошло, в частности, с участком, расположенным в 15 км к северу от площадки Кольской АЭС, где около 20 лет назад были обнаружены палеосейсмодетформации в скальных породах (Николаева, 1993). Полученные новые данные о сейсмоявлениях как авторов статьи, так и многих других исследователей, дают основу для существенной коррекции оценок сейсмичности в голоцене.

Палеосейсмогеологические исследования были сосредоточены в юго-западной части Кольского региона, в районе озера Имандра в пределах пяти опорных участков (рис. 1). Депрессия озера Имандры, заложенная в кристаллических породах докембрия, представляет собой фрагментированное неотектоническое опускание, генетически сопряженное с Хибинским горным массивом. Блоковый характер котловины определяется сочетанием активизированных разломов субширотного (озера Бабинской и Экостровской Имандр) и субмеридионального (озеро Большая Имандра) простираний.

Результаты исследований

Участок 1. Западный борт Имандровской впадины. Участок расположен в верхней части западного борта впадины оз. Экостровская Имандра, на расстоянии 6 км от ближайшего берега озера (рис. 1). К настоящему времени это наиболее подробно изученная очаговая область с фиксацией трех сильных сейсмических событий в прошлом.

Комплексный подход и применение современных специализированных способов изучения внезапных (моментальных) нарушений рельефа позволило выделить здесь структурно-тектоническую зону в виде сейсморазрывов, образующих эшелонированную систему отдельных

сегментов в унаследованной разломной зоне простиранием ССВ 10-25 ° и протяженностью более 10 км (*Чунский разлом*). Активизация разлома происходила с реализацией взбросо-сдвигового механизма, с вертикальной составляющей (поднятым западным крылом) в несколько этапов на протяжении всего поздне- и послеледникового времени. Выделено 3 разновозрастных импульса сейсмических воздействий на участке: юго-восточный с возрастом около 13.5 тыс. л. н., восточный с возрастом 10.3-7.1 тыс. л. н., и северо-восточный – предположительно около 2.5 тыс. л. н. (Николаева и др., 2018). Активизация разлома выразилась в трех землетрясениях силой $\geq 7-8$ баллов, сопровождавшихся сейсмодетформациями разных типов.

Параметры выявленных землетрясений определялась по размерам скальных сейсмодетформаций аналоговым методом и на основе механической модели (Родкин и др., 2012). В последнем случае при этом обычно решалась механическая задача по инерционному смещению скального блока, получившего начальную скорость $V=PGV$ движения по субгоризонтальному основанию с трением. Получены следующие пары значений магнитуд (M) в зависимости от расстояния до очага (R): 1) $M=6$, $R\sim 1$ км, 2) $M=7$, $R=2-5$ км, 3) $M=8$, $R=5-20$ км. Первая пара значений представляется наиболее вероятной. Фиксированная локализация сейсмодетформаций вблизи разрыва указывает, что события имели местный очаг.

Участок 2. Южный борт Иmandровской впадины. На юге Иmandровской депрессии у западного края оз. Бабинская Иmandра, выявлена молодая грабенообразная структура в кристаллических

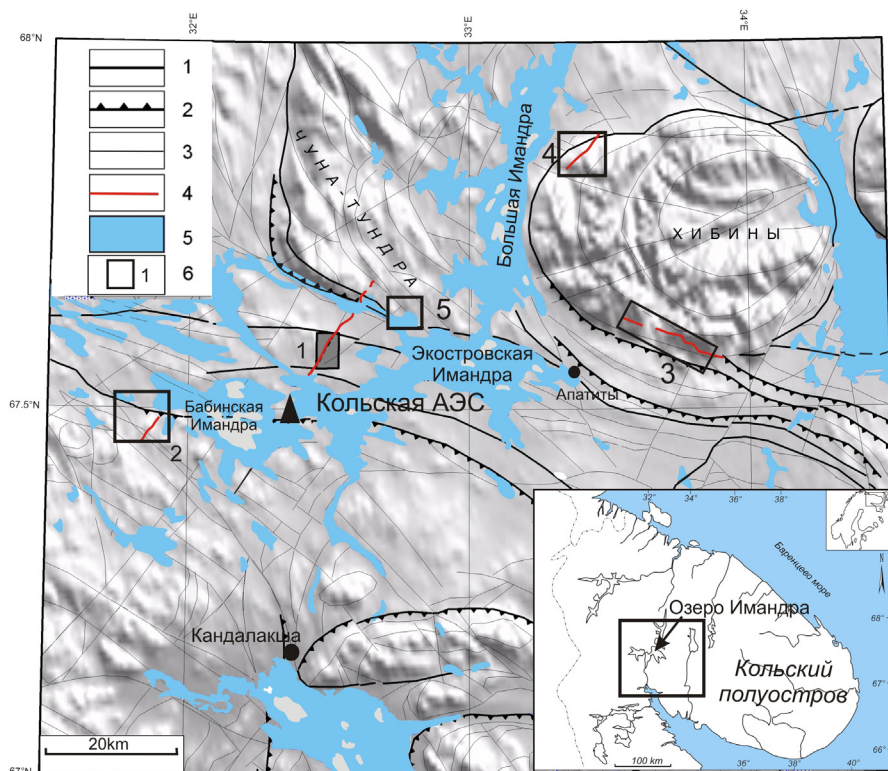


Рис. 1. Карта расположения участков изучения крупных сейсмонарушений (палеоземлетрясений) в районе Иmandровской неотектонической впадины по (Николаева и др., 2018), с дополнениями авторов.

Границы геодинамических зон: 1-2 – главные, без определения характеристик – 1, штрихи в сторону падения сместителя – 2; 3 – второстепенные; 4 – разрывные нарушения с признаками активизации в голоцене; 5 – элементы гидрографии; 6 – участки детальных исследований и их номера.

Fig.1. Map of the location of study sites for large seismic dislocations (paleo-earthquakes) of the neotectonic Imandra depression (Nikolaeva et al., 2018), added by the authors.

Boundaries of geodynamic zones: 1-2 – major zones, with unknown parameters (1) and with dipping faults (the dipping direction is shown by hatches) (2); 3 – subordinate zones; 4 – faults segments activated during the postglacial period; 5 – hydrographic structures; 6 – study areas and their numbers.



Рис. 2. Сейсмодислокация на южном борту Имандровской депрессии.

Fig. 2. Seismotectonic dislocation on the southern board of the Imandra depression.

породах – «Уполокинский» разлом. Он протягивается в северо-восточном направлении ($40-45^\circ$) на расстояние 7 км, развит в архейских гнейсах и хорошо выражен в рельефе узкими ложбинами и понижениями. Юго-западный фрагмент разлома, представленный микрограбеном, нарушает скальную возвышенность с выс. отм. 330.1 м над у. м., вершина которой частично перекрыта мореной. Микрограбен имеет клиновидную в плане форму, более широкую (до 100 м) в верхней части, которая сужается вниз по склону до узкого зияющего рва, шириной 1.5 м (рис. 2). В верхней части микрограбена наблюдаются многочисленные обвалы и осыпи скального материала. В центральной части глубина микрограбена достигает 30 м. Юго-восточное крыло разрыва опущено и представлено четырьмя сбросовыми уступами в коренных породах. Северо-западное крыло представлено отвесным уступом.

О поздне-последледниковом подновлении разлома, вероятно неоднократном, свидетельствуют отсутствие морены в днище, которое заполнено остроугольным обломочным материалом, свежие осыпи и обвалы, а также нарушение морены поперечными субширотными сбросами ($250-270^\circ$) с вертикальной амплитудой смещения – $H_{\text{верт}} = 0.6-1.3$ м в верхней части микрограбена (Николаева, 2001).

Комплексные работы по изучению колонок донных отложений малых озер на участке 2 (Николаева и др., 2017) дали возможность значительно уточнить выводы по наземным структурно-тектоническим наблюдениям на суше. В скважинах в кернах среди тонкозернистых органогенных отложений обнаружен тонкий прослой песка, а в самой восточной из них – осадочная брекчия за счет экстремального выброса/переноса с берега, определяемые как результат сильного сейсмического воздействия. Согласно радиоуглеродным датам возраст события авторами исследования определен в интервале 6.5-4.7 тыс. лет назад (Николаева и др., 2017). Более аккуратный подсчет позволяет принять время сейсмонарушения 5.8 ± 0.3 тыс. лет назад, т.е. средний голоцен. Магнитудный потенциал равен $M=6.0$.

Участок 3. Восточный борт Имандровской впадины. Хибинь, южный склон. Уже на мелко-масштабной карте неотектоники Мурманской области (Атлас..., 1971) среди трех обнаруженных к тому времени в регионе сейсмодислокаций одним был и этот (ныне их многие десятки). В дальнейшем обследование участка осуществляли специалисты (Авенариус, 1989; Николаева, 2003). Сложные, изломанные в плане и профиле контуры щелевого скального нарушения (ущелья) на южном склоне Хибинского массива, как и завалы глыб и обломков в нем, дают основание предполагать,

что его формирование произошло не одноактно, а в несколько фаз – сеймотектонических импульсов, интенсивность которых достигала 9 баллов. Происходило это после освобождения ото льда, в голоцене.

Более продвинутые определения осуществлены на том же южном склоне массива, несколько западнее вблизи выхода из гор долины р. Белой, близ ж.д. станции Титан (Романенко и др., 2011). Здесь параллельно долине р. Белой субмеридионально протягивается на 0.8 км ложбина в скальных породах, переходящая на юге в ущелье шириной 100-30 м. По его бортам обнаружены тектонические зоны и следующие им рвы с азимутом простирания ССВ-20°, как и само ущелье и вся ложбина. Тектоническая предопределенность морфоструктуры, следовательно, сомнений не вызывает. Ложбина имеет новейший возраст, но в ущелье имеются явные признаки сеймотектонических воздействий в голоцене, в первую очередь, в виде скальных обвалов с бортов, с подпруживанием боковой речки. Авторы исследования обоснованно принимают здесь возникновение землетрясения I=8-9 баллов. Его возраст по дате внезапного подпруживания ложбины определен 5.75 ± 0.15 тыс. лет назад. С учетом позиции датированного образца на 10 см выше подошвы озерно-подпрудных отложений возраст сейсмического события определяется 6.0 ± 0.2 тыс. лет назад. Магнитудный потенциал равен $M = 6.0$.

Участок 4. Восточный борт Имандровской впадины. Хибинь, западный склон. Аку-Аку. Это ущелье на западном склоне Хибинского массива в его СЗ части, известное под названием «Аку-Аку», оно обследовано летом 2018 г. М.В. Родкиным и А.О. Королевой. Ущелье ССВ простирания (20°), общей длиной 5-6 км пересекает наискосок нижнюю часть обращенного к Имандровской впадине склона Хибинского горного массива. Дно его расположено на высоте около 300 м над уровнем оз. Имандра. Молодые смещения по разрывам фиксируются по обеим стенкам ущелья на высоте 2-6 м над современным дном в виде свежих скальных субвертикальных плоскостей и системы блоково-глыбовых обвалов. Помимо вертикальных смещений в пределах первых метров обнаружены и горизонтальные продольно-сдвиговые на величину 0.15-0.35 м. По ряду признаков, как в нижней части ущелья, на большей части его протяжения, так и на плоских, обработанных ледником пологих скальных выходах наверху, определяются сеймонарушения (сейсмодетформации) в виде двух возрастных генераций. Пока они оцениваются, как относящиеся к среднему и позднему голоцену. Сила воздействия в этой очаговой области – ≥ 8 баллов. На том же западном склоне Хибинского массива, но южнее, имеются и другие, отдельные участки разрывных сейсмодислокаций, подлежащие специальному изучению.

Участок 5. Воче-Ламбина. Участок расположен в северо-западной части бассейна оз. Эко-стровская Имандра. Здесь были обследованы разрывные нарушения в виде оврагообразных ложбин, логов и трещин-ущелий, аналогичных вышеприведенным, но значительно меньших масштабов. Все они имеют признаки сейсмогенности. Характерной особенностью ряда ущелий является отсутствие на их склонах и в днищах следов водно-ледниковой деятельности, что может свидетельствовать об их послеледниковом образовании или подновлении зон древних разломов.

Обсуждение результатов и выводы

Впервые осуществленное обобщение опубликованных разными авторами в последние десятилетия и новых материалов о сильных землетрясениях прошлого заставляет кардинально менять существующие оценки сейсмической опасности в масштабе тысячелетий в районе среднекольского кластера, признавая здесь реальными в прошлом и вероятными в будущем события интенсивностью не 5 баллов в эпицентральных зонах, как принималось, а 8-9 баллов. К настоящему времени определено, что только в голоцене, не считая позднеледниковья, в Имандровской впадине со всех ее сторон, кроме севера, где ситуация недостаточно выяснена, располагаются очаги разрушительных землетрясений. Всего пока в интервале 8-2 тыс. лет таких событий выявлено, как минимум, 6. Отсюда возможна оценка средней повторяемости в послеледниковое время.

Обращает внимание сходство разломных, сеймотектонических структур по бортам Имандровской впадины и на южном склоне Хибинского массива, на всех участках, по простиранию к

ССВ, в морфотектоническом, в кинематическом отношениях. Это ущелья вдоль активизированных в голоцене разломов, простирающиеся по азимуту 15-20 ° северные и 30-40 ° – южное, с признаками воздымания западных крыльев и с правосдвиговой составляющей. По-видимому, весь район в послеледниковое время как рамповая структура находится в условиях общего субширотного сжатия с разрядкой напряжений в виде редких мощных землетрясений.

Механизм очага сильных землетрясений прошлого на некоторых рассматриваемых участках, насколько можно судить по доступным морфотектоническим данным, сходен, это в основном взбросо-сдвиги и сбросы. Величины подвижек у поверхности, в скальном субстрате, при каждом событии, оцениваются первыми метрами по вертикали и первыми десятками см – по горизонтали.

Проведенные детальные сеймотектонические, палеосейсмогеологические и геофизические исследования показали, что в центре Кольского региона, по современным оценкам, установлены следы сильных многократных голоценовых высокомагнитудных землетрясений, что должно учитываться при оценке (переоценке) долговременной сейсмической опасности особенно на участках с объектами особой ответственности, например, Кольской АЭС.

Исследования проведены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054.

Литература

1. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. 1989. № 2. С. 52–56.
2. Атлас Мурманской области. М. Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР. 1971.
3. Николаева С.Б. Палеосейсмодислокации южной части Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: Изд-во: КНЦ РАН. 1993. С. 69–81.
4. Николаева С.Б. Палеосейсмологические проявления в СВ части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
5. Николаева С.Б. Палеосейсмодислокации в Хибинском массиве (северо-восточная часть Балтийского щита, Кольский полуостров) / Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Тр. Всеросс. совещ. Новосибирск. 2003. С. 409–412.
6. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцена в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 88–92.
7. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880.
8. Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Вып. 3. С. 203–237.
9. Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С. Катастрофические гравитационные процессы на Севере России и опыт их радиоуглеродного датирования // Геоморфология. 2011. № 3. С. 87–94.

Морфология, химический состав и U-Pb возраст циркона из пород гнейсового комплекса участков Перевал, Полигонный и Малонемецкая бухта (северо-запад Кольского региона)

Ниткина Е.А., Каулина Т.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@rambler.ru; kaulina@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье приводится геология детальных участков, расположенных в северо-западной части Центрально-Кольского составного террейна Балтийского щита. Наиболее древними породами в районе являются гранат-биотитовые гнейсы, в которых внедрялись габброиды; на контакте с габброидами развиты тела кварцевых метасоматитов; также встречаются гранодиориты с секущими пегматитовыми и аплитовыми жилами. Для всех пород выделены магматическая, метаморфическая и метасоматическая генерации циркона. Временная шкала геологических процессов определена датированием циркона различных генераций: 2.8 млрд. лет – время метаморфизма гранат-биотитовых гнейсов, 2722 ± 9 млн. лет – кристаллизации гранодиоритов; 2636 ± 41 млн. лет – образование плагиоаплитов, 2620 ± 16 млн. лет – внедрение пегматитов, 2587 ± 5 млн. лет – внедрение габброидов, 2522–2503 млн. лет – образования кварцевых метасоматитов, 2507 ± 7 млн. лет – метаморфизм, рассланцевание и будинирование габброидов.

Ключевые слова: изотопное U-Pb датирование; минералогия циркона; архейский комплекс Балтийского щита.

Morphology, chemical composition and U-Pb age of zircon from the gneissic complex of the Pereval, Poligonniy and Malonemetskaya bay areas (NE Kola region)

Nitkina E.A., Kaulina T.V.

Geological institute KSC RAS, Apatity, nitkina@rambler.ru; kaulina@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article reviews geological setting of the Poligonniy, Pereval and Nemetskaya bay areas, which are situated at the Central-Kola terrain. Garnet-biotitic gneisses are the most ancient rocks in this area. Gneisses contain gabbro intrusion with quartz metosomatites widespread along the contact; also granodiorites cut by pegmatite and aplite veins are reported. Zircons from all rocks were divided into magmatic, metamorphic and metasomatic type. The geological processes time scale is determined by zircon dating: 2.8 Ga – metamorphism of garnet-biotitic gneisses, 2722 ± 9 Ma – crystallization of granodiorites; 2636 ± 41 Ma – granite and 2620 ± 16 Ma pegmatite emplacement, 2587 ± 5 Ma – gabbro crystallisation, 2522–2503 Ma – origin of quartz metosomatites, 2507 ± 7 Ma – gabbro metamorphism, shearing and boudinage.

Key words: isotope U-Pb zircon dating; zircon mineralogy; Achaean complex of the Baltic Shield.

Введение

Участки Полигонный, Перевал и Малонемецкая Бухта расположены на территории Мурманской области и приурочены к Центрально-Кольскому составному террейну (рис. 1), сложенному гранито-гнейсами и мигматитами с реликтами биотит-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов, амфиболитов, гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов (Балаганский, 2002; Козлов и др., 2006). Возраст наиболее раннего метаморфизма пород Кольской серии – 2830 ± 10 млн. лет, возраст последнего метаморфизма – 2760 ± 10 млн. лет; возраст протолита гнейсов – 2925 млн. лет (Mitrofanov et al., 1995). По структурно-метаморфической шкале Н.Е. Козловой (личное сообщение) самыми древними породами участков являются гранат-биотитовые гнейсы, в которые были внедрены габброиды; на границе метагабброидов и гнейсов развиты тела кварцевых метасоматитов. В пределах участка Малонемецкая бухта встречаются гранодиориты с возрастом 2722 ± 9 млн. лет (Козлов и др., 2007), секущиеся пегматитовыми жилами.

Целью работы являлось изучение минералогии циркона и определение возрастной последовательности геологических процессов, проявленных на участках.

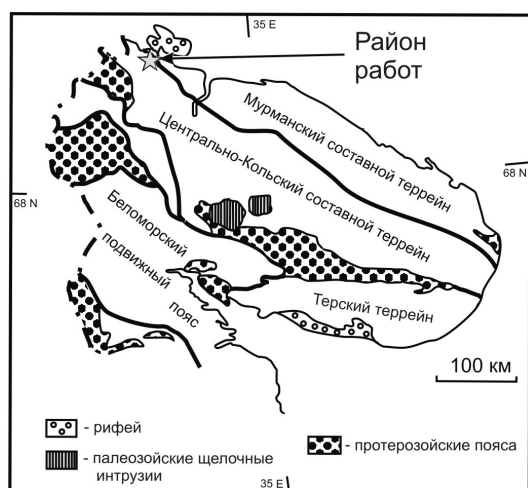


Рис. 1. Схематическая карта Кольского региона по (Балаганский, 2002).

Fig. 1. Geological scheme of the Kola region after (Balaganskiy, 2002).

Для U-Pb исследований были отобраны метаморфизованные габброиды (проба NII – 27.7 кг), связанные с первым этапом магматизма и кварцевые метасоматиты (проба NIII – 25.3 кг), образование которых связано с этапом метаморфизма и деформаций.

Участок Малонемецкая Бухта сложен мигматизированными биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями железистых кварцитов (Козлов и др., 2006). Возраст гранодиоритов, определенный U-Pb методом по циркону, равен 2722 ± 9 млн. лет (Козлов и др., 2007). На геохронологическое исследование были отобраны пробы плагиаоплитов (проба А-1 – 2.5 кг) и пегматитов (проба П-1 – 3.2 кг).

Методика

Исследования морфологических особенностей кристаллов циркона проводились под бинокулярном по 50-ти зернам, отобранным для каждой пробы из мономинеральной дорожки циркона, и во вторичных электронах в растровом электронном микроскопе; исследование анатомии кристаллов циркона проводилось в иммерсионной жидкости и в полированных препаратах в обратно-рассеянных электронах. Морфологические типы кристаллов циркона выделялись по габитусу, окраске и прозрачности. Генерации циркона были выявлены при изучении внутреннего строения кристаллов – зональности, наличию ядер и оболочек, и изменению зон роста (Каулина, 2010).

Измерения содержаний изотопных U-Pb отношений проводилось на масс-спектрометре МИ-1201Т. Для датирования пород из мономинеральных фракций был отобран циркон различных генераций. Далее из каждой навески по методу (Krogh, 1973) были выделены свинец и уран. Измерения производились на масс-спектрометре МИ-1201Т в лаборатории Геохронологии и геохимии изотопов в ГИ КНЦ РАН, как правило, на плавно спадающем ионном токе; погрешность измерений изотопного состава Pb составляла – 0.15 % (для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 1 до 5 %, в зависимости от его величины); холостое внутрилабораторное загрязнение полного анализа составляло менее 0.2 нг для свинца и 0.05 нг для урана. В изотопном анализе свинца погрешности определений составляли ± 0.15 %. Погрешности определений концентрации урана и свинца равны ± 0.5 %.

Вычисление возрастов проведено по принятым величинам констант распада урана, ошибки даны на уровне 2σ . Все изотопные отношения при расчетах в программе «PBDAT» (Ludwig, 1991) исправлены на масс-дискриминацию, рассчитанную по параллельным анализам стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную 0.18 ± 0.05 %. Параметры изохрон рассчитывались в программе «ISOPLOT» (Ludwig, 1999).

Геологическое положение участков Перевал, Полигонный и Малонемецкая бухта

Участок Полигонный сложен гранитами, гранат-биотитовыми гнейсами, ставролит-гранат-биотитовыми гнейсами и пегматитами (Козлов и др., 2006). Для U-Pb изотопных исследований были отобраны гранат-биотитовые гнейсы (проба NVII – 12 кг), являющиеся самыми древними породами, представленными на участке, а также пегматит (проба NV – 2.35 кг), связанный со вторым этапом деформаций пород участка.

В пределах участка Перевал представлены гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, сланцеватые амфиболиты с гранатом, магнетит-кварцевые и кварц-силикатные метасоматиты, образовавшиеся в телах габброидов в процессе метаморфизма (на границе гнейсов и амфиболитов), гранатовые пегматиты, аплиты и дайки метадолеритов (Козлов и др., 2006).

Описание циркона: морфология, анатомия, химический состав и U-Pb возраст

В биотитовом гнейсе (проба N VII) выделено 2 типа циркона (рис. 2). Первый составляет 80 % и представлен коричневыми прозрачными и полупрозрачными трещиноватыми кристаллами призматического габитуса гиацинтового типа с гранями {100} и {111}. Размер кристаллов 125×50 – 250×125 мкм (коэффициент удлинения – Ку от 1.2 до 2.5). Также отмечаются кристаллы с гранями {110}, {100} и {311}, размером 150×100 – 500×125 мкм (Ку – от 1.5 до 4). Внутреннее строение характеризуется наличием четырех зон, внешняя из которых по строению схожа с однородными кристаллами второй генерации.

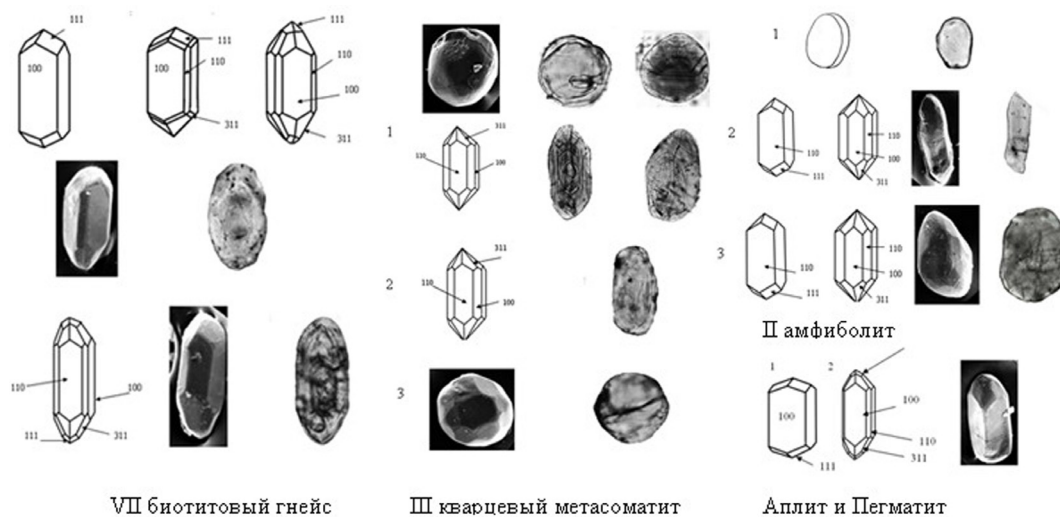


Рис. 2. Морфология и анатомия кристаллов циркона. Fig. 2. Morphology and internal structure of zircon.

Второй тип составляет 20 % и представлен светло-коричневыми прозрачными трещиноватыми кристаллами призматического габитуса с гранями {100}, {110} и {111}, {311} размером 175×75 – 250×100 мкм (Ку – 1.7-2.3). Предварительный U-Pb возраст метаморфического циркона составляет 2.8 млрд. лет (Nitkina&Kaulina, 2019).

В амфиболите по габбро (проба N II) выделено три типа циркона (рис. 2): Первый составляет 70 % и представлен мелкими розовыми короткопризматическими прозрачными не трещиноватыми кристаллами со сглаженными ребрами и головками, размером 50×50 – 125×50 мкм (Ку от 1 до 2,5). По внутреннему строению – однородны.

Второй тип составляет 20 % и представлен розовыми прозрачными удлиненными кристаллам гиацинтового типа с гранями {100} и {111} и размером 200×100 – 600×125 мкм (Ку от 2 до 4.8); а также кристаллами переходного типа с развитыми гранями {100}, {110} и {311}, размером 225×750 – 250×150 мкм (Ку от 1.6 до 3). Циркон характеризуется искривленными ребрами, что свойственно магматическому циркону из основных пород, так как теряется преимущество кристаллизации циркона. Внутреннее строение – однородное.

Третий тип составляет 13 % и представлен коричневыми прозрачными призматическими кристаллами со сглаженными ребрами и головками, размером 75×75 – 200×100 мкм (Ку от 1 до 2). Кристаллы гиацинтового типа с гранями {100} и {111}, размером 200×150 мкм (Ку 1.3). Также отмечены кристаллы с развитыми гранями {110}, {100} и {311} и размером 250×100 мкм (Ку 2.5). Установлено развитие иррациональных граней, которые образуются при нарастании однородного циркона в условия амфиболитовой фации метаморфизма. Внутреннее строение характеризуется наличием зональных ядер циркона и однородной каймы.

U-Pb возраст магматического циркона по трем точкам равен 2587±5 млн. лет и соответствует времени внедрения габброидов; возраст метаморфизма габброидов определен по трем точкам метаморфического циркона и равен 2507±7 млн. лет (рис. 3 а).

В кварцевом метасоматите (проба N III) выделяется 3 типа циркона (рис. 2): Первый составляет 62 % и представлен коричневыми прозрачными удлиненно-призматическими кристаллами со сглаженными ребрами и головками, размером от 75×50 мкм до 50×25 мкм (K_u от 1.5 до 2). Выделяются кристаллы разного размера и огранки: гиацинтового типа с гранями {100} и {111}, размером от 125×100 мкм до 300×100 мкм (K_u от 1.25 до 3) и кристаллы призматического габитуса с гранями {110}, {100} и {311}, размером 75×75 – 125×100 мкм (K_u от 1 до 1.25). Циркон первого типа характеризуется развитием иррациональных граней и наличием реликтовых ядер, окруженных зональным цирконом и внешней однородной каймой.

Второй тип составляет 21 % и представлен розовыми прозрачными трещиноватыми кристаллами со сглаженными ребрами и головками, размером 75×75 – 200×150 мкм; кристаллами гиацинтового типа с развитыми гранями {100} и {111}, размером 100×75 – 150×100 мкм (K_u 1.5) и кристаллами призматического габитуса с гранями {110}, {100}, {311}, размером 75×75 – 300×150 мкм (K_u от 1 до 2).

Третий тип циркона составляет 17 % и представлен розовыми полупрозрачными трещиноватыми изометричными кристаллами с газово-жидкими включениями, размером 100×100 – 250×250 мкм. На кристаллах развито большое количество иррациональных граней, все кристаллы имеют однородное внутреннее строение. Циркон этого морфологического типа образовался в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при избытке кремнезема и добавок железа.

U-Pb возраст метаморфического циркона равен 2503 ± 67 млн. лет; метасоматического циркона определен в 2522 ± 53 млн. лет (рис. 3 б). Возрасты перекрываются в пределах ошибки и, учитывая метаморфический и метасоматический генезис циркона, интерпретируется как время образования кварцевых метасоматитов во время амфиболитового метаморфизма.

Плагиаоплит (проба А). В пробе отмечено два типа циркона (рис. 2). Основной объем пробы (85 %) составляют розоватые, длинно- и короткопризматические кристаллы гиацинтового типа с развитыми гранями {100} и {111} и тонкой магматической зональностью. Размер циркона от 75 до 250 мкм. В меньшем количестве – до 15 % – присутствуют коричневые длиннопризматические кристаллы с развитыми гранями {110}, {100} и {311}.

Для пяти фракций розового циркона получен возраст 2636 ± 41 млн. лет, который отвечает возрасту плагиаоплитов (рис. 3 в).

Пегматит (проба П). В пробе представлены коротко и длиннопризматические кристаллы (рис. 2), в огранке которых преобладает призма {100} >> {110} и дипирамида {111} > {311}. Окраска циркона варьирует от бесцветной (редкие зерна) до желтой и коричневой. В большинстве своем кристаллы мутные и трещиноватые. Размер зерен до 300 мкм.

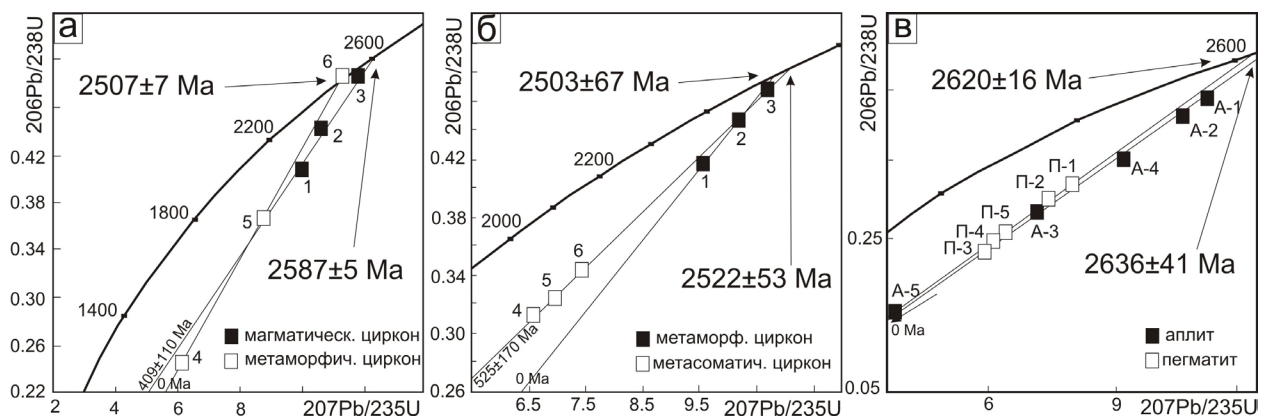


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией.

а – для циркона из амфиболита (II); б – для циркона из кварцевого метасоматита (III); в – для циркона из аплитов (A1 – A7) и пегматитов (П1 – П5).

Fig. 3. U-Pb isotope plot with concordia.

а – for zircon from amphibolite (II); б – for zircon from quartz metasomatite (III); в – for zircon from aplite (A1 – A7) and pegmatite (П1 – П5).

Возраст циркона по пяти точкам равен 2620 ± 16 млн. лет и отвечает времени кристаллизации жилы пегматита (рис. 3 в).

Таким образом, для северо-западной части Кольского региона установлена следующая возрастная последовательность геологических процессов: 2.8 млрд. лет – метаморфизм гранат-биотитовых гнейсов, 2722 ± 9 млн. лет – кристаллизация гранодиоритов (Козлов и др., 2007); 2636 ± 41 млн. лет – образование плагиоаплитов, 2620 ± 16 млн. лет – внедрение пегматитов, 2587 ± 5 млн. лет – внедрение габброидов, 2522–2503 млн. лет – образование кварцевых метасоматитов, 2507 ± 7 млн. лет – метаморфизм, расщепление и будинирование габброидов.

Авторы благодарны за консультации по геологическому строению участков – д.г.-м.н. Н.Е. Козлову и Н.Е. Козловой, за консультации по минералогии циркона – д.г.-м.н. А.В. Волошину, за РЭМ фотографии и химический анализ циркона – Е.Э. Савченко.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0052 и частично поддержана из средств Программы Президиума РАН № 8.

Литература

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.
2. Беляев О.А. Прогрессивный зональный метаморфизм раннего протерозоя северо-запада Кольского полуострова // *Метаморфизм докембрийских комплексов (Кольский полуостров)*. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1976. С. 31–49.
3. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 С.
4. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Козлова Н.Е., Каулина Т.В., Смирнов Ю.П. Петрохимическая систематика амфиболитов архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины. *Геохимия*. 2007. № 2. С. 11–22.
5. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2010. 144 с.
6. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
7. Ludwig K.R. PBDAT, a computer program for Processing Pb-U-Th Data, version 1.20, United geological survey open-file report 88-542. 1991.
8. Ludwig K.R. Isoplot/Ex, a geochronological Toolkit for Microsoft Exel, version 2.05: Berkeley Geochronology Center special publication N1a. 1999.
9. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., et al. (ed. Mitrofanov F.P.). *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield)*. Apatity. KSC RAS. 1995. 145 p.
10. Nitkina E.A., Kaulina T.V. Age and composition of rocks of the eastern frame of the Pechenga structure, Kola region // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (EES)*. 2019. В печати.

Равновесие рассолов Анабаро-Хатангского бассейна с минералами вмещающих пород

Новиков Д.А.^{1,2}, Черных А.В.¹

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, NovikovDA@ipgg.sbras.ru*

² *Новосибирский национальный исследовательский государственный университет*

Аннотация. Представлены результаты расчетов равновесий в системе вода-порода на примере нефтегазоносных отложений Анабаро-Хатангского бассейна. Выявлено доминирование в разрезе подземных вод и рассолов Cl Na, Cl-HCO₃ Na и Cl Na-Ca типов с величиной общей минерализации варьирующей от 0.1 до 312.3 г/дм³. Установлено, что из всего химического разнообразия подземных вод и рассолов, только рассолы девонских и триасовых отложений равновесны или близки к равновесию с галитом. Подземные воды и рассолы рифейского, венд-кембрийского, девонского, каменноугольного, пермского, триасового, ниже-среднеюрского, верхнеюрского, неокомского и апт-альб-сеноманского водоносных комплексов близки к равновесию с сульфатами (гипсом и ангидритом), карбонатами (кальцитом, магнезитом и доломитом). Атмосферные и речные воды полуострова Юрюнг-Тумус резко недонасыщены практически ко всем минералам, а все изученные воды резко недонасыщены к бишофиту. Появление рассолов в пределах водоносного комплекса триасовых образований обязано процессу выщелачивания девонских солей в приконтактной зоне соляных штоков Нордвик, Усть-Тигян, Ледовка и др.

Ключевые слова: гидрогеология, геологическая эволюция, система вода-порода, гидрогеохимия, генезис, моделирование, Анабаро-Хатангский бассейн, Арктика.

Equilibrium of brines with host rock minerals of the Anabar-Khatanga basin

Novikov D.A.^{1,2}, Chernykh A.V.¹

¹ *Federal State Budgetary Scientific Institution Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB of RAS, NovikovDA@ipgg.sbras.ru*

² *Novosibirsk State University*

Abstract. The results of equilibria calculations in the water-rock system are presented on the example of oil and gas deposits of the Anabar-Khatanga basin. The dominance Cl Na, Cl-HCO₃ Na and Cl Na-Ca types of groundwater and brines with a total mineralization varying from 0.1 to 312.3 g/dm³ has been revealed. It has been established that of the total chemical diversity of groundwater and brines, only brines of the Devonian and Triassic sediments are in equilibrium or close to equilibrium with halite. Groundwater and brines of the Riphean, Vendian-Cambrian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Lower-Middle Jurassic, Upper Jurassic, Neocomian and Apt-Albian Cenomanian aquifers are close to equilibrium with sulfates (gypsum and anhydrite), carbonates (calcite, magnesite, and dolomite). The atmospheric and river waters of the Urung-Tumus Peninsula are sharply undersaturated in almost all minerals, and all the studied waters are sharply undersaturated in bischofite. The appearance of brines within the aquifer complex of Triassic formations is due to the leaching process of Devonian salts in the contact zone of the salt rods of Nordvik, Ust-Tigyan, Ledovka and others.

Key words: hydrogeology, geological evolution, water-rock system, hydrogeochemistry, genesis, modeling, Anabar-Khatanga basin, Arctic.

Введение

Фундаментальная проблема по взаимодействию воды с горными породами широко обсуждается в мировом научном сообществе на протяжении многих десятилетий. Эволюция химического состава вод начинается с момента их попадания в осадочно-породный бассейн и протекает в тесной связи с вмещающими горными породами и рассеянным органическим веществом (Шварцев, 1991; Новиков, 2017).

Исследуемый регион расположен в арктических районах восточной части Красноярского края и западной части республики Саха (Якутия) (рис. 1). Гидрогеологические работы на его террито-

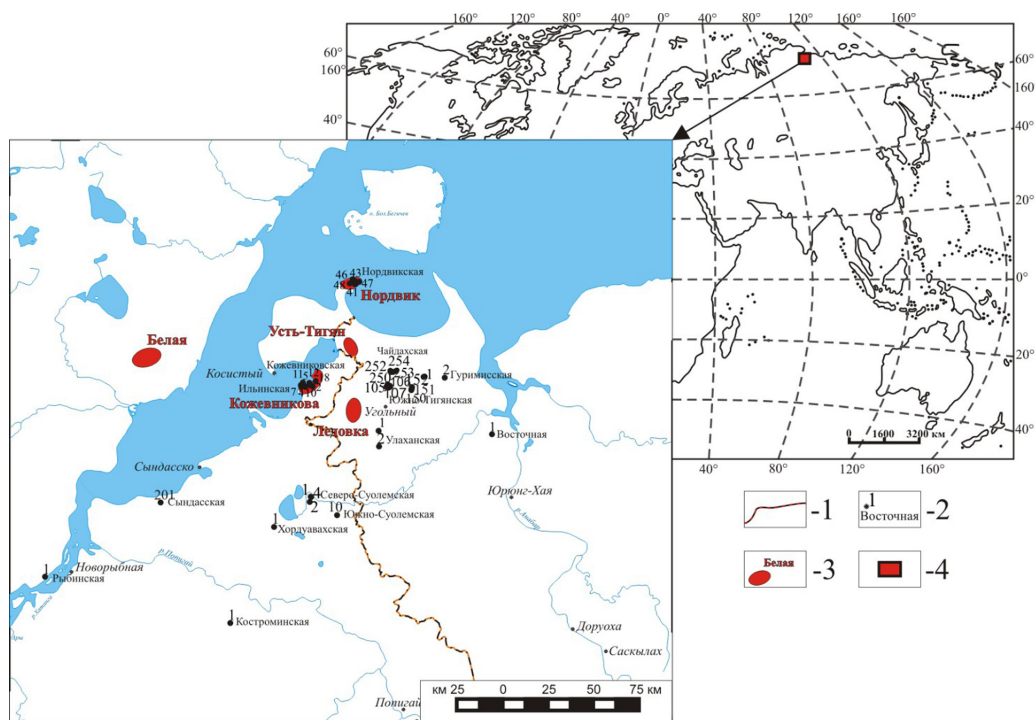


Рис. 1. Местоположение Анабаро-Хатангского бассейна.

1 – административные границы, 2 – скважины, 3 – местоположение основных солянокупольных структур, 4 – район исследования.

Fig. 1. Location of the Anabaro-Khatanga basin.

1 – administrative boundaries, 2 – boreholes, 3 – location of the main salt-dome structures, 4 – area of study.

рии были начаты в 20-х годах прошлого столетия, а в период с 1942 г. по 1980 г. выполнялись широкомасштабные исследования гидрогеологических и геокриологических условий, гидрогеохимии, результаты которых отражены в работах П.Д. Сиденко, М.К. Калинин, И.П. Зайцева, Е.А. Баскова, Г.Д. Гинсбурга и других (Калинко, Сиденко, 1955; Калинин 1959; Гинсбург, 1971; Гидрогеология..., 1970; Гидрогеология..., 1972; Анциферов, 1989). В гидрогеологическом разрезе Анабаро-Хатангского бассейна (АХБ) установлено 11 водоносных комплексов (снизу вверх): рифейский, венд-кембрийский, девонский, каменноугольный, пермский, триасовый, ниже-среднеюрский, верхнеюрский, неокомский, апт-альб-сеноманский, четвертичный аллювиальных и ледниковых отложений. В их пределах развиты подземные воды и рассолы с величиной общей минерализации варьирующей от 0.1 до 312.3 г/дм³ с доминирующими Cl Na, Cl-HCO₃ Na и Cl Na-Ca типами вод. Предварительно выделено три генетических типа подземных вод и рассолов: 1) рассолов выщелачивания каменной соли; 2) седиментогенных рассолов и 3) древних инфильтрационных вод. Генетический тип рассолов выщелачивания хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации до 312.3 г/дм³ развитый в ниже-среднеюрском, триасовом, пермском и каменноугольном водоносных комплексах сформировал инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности в пределах солянокупольных структур. В зонах их отсутствия установлена нормальная (прямая) вертикальная гидрогеохимическая зональность с закономерным ростом с глубиной залегания водовмещающих отложений степени гидрогеологической закрытости недр и метаморфизации рассолов с увеличением роли седиментогенных вод (Novikov, 2017; Novikov, 2018).

Результаты и обсуждение

Выявление особенностей протекания процессов формирования высокоминерализованных рассолов триасового комплекса и инверсионной зональности является одним из важнейших вопросов для изучаемого бассейна. Для решения этой задачи в работе использована разработанная М.Б. Букаты программа равновесного физико-химического численного моделирования процессов в

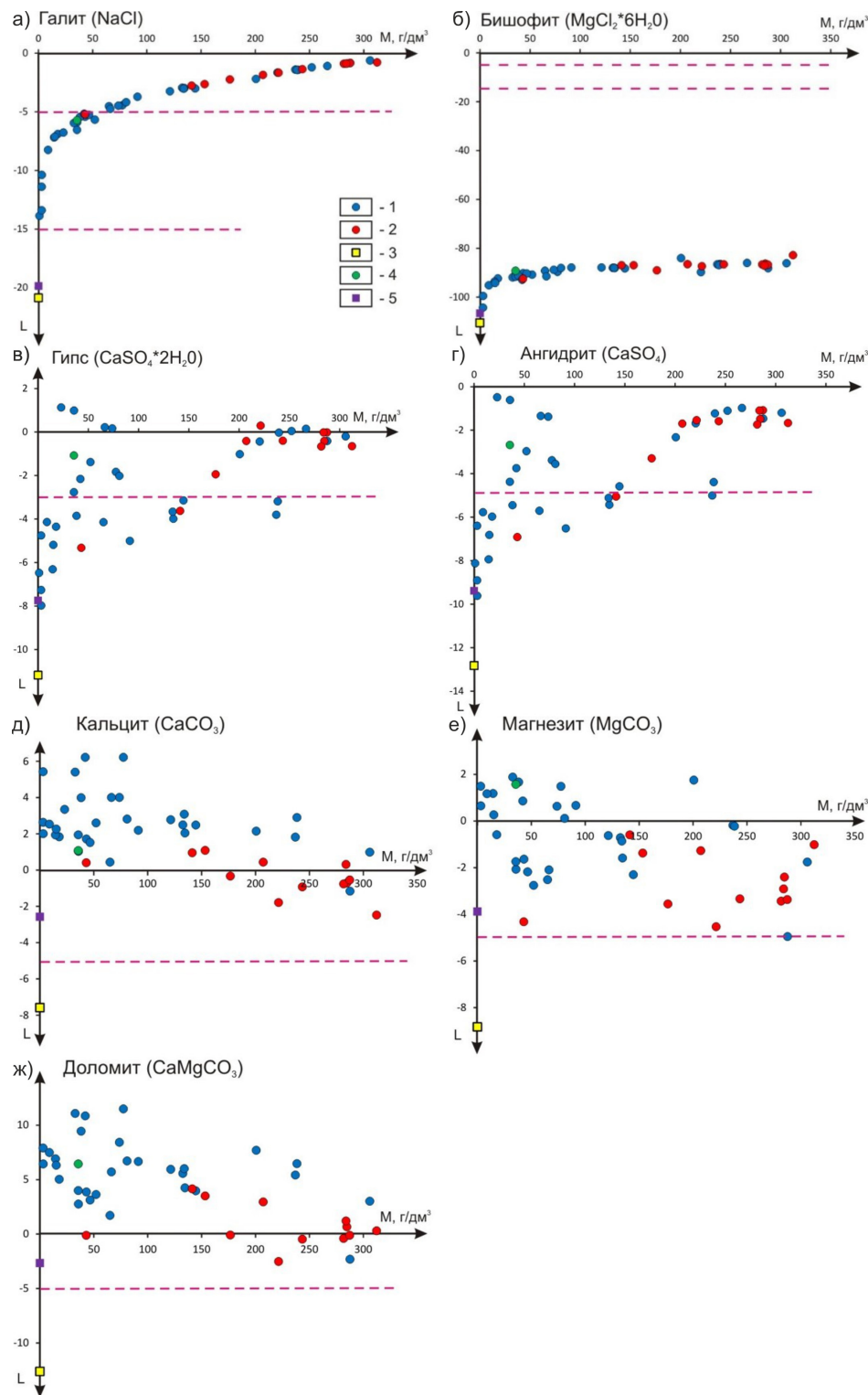


Рис. 2. Расчетная степень насыщения подземных вод и рассолов некоторыми хлоридными (а,б), сульфатными (в, г) и карбонатными (д, е, ж) минералами при стандартных условиях. Пунктирной линией показаны степени насыщения рассолов.

Подземные воды и рассолы: 1 – типовые пробы изученных водоносных комплексов, 2 – триасовых образований, 3 – атмосферные осадки, 4 – морская вода из Нордвикского залива, 5 – поверхностная вода из р. Анабар.

Fig. 2. Estimated saturation degree of groundwater and brines with some chloride (a, b), sulfate (c, d) and carbonate minerals (e, f, g) under standard conditions. The dotted line shows the degree of saturation brines.

Groundwater and brines: 1 – type samples of the studied aquifer complexes, 2 – Triassic formations, 3 – precipitation, 4 – sea water from the Nordvik Bay, 5 – surface water from the Anabar river.

системе вода-порода НГ-32 (Букаты, 1999 а). В качестве исходных данных для модели использованы: химический и минералогический состав солей п-ва Юрюнг-Тумус (по материалам Калинко, Сиденко, 1955), химический состав атмосферных, речных и морских вод в районе полуострова, а также 49 типовых проб подземных вод и рассолов основных водоносных комплексов.

Учитывая парагенетическую связь подземных рассолов водоносных комплексов с присутствующими в разрезе породами, в систему были включены 7 минералов, присутствующих в составе солей полуострова Юрюнг-Тумус: галит, бишофит, гипс, ангидрит, кальцит, доломит и магнезит. Для оценки степени насыщения раствора относительно каждого из минералов использовались соответствующие параметры насыщенности: $L = \ln K - \ln P$, где K – термодинамическая константа равновесия реакции осаждения минерала из раствора, а P – произведение активности участвующих в этой реакции веществ, вычисленное с учётом правила реагирования. В этом случае отрицательные значения L свидетельствуют о недонасыщении, положительные о пересыщении, а близкие к нулю – о равновесии раствора и соответствующего минерала. Степени насыщения рассолов по отношению к основным породообразующим минералам разбиты на три группы: 1) выше -5 (равновесные и близкие к равновесию), от -5 до -15 (умеренно недонасыщенные и недонасыщенные) и 3) ниже -15 (резко недонасыщенные) (Букаты, 1997; Букаты, 1999 б).

Для галита, бишофита, гипса и ангидрита характерен рост степени насыщения с увеличением величины общей минерализации изученных подземных вод и рассолов. Как показали результаты расчетов, рассолы девонских и триасовых образований равновесны или близки к равновесию с галитом, гипсом, ангидритом, кальцитом, магнезитом и доломитом (рис. 2). Атмосферные и речные воды полуострова Юрюнг-Тумус резко недонасыщены практически ко всем минералам. Все изученные воды резко недонасыщены к бишофиту. В целом, следует отметить, что первая группа минералов и солей, равновесных или весьма близких к состоянию равновесия с изученными подземными рассолами, включает главным образом породообразующие первичные эвапоритовые и биогенные минералы в составе соленосно-карбонатных фаций рассоловмещающих осадочных пород. С некоторыми из них равновесны практически любые подземные рассолы (например, с кальцитом, доломитом и гипсом).

В результате численного физико-химического моделирования установлены величина общей минерализации и химический состав предельно насыщенных рассолов равновесных к соленосной толще девона при ее растворении в процессе инфильтрации поверхностными водотоками. Их минерализация могла достигать 330 г/дм³, а состав был хлоридным натриевым. Последующее снижение общей минерализации до современного уровня в 150-300 г/дм³ происходило посредством разубоживания рассолов инфильтрационными водами. Таким образом, появление рассолов в пределах водоносного комплекса триасовых образований полуострова Юрюнг-Тумус обязано процессу выщелачивания девонских солей в приконтактной зоне соляных штоков, что подтверждается выполненными палеогеологическими реконструкциями (Черных, Новиков, 2018) и результатами численного моделирования.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025 «Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод арктических районов осадочных бассейнов Сибири» и Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики».

Литература

1. Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших толщ Сибирской платформы. М. Изд-во: Недра. 1989. 176 с.
2. Букаты М.Б. Прогнозирование нефтегазоносности рифей-нижнекембрийских отложений западной части сибирской платформы на основе изучения водно-газовых равновесий // Геология нефти и газа. 1997. № 7. С. 18–24.
3. Букаты М.Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydrGeo. М. ВНИИЦ. 1999. 5 с. Номер гос. регистрации алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом информационном центре (ВНИИЦ) № 50980000051 ПК. (а)

4. Букаты М.Б. Геология и геохимия подземных рассолов западной части Сибирской платформы. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Томск. Изд.: Томский политехнический университет. 1999. 289с. (6).
5. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край, Тувинская АССР (под ред. И.К. Зайцева). М. Изд-во: Недра. 1972. 479 с.
6. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская ССР (под ред. А.И. Ефимова, И.К. Зайцева). М. Изд-во: Недра. 1970. 384 с.
7. Гинсбург Г.Д., Иванова Г.А. Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Ленинград, 1971. 152 с.
8. Калинин М.К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л. Государственное науч.-исслед. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы. 1959. 360 с.
9. Калинин М.К., Сиденко П.Д. Геологическое строение и нефтеносность Анабаро-Хатангского междуречья. Книга 1. Л.: НИИ геологии Арктики. 1955. 200 с.
10. Новиков Д.А. Взаимодействие в системе «вода-порода» в зоне катагенеза арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна // Нефтегазовое дело. 2017. Т. 15. № 1. С. 40–52.
11. Черных А.В., Новиков Д.А. Палеогидрогеология Анабаро-Хатангского бассейна // Известия Вузов. Нефть и газ. 2018. № 4. С. 27–33.
12. Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16–50.
13. Novikov D.A. Genetic classification of subsurface waters and brines of Arctic regions of Siberia IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. 193(1). 012049.
14. Novikov D.A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development. 2017. V. 44. N. 5. P. 780–788.

Формы миграции химических элементов в подземных водах горизонта Ю₁ Верх-Тарского нефтяного месторождения (юг Западной Сибири)

Новиков Д.А.^{1,2}, Шохин А.Е.², Черных А.В.¹, Дульцев Ф.Ф.¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, NovikovDA@ipgg.sbras.ru

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Аннотация. Впервые приводятся результаты расчетов форм миграции химических элементов в подземных водах продуктивного горизонта Ю₁ на примере Верх-Тарского нефтяного месторождения (юг Западной Сибири). Установлено, что в горизонте Ю₁ верхнеюрского водоносного комплекса распространены подземные воды хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации от 28 до 46 г/дм³. Впервые изучено распределение широкого круга микрокомпонентов, включая редкие земли. Детальные расчеты с помощью программных комплексов Visual Minteq и HG-32 выявили, что миграция основных макро- и микрокомпонентов происходит в форме свободных ионов. На втором месте идут соединения с хлором, оксиды и гидроксидные комплексы. Водная миграция редкоземельных элементов осуществляется в форме свободных ионов и гидроксидных комплексов.

Ключевые слова: гидрогеохимия, формы миграции, моделирование, горизонт Ю₁, Верх-Тарское нефтяное месторождение, Западная Сибирь.

Forms of chemical elements migration in groundwaters in the Yu₁-horizon of the Verkh-Tarsk oil field (south of West Siberia)

Novikov D.A.^{1,2}, Shokhin A.E.², Chernykh A.V.¹, Dultsev F.F.¹

¹ Federal State Budgetary Scientific Institution Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB of RAS, NovikovDA@ipgg.sbras.ru

² Novosibirsk State University

Abstract. The calculations of the migration forms of chemical elements in the groundwaters of the Yu₁ horizon on the example of the Verkh-Tarsk oil field are given. It has been established that groundwaters of sodium chloride composition with a total mineralization of 28 to 46 g/dm³ are predominated in the Yu₁-horizon of the Upper Jurassic aquiferous complex. The distribution of microcomponents (including REE) has been studied for the first time. Detailed calculations with the Visual Minteq and HG-32 software packages revealed that the migration of the macro- and microcomponents occurs in the form of free ions. In the second place there are compounds with chlorine, oxides and hydroxide complexes. REE migration occurs in the form of free ions and hydroxide complexes.

Key words: hydrogeochemistry, migration forms, modeling, Yu₁-horizon, Verkh-Tarsk oil field, West Siberia.

В современной гидрогеохимии широко изучаются многообразные формы нахождения химических элементов в подземных водах и рассолах (неорганические и органические формы миграции). Разные соединения одного и того же элемента имеют свои термодинамические и физико-химические параметры. В этой связи процессы миграции элементов и их распределение при взаимодействии воды с вмещающими горными породами невозможно правильно интерпретировать и прогнозировать, не зная форм их нахождения в природных водах с различным химическим составом. Выявление миграционных форм элементов необходимо для решения широкого круга гидрогеохимических задач (Крайнов и др., 2004).

С начала поисково-разведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири накоплен огромный фактический материал, отражающий химический и газовый состав подземных вод. Гидрогеохимическим исследованиям посвящены многочисленные работы Г.Д. Гинсбурга, Ю.Г. Зимины, А.Э. Конторовича, Н.М. Кругликова, А.Р. Курчикова, В.М. Матусевича, Д.А. Новикова, Б.П. Ставицкого, С.Л. Шварцева, О.Н. Яковлева и других (Гидрогеология..., 1970; Кругликов и др., 1985; Ставицкий и др., 2004; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2005; Новиков, 2013; Novikov, Sukhorukova, 2015; Новиков, 2017; Novikov, 2017; Новиков, 2018). К сожалению, в наших исследованиях по изучаемому региону ранее микроэлементам отводилось недостаточно внимания (Новиков и др., 2018 а; Но-

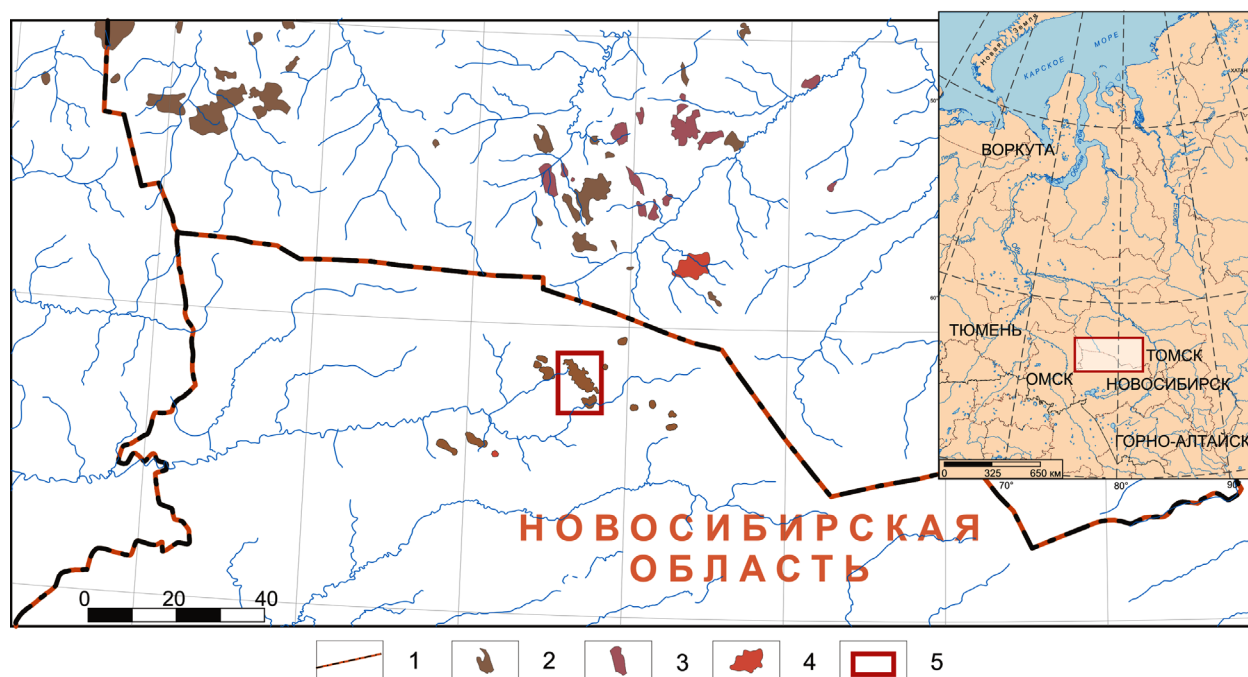


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

1 – административные границы; месторождения: 2 – нефтяные, 3 – нефтегазоконденсатные, 4 – газоконденсатные и газовые; 5 – местоположение района исследований.

Fig. 1. Survey map of the area of researches.

1 – administrative borders; deposits: 2 – oil, 3 – oil – gas-condensate, 4 – gas-condensate and gas; 5 – location of the study area.

виков и др., 2018 б; Садыкова и др., 2019). В ноябре 2018 года нами были проведены полевые работы на Верх-Тарском нефтяном месторождении (рис. 1). Всего было отобрано 17 проб из разных водоносных горизонтов. Аналитические работы по изучению макро-, микроэлементного (включая редкие земли – РЗЭ) состава методами ICP-AES и ICP-MS были выполнены в Институте неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН.

Верх-Тарское нефтяное месторождение находится на периферии Западно-Сибирской плиты и в административном отношении приурочено к Северному району Новосибирской области. Основным продуктивным горизонтом на месторождении является горизонт Ю₁ (оксфордский региональный резервуар), который соотносится с верхнеюрским водоносным комплексом. Изученные подземные воды однородны по своему химическому составу и принадлежат к хлоридному натриево-му типу (по С.А. Щукареву) с величиной общей минерализации от 28 до 46 г/дм³. Подземные воды характеризуются нейтральными и слабо щелочными значениями pH изменяющимися в интервале 7.4-7.9. В катионном составе доминирует натрия, концентрации которого достигают до 13-17 г/дм³, а в анионном составе – хлор, с содержаниями до 20-23 г/дм³. Концентрации основных солеобразующих макро- и микрокомпонентов напрямую зависят от величины их общей минерализации. Происходит закономерное увеличение содержания хлора, натрия, магния, кальция, калия, микрокомпонентов: брома, иода, бора, аммония и стронция и других.

В таблице 1 приведены содержания микрокомпонентов и РЗЭ в пластовых водах горизонта Ю₁. Видно, что в микрокомпонентном составе изученных вод повышены содержания стронция (до 1328 мг/дм³), бария (до 358 мг/дм³), кремния (до 31.4 мг/дм³), лития (до 7.1 мг/дм³) и марганца (до 3.2 мг/дм³). С ростом общей минерализации в растворе помимо кремнезема, стронция, бария также накапливаются в следующих концентрациях тяжелые металлы (мг/дм³): медь (до 0.06), цинк (до 0.37), кадмий (до 0.04), кобальт (до 0.07), никель (до 0.01), молибден (до 0.03), свинец (до 0.02), олово (до 0.02). Повышенным содержанием хрома до 0.1 мг/дм³ отличаются воды в скв. 507, тогда

как фоновые значения не превышают 0.01 мг/дм³. Среди РЗЭ наибольшие концентрации отмечаются (мкг/дм³): у лантана (до 20.8), европия (до 7.9), гадолиния (до 1.8) и диспрозия (до 0.57).

Основные формы миграции элементов зависят не только от свойств самого элемента (катионы, элементы гидролизаты или анионы), но и от внешних факторов миграции (рН, Eh среды, активных концентраций ионов комплексообразователей).

Таблица 1. Содержания микроэлементов и редких земель в попутных (подтоварных) водах пласта Ю₁ Верх-Тарского нефтяного месторождения.

Table 1. Content of microcomponents and REE distribution in passing (commercial) waters of the Yul-horizon of the Verkh-Tarsk oil field.

Элементы, мг/дм ³	Скважины										
	115	145	152	162	172	307	369	375	379	507	1015
Sr	796.6	610.1	1053.5	1227.0	1041.2	905.0	1015.8	1015.2	1148.9	892.7	1328.9
Ba	201.2	157.0	229.3	358.5	259.7	209.4	233.2	217.0	266.5	193.6	211.9
Si	25.0	25.7	24.4	26.7	26.9	30.9	30.5	28.1	21.3	23.7	31.4
Li	4.0	3.0	4.9	7.1	4.7	3.6	4.5	4.0	4.7	3.7	4.0
Mn	0.9	0.8	0.6	1.5	3.3	0.4	1.2	0.2	1.4	1.0	1.5
Rb	0.33	0.30	0.40	0.50	0.46	0.43	0.41	0.46	0.49	0.40	0.55
Zn	0.07	0.07	0.06	0.10	0.00	0.00	0.02	0.04	0.07	0.12	0.38
Ge	0.15	0.09	0.10	0.05	0.04	0.12	0.04	0.09	0.07	0.07	0.04
Cs	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.09
Co	0.04	0.03	0.04	0.08	0.02	0.01	0.02	0.00	0.06	0.01	0.02
Mo	0.036	0.004	0.018	0.010	0.012	0.028	0.013	0.013	0.012	0.018	0.040
Cu	0.023	0.008	0.014	0.013	0.017	0.016	0.064	0.011	0.023	0.035	0.010
Pb	0.025	0.000	0.008	0.020	0.014	0.009	0.005	0.011	0.001	0.009	0.018
La	0.0208	0.0035	0.0004	0.0027	0.0117	0.0014	0.0140	0.0065	0.0003	0.0028	0.0057
Cr	0.0044	0.0022	0.0041	0.0046	0.0038	0.0094	0.0101	0.0000	0.0027	0.1026	0.0091
Eu	0.0032	0.0041	0.0062	0.0056	0.0068	0.0015	0.0038	0.0041	0.0029	0.0035	0.0079
Sn	0.0066	0.0022	0.0031	0.0016	0.0019	0.0012	0.0017	0.0064	0.0012	0.0035	0.0060
Cd	0.0016	0.0023	0.0014	0.0000	0.0044	0.0052	0.0050	0.0031	0.0009	0.0051	0.0047
Gd	0.0018	0.0000	0.0005	0.0003	0.0012	0.0003	0.0014	0.0013	0.0008	0.0005	0.0018
W	0.0021	0.0012	0.0235	0.0010	0.0004	0.0012	0.0016	0.0000	0.0002	0.0002	0.0020
Ag	0.0046	0.0010	0.0011	0.0020	0.0023	0.0008	0.0024	0.0005	0.0023	0.0012	0.0060
Sb	0.0005	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0005	0.0006	0.0011	0.0005	0.0010	0.0004
Ce	0.00365	0.00050	0.00062	0.00025	0.00050	0.00037	0.00087	0.00164	0.00022	0.00099	0.00464
Zr	0.00083	0.00083	0.00009	0.00055	0.00055	0.00018	0.00065	0.00083	0.00055	0.00102	0.00148
Sc	0.00085	0.00069	0.00053	0.00064	0.00053	0.00032	0.00037	0.00118	0.00075	0.00091	0.00150
Ga	0.00193	0.00020	0.00081	0.00000	0.00000	0.00051	0.00010	0.00041	0.00020	0.00091	0.00254
U	0.00107	0.00036	0.00009	0.00020	0.00098	0.00031	0.00080	0.00062	0.00013	0.00031	0.00067
Dy	0.00051	0.00000	0.00051	0.00007	0.00014	0.00000	0.00043	0.00065	0.00022	0.00058	0.00036
Tl	0.00038	0.00062	0.00029	0.00018	0.00049	0.00000	0.00000	0.00024	0.00015	0.00011	0.00062
Ta	0.00056	0.00000	0.00027	0.00000	0.00029	0.00004	0.00011	0.00007	0.00016	0.00011	0.00020
Er	0.00026	0.00000	0.00000	0.00016	0.00010	0.00000	0.00021	0.00000	0.00000	0.00026	0.00000
Y	0.00071	0.00000	0.00032	0.00000	0.00000	0.00004	0.00028	0.00014	0.00004	0.00000	0.00032
Pr	0.00015	0.00000	0.00005	0.00000	0.00000	0.00015	0.00002	0.00005	0.00000	0.00007	0.00022
Tb	0.00004	0.00000	0.00004	0.00000	0.00000	0.00000	0.00006	0.00004	0.00000	0.00000	0.00006
Lu	0.00003	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00003	0.00000	0.00000	0.00000	0.00003

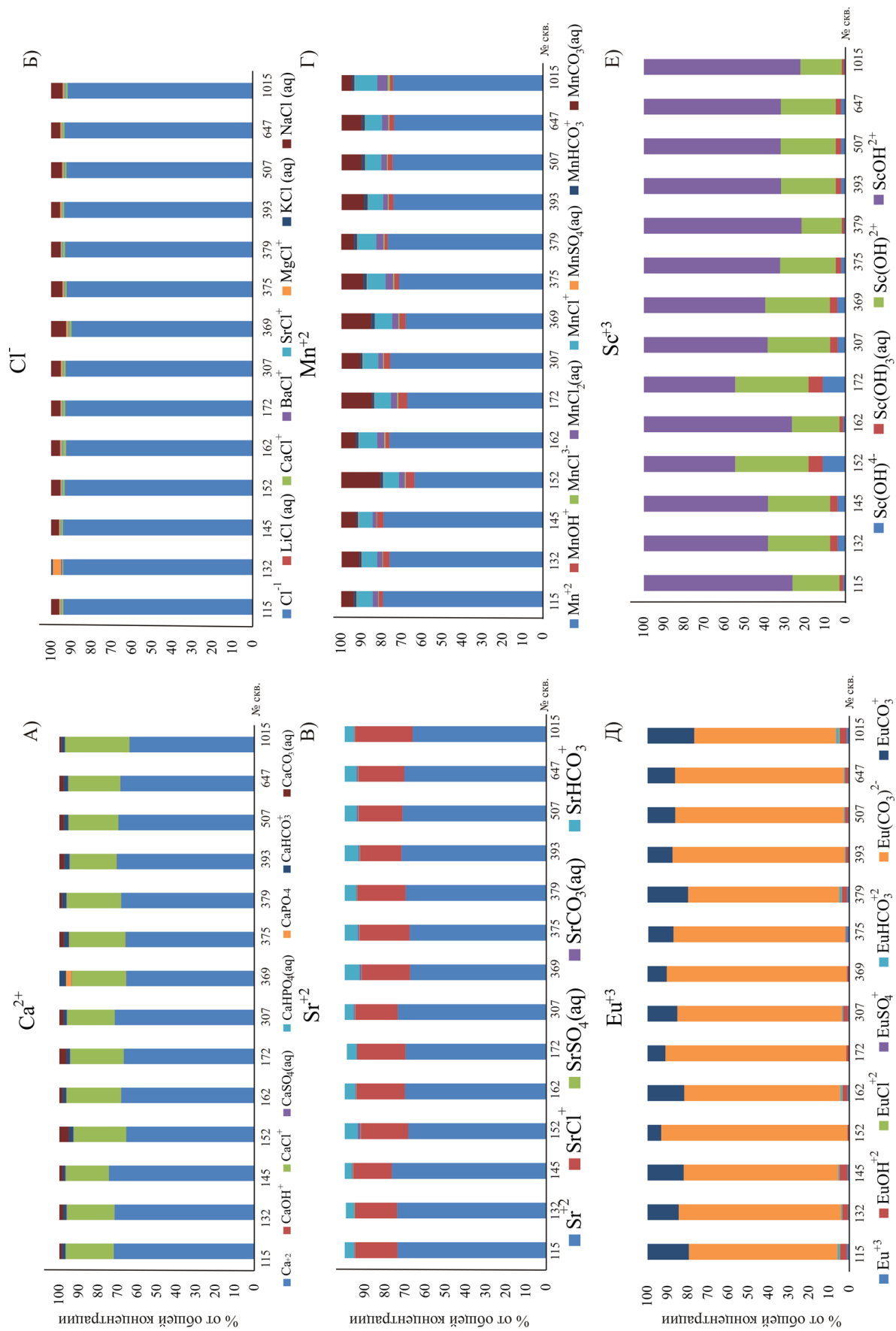


Рис. 2. Основные формы миграции некоторых химических элементов. Fig. 2. Main migration forms of some chemical elements.

Для наглядности рассмотрим формы миграции отдельных элементов, определенные с помощью программных комплексов Visual MInteq и HG-32, приведенных на рисунке 2.

Так, кальций при всем разнообразии в большинстве случаев мигрирует как свободный ион Ca^{+2} , в среднем 68 % от общей концентрации, реже в соединении с хлором CaCl^+ , 26 % от суммарной концентрации кальция (рис. 2 а). Другой макрокомпонент – хлор, также, как и кальций преимущественно мигрирует как ион Cl^- . Значительное количество хлора мигрирует в качестве нейтрального аква-комплекса $\text{NaCl}(\text{aq})$ (рис. 2 б). Среди традиционных микрокомпонентов (рис. 2 в, г) рассмотрим формы миграции стронция и марганца. Установлено, что большая часть стронция мигрирует в ионной форме Sr^{+2} . В меньшей степени для стронция наблюдается миграция в виде SrCl^+ (22 %). Гидрокарбонат стронция SrHCO_3 занимает меньшую долю среди форм миграции (5.4 %). Для марганца, помимо преобладающей ионной формы Mn^{+2} (73 %), характерна миграция в форме карбонатного комплекса $\text{MnCO}_3(\text{aq})$ (10 %). Намного реже отмечается форма марганца в виде MnHCO_3^+ (1.3 %). Для концентраций редкоземельных элементов (рис. 2 д, е) характерна другая картина распределения форм миграции. Так, европий мигрирует преимущественно в форме карбонатных ионов $\text{Eu}(\text{CO}_3)_2^{2-}$ (81 %) и $\text{Eu}(\text{CO}_3)^+$ (14 %). Для некоторых проб характерна форма EuOH^{2+} (2 %). Скандию присуща миграция в соединении с кислородом. Наиболее широко распространен ScOH^{2+} (64 %). Часто скандий мигрирует в форме гидроксидов $\text{Sc}(\text{OH})^{2+}$ (28 %) и $\text{Sc}(\text{OH})^+$ (3 %), а также как нейтральный аква-комплекс $\text{Sc}(\text{OH})_3$ (2 %).

Что касается других элементов, то для подавляющего большинства макрокомпонентов (Na, K, Mg, HCO_3) характерны формы миграции в виде свободных ионов, или же, в меньшей степени, в виде соединений с хлор-ионом ($\text{NaCl}(\text{aq})$; $\text{KCl}(\text{aq})$; MgCl^+). Для карбонат-ионов установлена сложная картина распределения форм миграций, в сочетании с различными катионами. Среди форм миграции широкого спектра микрокомпонентов (Ba; Cd; Co; Cr; Cu; Li; Ni; Be; Ga; Rb; Zr; Zn; Ag; Sn; Sb; Cs; W; Pb; PO_4 ; Se; Si; As; Mo; U) можно выделить несколько основных форм миграции. Для большинства элементов характерна миграция в виде свободных ионов. Второй по значимости представленных элементов является группа с преобладанием миграции в виде соединений с хлором (BaCl^+ ; CdCl^+ ; ZnCl^{3-} ; AgCl^{2-}). Стоит так же отметить миграцию значительного числа химических элементов в виде оксидов и гидроксидов (CrOH ; CuOH ; $\text{Cu}(\text{OH})_2(\text{aq})$; $\text{Be}(\text{OH})_2(\text{aq})$; $\text{Ga}(\text{OH})^+$; SO_4^{2-} ; WO_4^{2-} ; UO_2^{+2} ; HSiO_4 ; H_3AsO_3). Редкоземельные элементы (Gd; Dy; Pr; Y; Ce) чаще всего мигрируют в форме гидроксидов или же в виде свободных ионов. Для подавляющего большинства элементов установлено отсутствие сложных комплексов совместно с органическими соединениями.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025 «Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод арктических районов осадочных бассейнов Сибири» и Российского фонда фундаментальных исследований и Правительства Новосибирской области в рамках научных проектов № 18-45-540004 и 19-45-540006.

Литература

1. Гидрогеология СССР. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). Т. XVI. М. Изд-во: Недра. 1970. 368 с.
2. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М. Изд-во: Наука. 2004. 677 с.
3. Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов. Л. Изд-во: Недра. 1985. 279 с.
4. Новиков Д.А. Геохимия подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 73–82.
5. Новиков Д.А. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 881–901.
6. Новиков Д.А. Перспективы нефтегазоносности среднеюрских отложений полуострова Ямал по гидрогеологическим данным // Геология нефти и газа. 2013. № 6. С. 65–74.
7. Новиков Д.А. Разведка месторождений нефти и газа в юрско-меловых отложениях полуострова Ямал на основе изучения водно-газовых равновесий // Нефтяное хозяйство. 2018. № 4. С. 16–21.

8. Новиков Д.А., Рыжкова С.В., Дульцев Ф.Ф., Черных А.В. О геотермической зональности нефтегазоносных отложений северо-западных районов Новосибирской области // Известия Вузов. Нефть и газ. 2018. № 5. С. 69–76.
9. Новиков Д.А., Рыжкова С.В., Дульцев Ф.Ф., Черных А.В., Сесь К.В., Ефимцев Н.А., Шохин А.Е. Нефтегазовая гидрогеохимия доюрских комплексов южных районов Обь-Иртышского междуречья // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 12. С. 39–54.
10. Садыкова Я.В., Фомин М.А., Глазунова А.С., Дульцев Ф.Ф., Сесь К.В., Черных А.В. О природе гидрогеохимических аномалий в Межовском нефтегазоносном районе (Новосибирская и Томская области) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 1. С. 45–54.
11. Ставицкий Б.П., Курчиков А.Р., Конторович А.Э., Плавник А.Г. Гидрохимическая зональность юрских и меловых отложений Западно-Сибирского бассейна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 7. С. 826–832.
12. Шварцев С.Л., Новиков Д.А. Природа вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазоносных отложений (на примере Надым-Тазовского междуречья, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 1008–1020.
13. Novikov D.A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development. 2017. V. 44. № 5. P. 780–788.
14. Novikov D.A., Sukhorukova A.F. Hydrogeology of petroleum deposits in the northwestern margin of the West Siberian Artesian Basin // Arabian Journal of Geosciences. 2015. V. 8. № 10. P. 8703–8719.

Внедрение Th⁴⁺ в кристаллическую структуру иванюкита

Паниковровский Т.Л.¹, Яковенчук В.Н.^{2,3}, Базай А.В.^{2,3}, Яничева Н.Ю.³, Кабанова Н.А.⁴,
Иванюк Г.Ю.^{2,3}, Кривовичев С.В.³

¹ Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, taras.panikorovsky@spbu.ru

² Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, yakovenchuk@geoksc.apatity.ru

³ Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

⁴ Международный научно-исследовательский центр по теоретическому моделированию СамГТУ, Самара, weterrster@gmail.com

Аннотация. Представлены данные по природной разновидности иванюкита, содержащей до 30 мас. % ThO₂, которая обладает выраженной зональностью в отношении содержания титана и тория. Проведено изучение кристаллической структуры торийдоминантного иванюкита и теоретическое моделирование вхождения ионов Th⁴⁺ в различные структурные позиции иванюкита. Показана наибольшая вероятность локализации тория в каналах структуры при одновременном выносе части титана из титаносиликатного каркаса.

Ключевые слова: иванюкит, торий, катионный обмен, кристаллическая структура.

Incorporation of Th⁴⁺ into ivanyukite crystal structure

Panikorovskii T.L.¹, Yakovenchuk V.N.^{2,3}, Bazay A.V.^{2,3}, Yanicheva N.Yu.³, Kabanova N.A.⁴,
Ivanyuk G.Yu.^{2,3}, Krivovichev S.V.³

¹ Laboratory of geo-inspired and environmental safety of Arctic region FRC KSC RAS, Apatity, taras.panikorovsky@spbu.ru

² Geological institute FRC KSC RAS, Apatity, yakovenchuk@geoksc.apatity.ru

³ Nanomaterials Research Center FRC KSC RAS, Apatity, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

⁴ Samara Center for Theoretical Materials Science (SCTMS), Samara State Technical University, Samara, weterrster@gmail.com

Abstract. The article contains information about the natural ivanyukite variety containing up to 30 wt. % ThO₂, crystals of which have a characteristic sectoral zonation with respect to titanium and thorium contents. We have investigated the crystal structure of «ivanyukite-Th» and established theoretical modeling of Th⁴⁺ incorporation into various structural positions of ivanyukite. The most probable scheme includes cation exchange of extraframework cations onto Th, with partial removing of Ti from the titanosilicate framework.

Key words: ivanyukite, thorium, cation exchange, crystal structure.

Минералы группы иванюкита были открыты в 2009 году в наролитизированном эгирино-микроклино-содалитовом пегматите в апатитсодержащих уртитах г. Коашва в Хибинском массиве (Yakovenchuk et al., 2009). Их детальное изучение выявило наличие выраженных катионообменных свойств (Yakovenchuk et al., 2008, 2012).

При детальном изучении образцов из этого пегматита была обнаружена торийдоминантная разновидность иванюкита, которая образует мелкие (до 300 мкм в диаметре) грязно-зелёные кубические кристаллы, нарастающие в пустотах на призматический натролит вместе с кристаллами торианита, иванюкита-Na-C, иванюкита-K и иванюкита-Cu (рис. 1). Кристаллы «иванюкита-Th» имеют секториальное строение (рис. 2), с резко обогащёнными торием рентгеноаморфными кубическими секторами и кристаллическими ромбододекаэдрическими секторами с примерно равным содержанием меди и тория. Была уточнена кристаллическая структура неметамиктных секторов, которая полностью соответствует иванюкиту-Na-C.

Изучение состава торийдоминантного иванюкита показало, что увеличение содержания Th в составе минерала сопровождается уменьшением количества титана (рис. 3 а), что позволяет предложить две схемы катионного обмена:

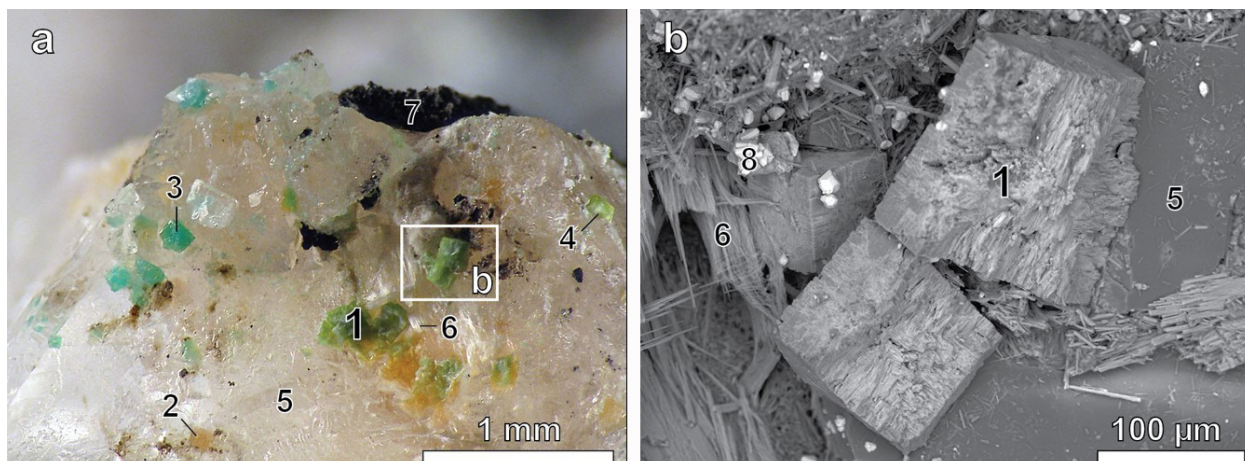
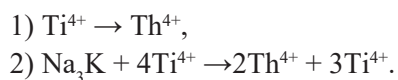


Рис. 1. Кристаллы Th-аналога иванюкита (а – макрофото образца, б – BSE-изображение указанного участка). 1 – «иванюкит-Th», 2 – иванюкит-Na-C, 3 – иванюкит-K, 4 – иванюкит-Cu, 5 – натролит, 6 – виноградовит, 7 – джерфишерит и хлорбартонит, 8 – торинанит.

Fig. 1. Crystals of a Th-analogue of ivanyukite (a – macrophoto, b – BSE image). 1 – «ivanyukite-Th», 2 – ivanyukite-Na-C, 3 – ivanyukite-K, 4 – ivanyukite-Cu, 5 – natrolite, 6 – vinogradovite, 7 – djerfisherite and chlorbartonite, 8 – thorianite.

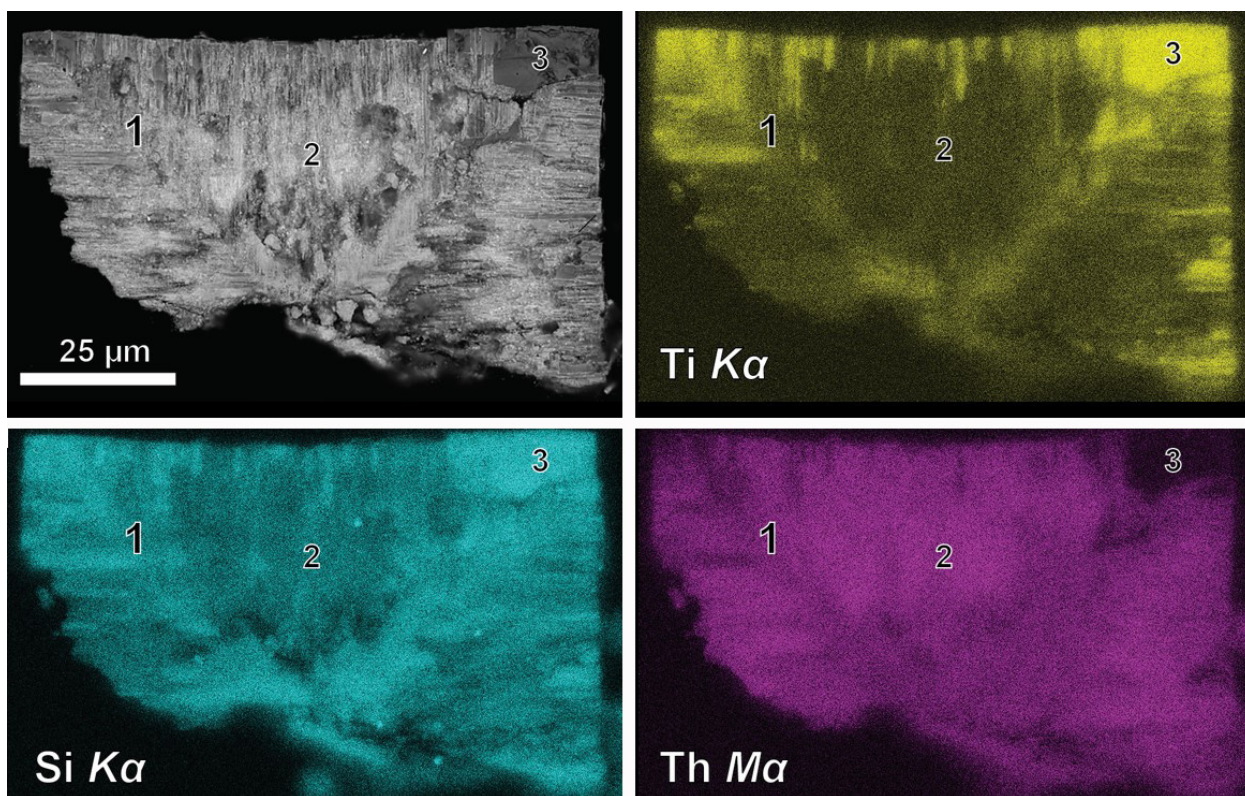


Рис. 2 Изображение секториального кристалла иванюкита в обратно-рассеянных электронах и характеристических лучах Ti, Si и Th. 1 – метамиктный «иванюкит-Th», 2 – иванюкит-Th/Cu, 3 – иванюкит-Cu.

Fig. 2. X-ray distribution maps for $TiK\alpha$, $SiK\alpha$ and $ThK\alpha$ radiation and backscattered electron image of a zoned ivanyukite crystal. 1 – metamict «ivanyukite-Th», 2 – ivanyukite Th/Cu, 3 – ivanyukite -Cu.

В первой схеме предполагается замещение титана торием непосредственно в титаносиликатном каркасе иванюкита, во второй – замещение внекаркасных катионов Na и K торием при одновременном выносе части титана из титаносиликатного каркаса минерала для обеспечения электронной нейтральности структуры и по стереохимическим соображениям.

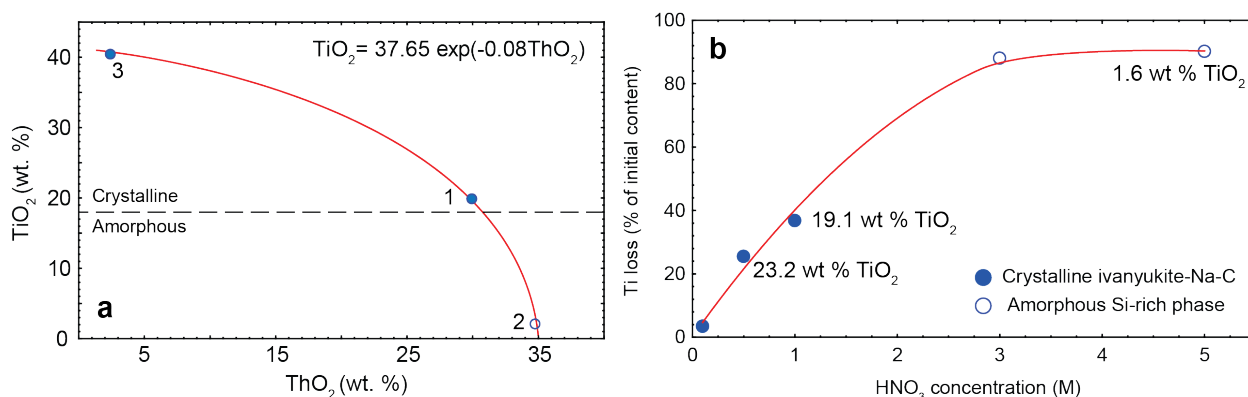


Рис. 3. Соотношение концентраций титана и тория в составе иванюкита (а, номера точек соответствуют таковым на рис. 2) и выщелачивание титана из синтетического иванюкита-Na азотной кислотой (б). Пустые кружки – рентгеноаморфный иванюкит, залитые – кристаллический иванюкит.

Fig. 3. The ratio of the concentrations of titanium and thorium in the composition of ivanyukite (a, point numbers correspond to those in Fig. 2) and Ti leaching from synthetic ivanyukite-Na by nitric acid (b). Empty circles-x-ray amorphous ivanyukite, filled-crystal ivanyukite.

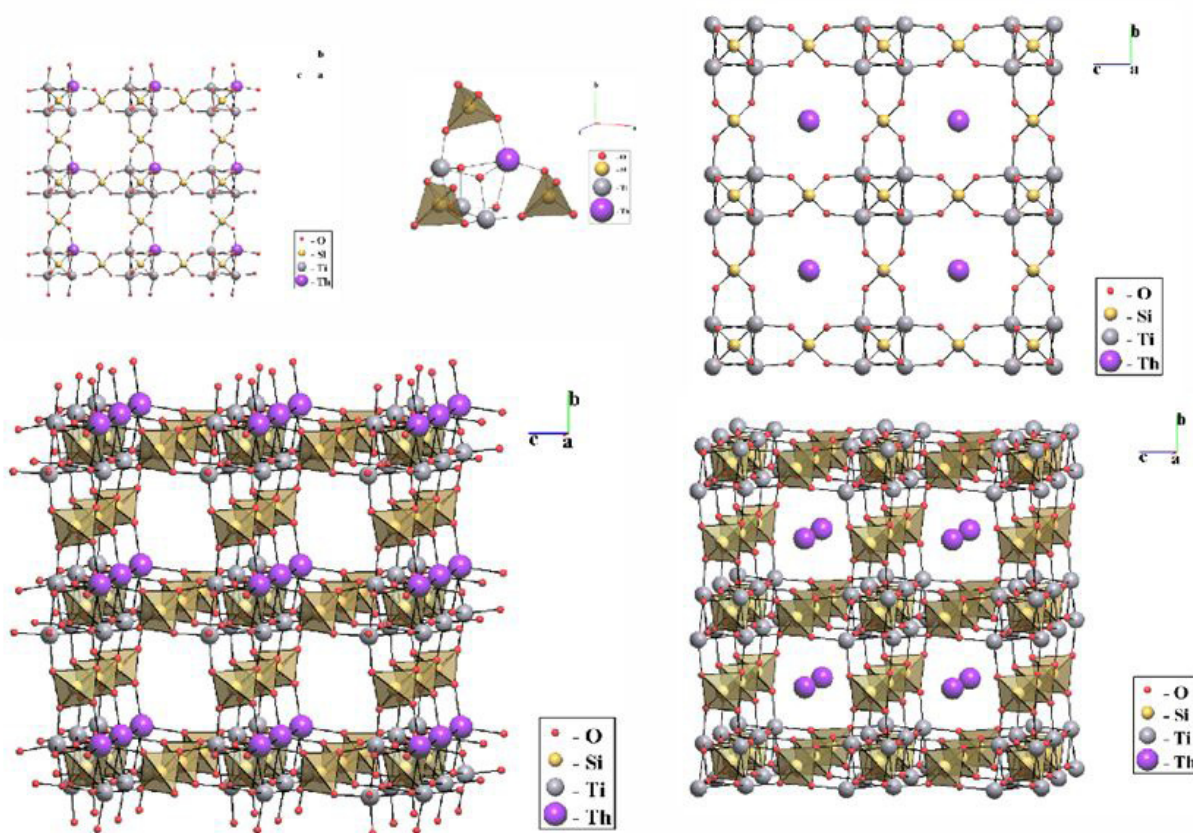
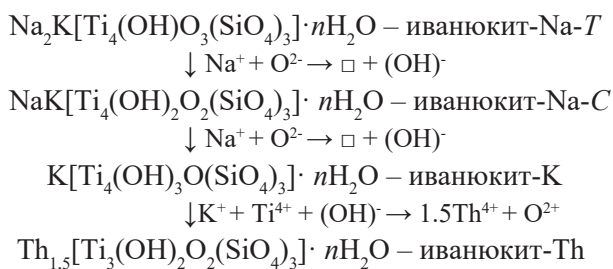


Рис. 4. Различное положение атомов тория в структуре иванюкита, используемое для теоретических расчетов.

Fig. 4. Various locations of thorium atoms in the structure of ivanyukite used for theoretical calculations.

С целью уточнения модели кристаллической структуры «иванюкита-Th» было проведено теоретическое моделирование внедрения катионов тория в кристаллическую структуру иванюкита. Согласно предварительным расчётам энергии вхождения Th в позицию титана и позицию в центре каналов для кубической модификации иванюкита составили -183.31 эВ и -189.27 эВ, соответственно (рис. 4). Таким образом, с энергетической позиции более выгодно заполнение торием канальных позиций.

По аналогии с иванюкитом-K и -Cu можно полагать, что он представляет собой продукт природного катионного обмена внекаркасных катионов натрия и калия на Th под влиянием поздних торийсодержащих гидротермальных растворов:



Эксперименты по кислотному выщелачиванию титана из синтетического иванюкита-Na показали (рис. 3 б), что кристаллическая структура минерала остается стабильной до тех пор, пока содержание TiO_2 не уменьшится до 19 мас. % (60 % от исходного содержания), и только затем разрушается (становится рентгеноаморфной) что хорошо согласуется с нашими данными о структурной стабильности торийсодержащего иванюкита.

Исследования проводились в рамках научных тем ФИЦ КНЦ РАН 0226-2019-0009, 0186-2019-0011 при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-29-12039).

Литература

1. Yakovenchuk V.N., Selivanova E.A., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Spiridonova D.V., Krivovichev S.V. First natural pharmacosiderite-related titanosilicates and their ion-exchange properties // *Minerals as advanced materials I*. (Ed. S. Krivovichev). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 2008. P. 27–35.
2. Yakovenchuk V.N., Selivanova E.A., Krivovichev S.V., Pakhomovsky Ya.A., Spiridonova D.V., Kasikov A.G., Ivanyuk G.Yu. Ivanyukite-group minerals: crystal structure and cation-exchange properties // *Minerals as Advanced Materials II* (Ed. S.V.Krivovichev). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 2012. P. 205–211.
3. Yakovenchuk V.N., Nikolaev A.P., Selivanova E.A., Pakhomovsky Ya.A., Korchak J.A., Spiridonova D.V., Zalkind O.A., Krivovichev S.V. Ivanyukite-Na-T, ivanyukite-Na-C, ivanyukite-K, and ivanyukite-Cu: New microporous titanosilicates from the Khibiny massif (Kola Peninsula, Russia) and crystal structure of ivanyukite-Na-T // *Am. Mineral.* 2009. V. 94. P. 1450–1458.

Генезис сынныритов Сыннырского массива по данным изучения расплавных включений в апатите

Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Рябуха М.А.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, panina@igm.nsc.ru

Аннотация. Сынныриты – это уникальные ультракалиевые алюмосиликатные породы, состоящие из симплектитовых сростаний калишпата, кальсилита и нефелина. В статье впервые приводятся прямые данные о кристаллизации сынныритов Сыннырского плутона из магматических расплавов. Эти результаты были получены при изучении первичных расплавных включений в апатите сынныритов. Было установлено, что прогретые до 1100-1150 °С расплавные включения содержат (мас. %): 53-56 SiO₂, 22-24 Al₂O₃, 12.4-17.6 K₂O, а также пониженные количества FeO, особенно MgO и CaO (0-0.2, 0-0.1 и 0.4-3.6 мас. %, соответственно). Эти составы близки к сынныритам и их переходным разновидностям с нефелиновыми сиенитами. Появление подобных расплавов связано с длительной и достаточно полной дифференциацией щелочных магм в условиях, приближающихся к закрытым системам, что в природе встречается крайне редко.

Ключевые слова: сынныриты, нефелин, кальсилит, калишпат, апатит, расплавные включения, генезис.

Genesis of synnyrites from the Synnyr massif: study of melt inclusions in apatite

Panina L.I., Rokosova E.Yu., Isakova A.T., Ryabukha M.A.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, panina@igm.nsc.ru

Abstract. Synnyrites are very unique ultrapotassic aluminosilicate rocks containing symplectites of K-feldspar, kalsilite, and nepheline. The first direct data about magmatic crystallization of synnyrites from the Synnyr massif are given in this issue. These data were obtained by study of primary melt inclusions in apatite from synnyrites. Apatite-hosted melt inclusions heated up to 1100-1150 °C contain (in wt. %) 53-56 SiO₂, 22-24 Al₂O₃, 12.4-17.6 K₂O, and low amounts of FeO, MgO and CaO (0-0.2, 0-0.1 and 0.4-3.6, respectively). Such compositions are very close to synnyrites and their varieties intermediate to nepheline syenites. The appearance of similar melts seems to be related to high differentiation of alkaline magmas in the close system conditions. This phenomenon is extremely rare in the nature.

Key words: synnyrites, nepheline, kalsilite, K-feldspar, apatite, melt inclusions, genesis.

Сынныриты являются очень редкими ультракалиевыми породами – рудами, из которых можно получить глинозем и бесхлорные калийные удобрения (Соболев и др., 1982). В их химическом составе отмечается (мас. %): 52-53 SiO₂, до 22-25 Al₂O₃ и 17-19 K₂O. В России сынныриты распространены на Сыннырском, Сакунском и Маломурунском массивах. Наиболее крупные их запасы отмечаются на Сыннырском массиве. Последний располагается в Байкальской рифтовой зоне, в пределах Северобайкальского нагорья, имеет зонально-концентрическое строение (Костюк и др., 1990) (рис. 1). Центральное его ядро сложено пуласкитами и гедрумитами. Вокруг ядра распространены сынныриты, которые постепенно сменяются нефелиновыми сиенитами-дитроитами, образуя периферическое кольцо плутона. На севере массива среди дитроитов отмечаются выходы порфировидных псевдолейцитовых сиенитов, а на юго-западе – фойяитов (табл. 1, ан. 1-5). Площадь распространения щелочных пород на массиве превышает 650 км².

Сынныриты макроскопически представляют плотную лейкократовую породу светло-серого и светло-розового цвета, в которой иногда отмечаются шарообразные до 3 см овоиды. Порода состоит из (объем. %): 65-75 ортоклаза, 8-7 нефелина, 25-17 кальсилита (Панина, Костюк, 1981; Панина, Булгакова, 1981). Некоторое количество нефелина и кальсилита образует мирмекитовые сростания с калиевым полевым шпатом, создавая мирмекитовую и симплектитовую структуры породы. В породе также присутствует небольшое количество апатита, титаномагнетита, биотита, граната, сфена, которые в виде аксессуариев располагаются в межзерновом пространстве ортоклаза, а иногда образуют совместные гнезда, шлиры, обособления в сынныритах. В химическом составе калиевого по-

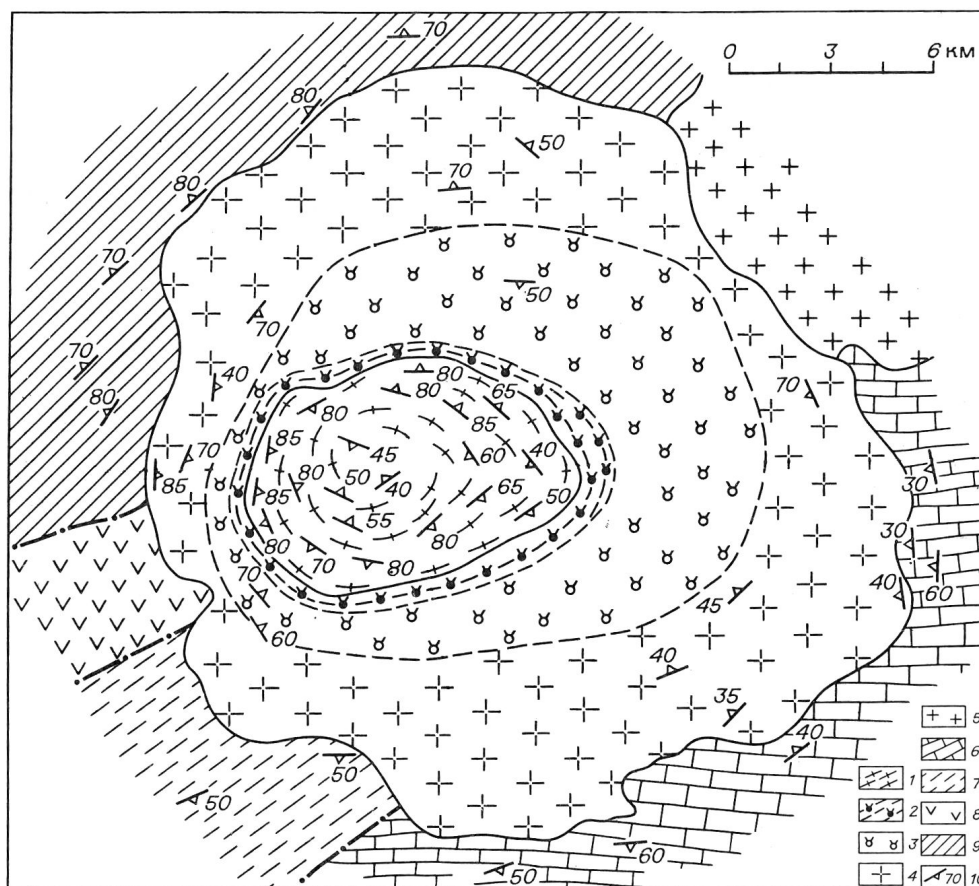


Рис. Структура Сыннырского массива (Костюк и др., 1990).

1 – пуласкиты и гедрумиты второй интрузивной фазы; 2-4 – нефелин-кальсилитовые сиениты первой интрузивной фазы: 2 – сынныриты внутренней зоны, 3 – сынныриты переходной зоны, 4 – нефелиновые сиениты, фойяиты, порфирические псевдолейцитовые сиениты внешней зоны; 5 – гранитоиды витимканского комплекса; 6 – известняки кооктинской свиты; 7 – песчаники, алевролиты и конгломераты холоднинской свиты; 8 – эффузивы основного и 9 – среднего состава сыннырской свиты; 10 – элементы залегания.

Fig. The structure of the Synnyr massif (Kostyk et al., 1990).

1 – pulaskites and hedrumites of the second intrusive phase; 2-4 – nepheline-kalsilites syenites of the first intrusive phase: 2 – synnyrites of the inner zone; 3 – synnyrites of the transition zone; 4 – nepheline syenites, foyaites, pseudoleucite porphyritic syenites of the outer zone; 5 – granitoids of Vitimkansky complex; 6 – limestones of Kooktinsky series; 7 – sandstones, siltstones and conglomerates of Kholodninsky series; 8 – effusive rocks of basic and 9 – of middle composition Synnyrsky series; 10 – elements of the occurrence.

левого шпата и кальсилита среди щелочных элементов присутствует только калий (табл. 1, ан. 6 и 10), а в нефелине (табл. 1, ан. 8) содержится максимальное (до 8 мас. %) количество K_2O . Апатит содержит 1.2-3.3 мас. % SrO и около 3 мас. % F. Гранат представлен меланитом (табл. 1, ан. 12 и 13, соответственно).

Расплавных включений в калиевом полевом шпате фельдшпатоидах очень мало и они очень мелкие. В апатите включений гораздо больше, особенно в апатитовых шпихрах и обособлениях. Среди включений отмечаются первичные и вторичные. Включения имеют разнообразную форму: призматическую, неправильную, округлую. Первичные включения преимущественно тонко-, реже грубораскристаллизованы. Газовый пузырь обычно отсутствует. В грубораскристаллизованных включениях среди дочерних фаз установлен калишпат, нефелин и рудный минерал. Калишпат и кальсилит, как и породообразующие минералы, представлены крайне калиевыми безнатриевыми разновидностями, а нефелин по составу близок к предельному по насыщению калием (табл. 1, ан. 7, 9, 11).

Таблица 1. Химический состав пород (1-5) и минералов из сынныритов (6-12) Сыннырского массива, мас. %.

Table 1. Chemical composition of rocks (1-5) and minerals from synnyrites (6-12) of the Synnyr massif, wt. %.

КОМПОНЕНТЫ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	55.43	55.58	52.93	54.82	54.88	64.10	62.89	42.57	41.98	38.14	38.79	0.05	32.85
TiO ₂	0.98	0.52	0.77	0.16	0.05	0.10	0.09	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	6.30
Al ₂ O ₃	15.02	22.13	19.82	22.52	23.20	18.15	17.47	32.09	33.53	31.41	30.51	0.00	0.67
FeO	7.07	2.73	4.54	1.57	1.02	0.15	0.05	1.04	0.32	0.49	0.28	0.00	24.28
MnO	0.12	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52
MgO	2.95	0.59	1.73	0.58	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.17
CaO	4.98	0.91	2.96	0.72	0.27	0.03	1.18	0.00	0.00	0.05	0.53	53.51	30.71
Na ₂ O	3.25	5.89	2.16	1.57	0.72	0.00	0.98	15.44	14.62	0.00	1.10	0.19	0.76
K ₂ O	7.32	10.12	11.88	16.50	18.38	16.97	15.15	8.05	9.43	28.44	27.32	0.01	0.18
BaO	0.72	0.00	0.64	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
P ₂ O ₅	0.29	0.07	0.38	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	39.47	0.00
F	0.35	0.19	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.01	0.00
O/F	0.15	0.08	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.29	0.00
сумма	98.28	98.66	97.95	98.68	98.81	99.50	97.81	99.19	99.88	98.59	98.55	97.15*	96.44

Примечание. Породы: 1 – пуласкиты; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – порфиридные псевдолейцитовые сиениты; 4, 5 – сынныриты. Минералы: 6, 7 – калишпат (6 – породообразующий, 7 – дочерняя фаза из включения); 8, 9 – нефелин (8 – породообразующий, 9 – дочерняя фаза); 10, 11 – кальсилит (10 – породообразующий, 11 – дочерняя фаза из включения); 12 – апатит; 13 – гранат. * В том числе 2.55 мас. % SrO. Химический состав пород определялся методом мокрой химии.

Note. Rocks: 1 – pulaskites; 2 – nepheline syenites; 3- pseudoleucite porphyritic syenites; 4, 5 – synnyrites. Minerals: 6, 7 – K-feldspar (6 – rock forming mineral, 7 – daughter phase); 8, 9 – nepheline (8 – rock forming, 9 – daughter phase); 10, 11 – kalsilite (10 – rock forming mineral, 11 – daughter phase); 12 – apatite; 13 – garnet. *Including 2.55 wt. % SrO. Chemical composition of rocks was determined of wet chemistry method.

Для гомогенизации включений применялась созданная в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН совмещенная с микроскопом термокамера, позволяющая нагревать препарат до 1340-1400 °С. Химический анализ дочерних фаз и закаленных после гомогенизации расплавных включений проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе «Camebax-micro». Определения повторялись не менее двух раз для каждой точки.

Как показали эксперименты, вторичные включения являются газовой-жидкими, гомогенизируются при 275-365 °С. При нагревании первичных раскристаллизованных расплавных включений подплавление дочерних фаз наблюдается около 560-670 °С. При 750-800 °С оформляется газовый пузырь. Интенсивное плавление содержимого включений происходит при 1000-1070 °С. При дальнейшем повышении температуры газовый пузырь лишь незначительно уменьшается, а при 1150-1200 °С происходит растрескивание апатита и включения теряют свою герметичность.

Микрондовый анализ показал, что в химическом составе включений, прогретых до 1100-1150 °С, содержится (мас. %): 53-56 SiO₂, 22-24 Al₂O₃ и 12.4-17.6 K₂O (табл. 2). То есть, часть законсервированных во включениях расплавов (табл. 2, ан. 4-7) отвечает химическому составу сынныритов, другая часть (табл. 2, ан. 1-3) – промежуточному составу между сынныритами и нефелиновыми сиенитами Сыннырского массива (сравнить с ан. 2, 4, 5 табл. 1). Надо полагать, что расплавы, наиболее близкие по составу к сынныритам, отвечают наиболее отдифференцированным исходным расплавам по сравнению с расплавами промежуточного состава. Следовательно, сынныриты образовались из остаточных исходных щелочных расплавов при температурах не ниже 1100-1150 °С в процессе дифференциации в закрытых магматических условиях. Предположение о том, что сынныриты могут быть остаточным продуктом кристаллизационной дифференциации исходной щелоч-

ной магмы было ранее сделано на основании сопоставления химического состава остаточных стекол в частично раскристаллизованных включениях из пироксена различных щелочных базальтоидов и габброидов (Панина, 1983; Костюк и др., 1986).

Таблица 2. Химический состав прогретых расплавных включений в апатите сынныритов, мас. %.

Table 2. Chemical composition of heated melt inclusions in apatite of synnyrites, wt. %.

компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56.69	52.86	54.44	55.11	56.01	53.61	53.65
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.10	23.30	25.01	22.00	22.57	24.17	21.90
FeO	0.07	0.12	0.29	0.08	0.00	0.08	0.00
MnO	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	3.61	2.70	1.41	1.12	0.00	0.43	0.73
Na ₂ O	1.09	3.17	4.46	2.66	1.31	3.28	1.93
K ₂ O	13.59	14.66	14.08	15.30	15.31	15.99	17.16
P ₂ O ₅	0.23	0.59	0.03	0.05	0.00	0.00	0.29
сумма	98.50	97.72*	99.74	96.38*	96.20*	97.56	96.06*

Примечание: * В сумме также присутствует: № 2 – 0.19 Cl и 0.12 SO₃; № 4 – 0.06 SO₃; № 5 – 0.86 SrO; № 7 – 0.39 Cl.

Было установлено, что остаточные стекла включений из этих пород по химическому составу довольно близки между собой, характеризуются высоким количеством K₂O и Al₂O₃ при резко пониженном содержании FeO, особенно MgO и CaO при относительно стабильном количестве Na₂O. Было отмечено, что возможности появления в природе условий, соответствующих полностью закрытым крупным системам (наподобие расплавных включениям), ограничены и появление сынныритов является редким исключительным случаем.

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ (проект №330-2016-0005) при финансовой поддержке РФФИ (проект №17-05-00285а).

Литература

1. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука. 1990. 234 с.
2. Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Панина Л.И., Вавилов М.А. О дифференциации щелочных базальтоидов и возможном образовании высококалиевых природных расплавов // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 79–85.
3. Панина Л.И., Костюк В.П. О составе симплектитовых сростаний в сынныритах // Геология и геофизика. 1989. № 8. С. 126–132.
4. Панина Л.И. Образование высококалиевых богатых глиноземом расплавов // Геология и геофизика. 1983. Т. 24. № 4. С. 34–40.
5. Панина Л.И., Булгакова Е.Н. Вещественный состав сынныритов, их генезис и апатитонность Сыннырского плутона / Проблемы хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск. 1981. С. 83–91.
6. Соболев В.С., Костюк В.П., Панина Л.И., Андреев Г.В., Пак А.С., Шобогоров П.Ч., Бгатов В.И. О проблеме сынныритов // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука. 1982. С. 102–110.

Селивановаит, $\text{NaTi}_3(\text{Ti, Fe, Na})_4[(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O, OH})_4(\text{OH, H}_2\text{O})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, – новый мурманитоподобный гетерофиллосиликат и закономерности его образования в эвдиалитовых луювритах Ловозёрского массива

Пахомовский Я.А.^{1,2}, Паниковровский Т.Л.³, Яковенчук В.Н.^{1,2}, Калашников А.О.^{1,2},
Михайлова Ю.А.^{1,2}, Кривовичев С.В.², Иванюк Г.Ю.^{1,2}

¹ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, pakhom@geoksc.apatity.ru,
kalashnikov@geoksc.apatity.ru; yakovenchuk@geoksc.apatity.ru; ylya_korchak@mail.ru

² Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

³ Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ
РАН, Апатиты, taras.panikorovsky@spbu.ru

Аннотация. Приведена краткая характеристика нового гетерофиллосиликата селивановаита, образование которого связано с гидротермальным изменением породообразующего мурманита высококальциевыми железистыми растворами, сформировавшимися в ходе метасоматической переработки ксенолитов оливинных базальтов и их туфов щелочными расплавами/флюидами. Для трансформации мурманита в селивановаит требуется нетривиальная перестройка кристаллической структуры по схеме «монокристалл в монокристалл».

Ключевые слова: селивановаит, мурманит, структурная трансформация, гидротермальное изменение.

Selivanovaite, $\text{NaTi}_3(\text{Ti, Fe, Na})_4[(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O, OH})_4(\text{OH, H}_2\text{O})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, – a new murmanite-like zirconosilicate and features of its formation in eudialyte lujavrite of the Lovozero massif

Pakhomovsky Ya.A.^{1,2}, Panikorovskii T.L.³, Yakovenchuk V.N.^{1,2}, Kalashnikov A.O.^{1,2},
Mikhailova Yu.A.^{1,2}, Krivovichev S.V.², Ivanyuk G.Yu.^{1,2}

¹ Geological institute FRC KSC RAS, Apatity, pakhom@geoksc.apatity.ru; kalashnikov@geoksc.apatity.ru; yakovenchuk@geoksc.apatity.ru; ylya_korchak@mail.ru

² Nanomaterials Research Center FRC KSC RAS, Apatity, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

³ Laboratory of geo-insired technologies and environmental safety of Arctic region FRC KSC RAS, Apatity, taras.panikorovsky@spbu.ru

Abstract. The paper provides a brief description of a new heterophillosilicate selivanovaite, the formation of which can be assigned to the hydrothermal change of rock-forming murmanite by Ca-Fe-rich solutions formed during fenitization of xenoliths of olivine basalts and their tuffs. For the transformation of murmanite into selivanovite, a nontrivial restructuring of the crystal structure according to the «single crystal to single crystal» scheme is required.

Key words: selivanovaite, murmanite, structural transformation, hydrothermal alteration.

Селивановаит, $(\text{Na,Ca})_3(\text{Ti,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{17}(\text{OH})_5] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $P \bar{1}$, $a = 8.673(5)$, $b = 8.694(3)$, $c = 12.21(1)$ Å, $\alpha = 92.70(5)$, $\beta = 108.46(7)$, $\gamma = 105.40(4)^\circ$, $V = 833(1)$ Å³, $Z = 2$ – новый слоистый титаносиликат группы мурманита из эвдиалитовых луювритов Ловозёрского массива (Pakhomovsky et al., 2018). Он обнаружен в керне нескольких скважин, пробуренных в пределах Аллуайвского участка Ловозёрского эвдиалитового месторождения (рис. 1 а, б), и назван в честь Е.А. Селивановой, заведующей лабораторией ГИ КНЦ РАН, за её вклад в изучение минералогии щелочных комплексов. Селивановаит образует тёмно-оранжевые пластинчатые метакристаллы (до 8 мм в диаметре) с многочисленными пойкилитовыми включениями эгирина и магнезиоарфведсонита (рис. 2 а) в ассоциации с породообразующими микроклин-пертитом, нефелином, содалитом и натролитом, а также акцессорными лампрофиллитом, мурманитом, лопаритом-(Ce), пироксеном, торитом, анатазом, баритом, рабдофаном-(Ce), пирротинитом, халько-пиритом, пиритом, хлорбартонитом, джерфшиеритом, сфалеритом и лёллингитом.

Средний химический состав селивановаита (Na_2O 5.45; MgO 0.59; Al_2O_3 0.04; SiO_2 25.55; K_2O 0.63; CaO 1.68; TiO_2 31.17; MnO 2.64; FeO 6.63; ZrO_2 2.31; Nb_2O_5 6.69; H_2O 17.0 мас. %) соответ-

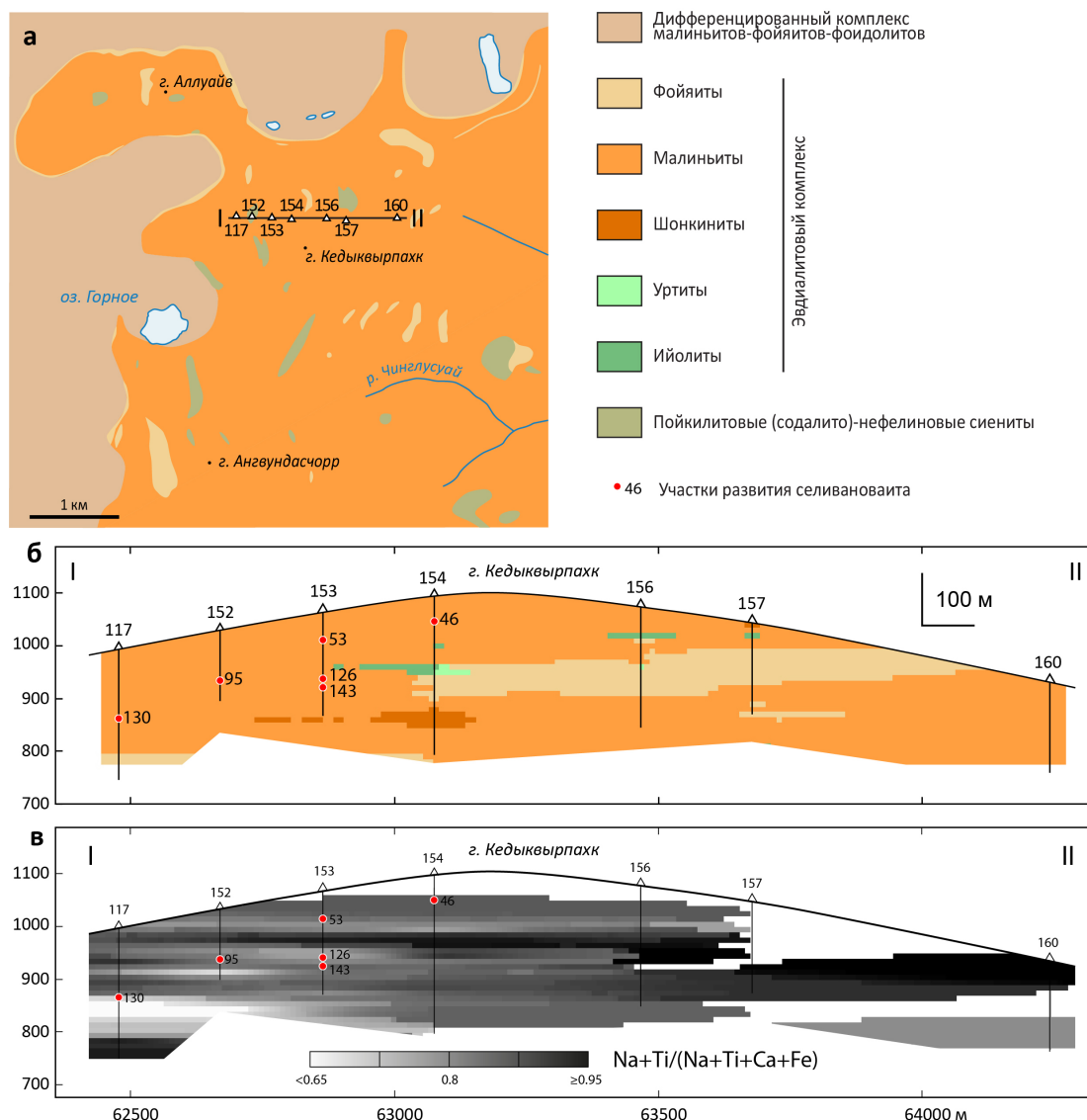


Рис. 1. Аллуайвский участок Ловозёрского эвдиалитового месторождения (а), его разрез по линии I-II (б) и распределение химического состава мурманита (*apfu*) в этом разрезе (в).

Fig. 1. The Alluaiv part of the Lovozero Eudialyte Deposit (a), its section along the I-II line (б) and distribution of chemical composition of murmanite (*apfu*) along the section (в).

ствует эмпирической формуле $(\text{Na}_{1.65}\text{Ca}_{0.28}\text{Mn}_{0.35}\text{Zr}_{0.18}\text{Mg}_{0.14}\text{K}_{0.13})_{\Sigma 2.73}(\text{Ti}_{3.67}\text{Fe}^{2+}_{0.78}\text{Nb}_{0.47}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 4.93}[\text{Si}_4\text{O}_{17.66}(\text{OH})_{3.34}] \cdot 7.2\text{H}_2\text{O}$, однако, в целом, состав минерала варьирует в весьма широких пределах. Сопоставление состава сосуществующих мурманита и селивановаита показало (рис. 2б), что при переходе от первого ко второму происходит линейное увеличение содержания железа за счёт титана и натрия по схеме: $2\text{Na}^+ + \text{Ti}^{4+} \leftrightarrow \square + 2\text{Fe}^{3+}$ и/или $\text{Na}^+ + \text{Ti}^{4+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$, – так что можно предположить, что селивановаит является продуктом соответствующих катионообменных реакций. В пользу этого косвенно свидетельствует и приуроченность селивановаита к участкам развития мурманита с повышенным содержанием Ca и Fe (рис. 1 в).

В основе структуры селивановаита (рис. 3) лежат характерные для минералов группы мурманита титаносиликатные (TS) HOH-пакеты $[\text{N}_2\text{M}_5\text{Si}_4\text{O}_{18}(\text{OH})_3]$, $M = \text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe}$ и Mn , $N = \text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg}$ и Zr , составленные из октаэдрических O и гетерополиэдрических H слоёв, а между HOH-пакетами располагаются межслоевые I-блоки из изолированных N-октаэдров и молекул воды между ними. Вместе с тем, структура селивановаита существенно отличается от таковой мурманита не

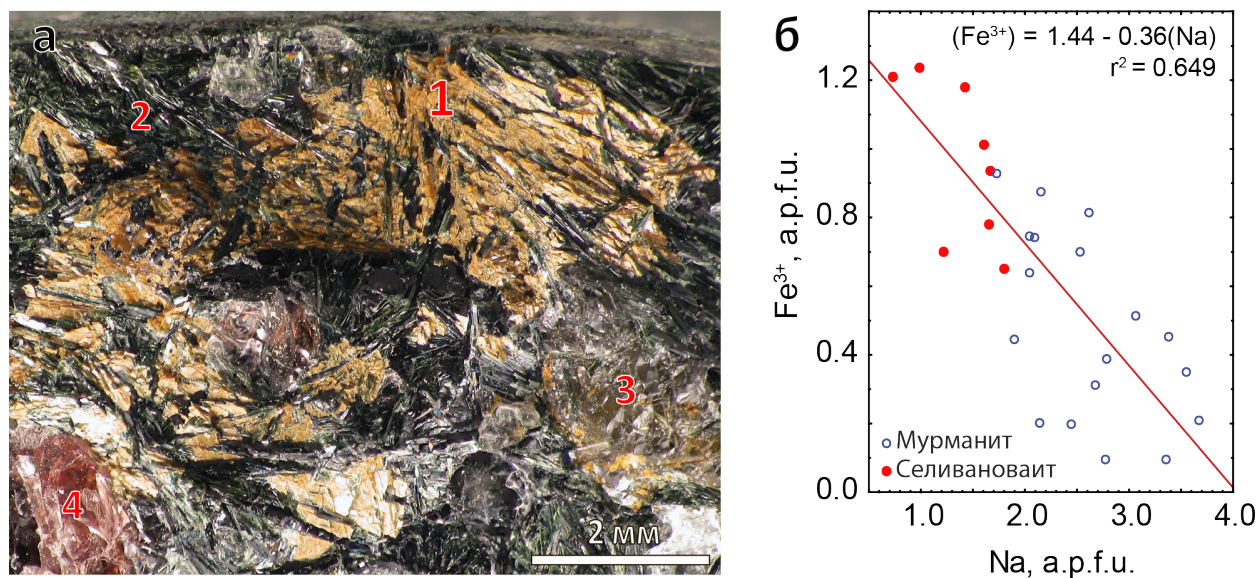


Рис. 2. Метакристаллы селивановаита (1) в эвдиалитовом лужаврите (а) и соотношение содержания Na и Fe в составе сосуществующих мурманита и селивановаита (б). 2 – эгирин, 3 – нефелин, 4 – манганоевдиалит.

Fig. 2. Selivanovait metacrysts (1) in eudialyte lujavrite (a) and relation between contents of Na and Fe in coexisting selivanovait and murmanite (b). 2 – aegirine, 3 – nepheline, 4 – manganoeudialyte.

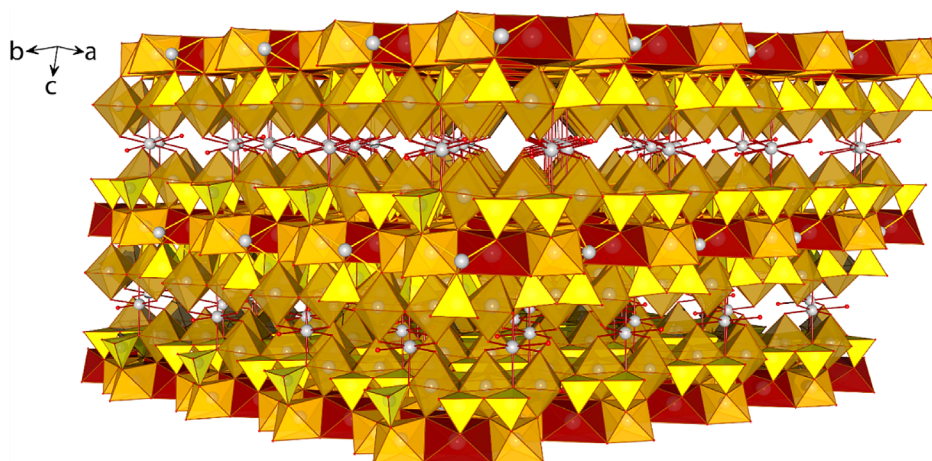
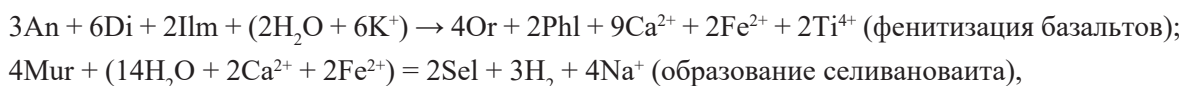


Рис. 3. Кристаллическая структура селивановаита. Серые шарики – частично заполненные позиции M^{O4} и A^{P1} , жёлтые тетраэдры – SiO_4 , бледно-коричневые октаэдры – M^{H1} , M^{H2} , M^{H3} , оранжевые октаэдры – M^{O1} , M^{O2} , красные октаэдры – M^{O3} .

Fig. 3. Crystal structure of selivanovait. Half-occupied M^{O4} and A^{P1} sites represented by grey spheres, SiO_4 tetrahedra are yellow, M^{H1} , M^{H2} , M^{H3} octahedra – pale brown, M^{O1} , M^{O2} – orange, M^{O3} – red.

только строением межслоевого I -пакета, но и расположением полиэдров в октаэдрическом O и гетерополиэдрических H слоях титаносиликатного HOH -пакета (рис. 4).

Трансформация мурманита в селивановаит, вероятно, происходила при переработке мурманитсодержащих эвдиалитовых лужавритов высококальциевыми растворами, сформировавшимися в ходе фенитизации оливиновых базальтов и их туфов (Korchak et al., 2011), обогащенных титаномагнетитом, ильменитом и рутилом (в пределах Аллуайвского участка Ловозёрского эвдиалитового месторождения обнаружено большое число таких ксенолитов с высокой степенью метасоматической переработки):



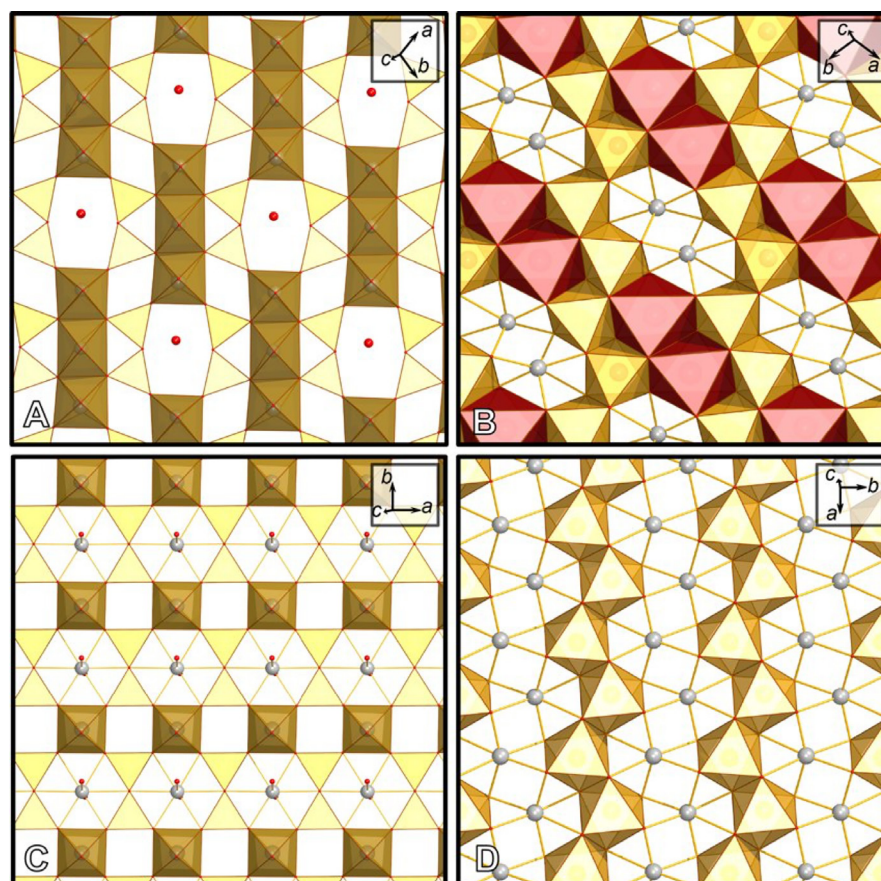


Рис. 4. Гетерополиэдрический H (A, C) и октаэдрический O (B, D) слои в кристаллических структурах селивановаита (A, B) и мурманита (C, D). Наполовину заселённые позиции M^{O4} и A^P1 показаны серыми шариками, SiO_4 -тетраэдры – жёлтые, M^{H1} , M^{H2} , M^{H3} октаэдры – бледно-коричневые, M^{O1} , M^{O2} октаэдры – оранжевые, M^{O3} октаэдры – красные.

Fig. 4. Structure of heteropolyhedral (H -sheet) (A, C) and octahedral (O -sheet) (B, D) layers in the crystal structure of selivanovaite (A, B) and murmanite (C, D). Half-occupied M^{O4} and A^P1 sites are represented by grey spheres, SiO_4 tetrahedra are in yellow, M^{H1} , M^{H2} , M^{H3} octahedra – pale brown, M^{O1} , M^{O2} – orange, M^{O3} – red.

где An – анортит, Di – диопсид, Ilm – ильменит, Mur – мурманит, $\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, Or – ортоклаз, Phl – флогопит, Sel – селивановаит, $\text{Na}_2\text{CaFeTi}_4\text{Si}_4\text{O}_{17}(\text{OH})_5 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Для трансформации мурманита в селивановаит одна половина позиций Na в его H -слое должна быть заменена на позиции Ti и Fe^{3+} , тогда как вторая половина должна стать вакантной. В результате такой перестройки, примыкающие к октаэдрическим полиэдрам кремнекислородные диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, разворачиваются относительно общей вершины. Для окончательного выяснения природы селивановаита планируются эксперименты по гидротермальному изменению мурманита под воздействием высококальциевых железистых растворов.

Исследования проводились в рамках научных тем ФИЦ КНЦ РАН 0226-2019-0009, 0226-2019-0051 и 0186-2019-0011 при финансовой поддержке Президиума РАН (Программы 35, 48), РФФ (грант 16-17-10173) и РФФИ (грант 18-29-12039).

Литература

1. Korchak Yu.A., Men'shikov Yu.P., Pakhomovskii Ya.A., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu. Trap Formation of the Kola Peninsula // *Petrology*. 2011. V. 19(1). С. 87–101.
2. Pakhomovsky Ya.A., Panikorovskii T.L., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Y., Mikhailova J.A., Krivovichev S.V., Bocharov V.N., Kalashnikov A.O. Selivanovaite, $\text{NaTi}_3(\text{Ti}, \text{Na}, \text{Fe}, \text{Mn})_4[(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, a new rock-forming mineral from the eudialyte-rich malignite of the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). *Eur. J. Mineral.* 2018. V. 30. P. 525–535. doi:10.1127/ejm/2018/0030-2740.

Россыпной технический гранат – новый вид минерального сырья Мурманской области

Петров С.В.^{1,5}, Казанов О.В.², Гончаров С.В.³, Бакаев Г.Ф.⁴, Бороздин А.П.⁵, Пославский С.В.⁶, Пестриков А.А.³, Кондратюк В.А.⁵, Шелухина Ю.С.^{1,5}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, petrov64@gmail.com

² Всероссийский институт минерального сырья, Москва

³ ООО «Инжиниринг минеральных ресурсов», Санкт-Петербург

⁴ ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», Мончегорск

⁵ ООО «Лаборатория изучения минерального сырья», Санкт-Петербург

⁶ ООО «РГ Минеральная компания», Санкт-Петербург

Аннотация. В последние десятилетия активно развиваются новые технологии обработки материалов, связанные с применением абразивных материалов. Особенно активно развивается метод гидроабразивной резки с применением гранатового абразива. В России разведано много коренных месторождений технического гранатового сырья, однако, практически все эти объекты не представляют промышленного интереса по экономическим причинам. В Мурманской области обнаружены новые крупные россыпные проявления гранатосодержащих песков, освоение которых может обеспечить страну высоколиквидным, стратегическим сырьем. В настоящее время в долинах рек Яурийоки и Лотта с разной степенью детальности изучается пять россыпей, общие ресурсы граната в которых оцениваются 8,25 млн т, а ресурсы попутного рутила – около 200 тыс. т. Россыпи технического граната сформировались за счет перемива гранатосодержащих моренных отложений (песчано-супесчаная морена) в условиях внутреннего моря (трансгрессия фолас), сформировавшегося после осташковского оледенения. Коренным источником минерала являются породы лапландского гранулитового пояса.

Ключевые слова: россыпные месторождения, технический гранат, абразив.

Placer technical garnet – a new type of mineral raw materials in the Murmansk region

Petrov S.V.^{1,5}, Kazanov O.V.², Goncharov S.V.³, Bakaev G.F.⁴, Borozdin A.P.⁵, PoslavskyS.V.⁶, Pestrikov A.A.³, Kondratyuk V.A.⁵, Shelukhina Yu.S.^{1,5}

¹ St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, petrov64@gmail.com

² All-Russian Institute of Mineral Resources, Moscow

³ LLC Engineering of Mineral Resources, St. Petersburg

⁴ PLC Central Kola Expedition, Monchegorsk

⁵ LLC Laboratory for the Study of Mineral Raw Materials, St. Petersburg

⁶ LLC «RG Mineral Company», St. Petersburg

Annotation. New material processing technologies associated with the use of abrasive materials have been actively developing in recent decades. The method of waterjet cutting with garnet abrasive has been developing particularly actively. In Russia, many primary deposits of technical garnet have been explored, however, almost none of these objects are of industrial interest for economic reasons. In the Murmansk region, new large placer deposits of garnet-containing sand have been discovered, the development of which can provide the country with highly liquid, strategic raw material. Currently, five placer deposits are explored in the valleys of the Yauriyoki and Lotta rivers, total garnet resources are estimated at 8.25 million tons, and associated rutile resources are about 200 thousand tons. The placer of technical garnet was formed due to the rewashing of garnet-containing moraine deposits (sandy-loamy moraine) in the conditions of the inland sea (the folas transgression) formed after the Ostashkov glaciation. The source of the mineral is the rocks of the Lapland granulite belt.

Key words: placer deposits, technical garnet, abrasive.

Введение

Гранат широко используется как абразивный материал (Hashish, 1984), в настоящее время добывается более 1.5 млн. тонн этого минерала, прежде всего из россыпных месторождений прибрежно-морского генезиса. Гранатовый абразив находит применение во многих отраслях, но главные области применения следующие:

– очистка поверхностей оборудования, сооружений и материалов струйными агрегатами (в 5-7 раз эффективней кварца, в 2-3.5 раза уменьшается расход материала по сравнению с кварцем, более равномерная обработка поверхностей с увеличением скорости обработки от 1.7 до 5 раз);

– очистка сточных и питьевых вод, вина, масел, нефтепродуктов от механических примесей; гранат обладает более высокой смачиваемостью и фильтрацией по сравнению с кварцем, а также более устойчив при рециклинге;

– гидроабразивная резка различных материалов (алюминий, медь, титан, броневые стали и прочие металлы и сплавы, камень, бетон, стекло, керамика и прочее) под большим давлением (4000 атм.) с помощью воды и гранатового абразивного песка без нагрева и с минимальной толщиной распила до 1 мм при толщине материала до 120 мм.

Среди прочих областей применения – традиционные абразивы, щадящие абразивы и пасты для шлифовки и полировки точной оптики, зеркал, кожи, бумаги, ценных пород дерева; инертный наполнитель, композит при работе с керамикой. Весьма перспективным является возможность применения гранатового концентрата как проппанта для повышения нефтеотдачи пластов в нефтедобывающей промышленности.

Россия является важным потребителем гранатового абразива, в стране работает более 1000 установок гидроабразивной резки, однако весь гранат закупается за рубежом (Австралия, Индия, ЮАР, Китай).

История исследований

В восточной части Мурманской области на территории Западных Кейв между оз. Сейявр и Сахарьёк еще в первой половине XX века выявлены пять крупнейших в мире комплексных кианитовых месторождений с суммарными запасами попутного технического граната в коренном залегании до глубины 20-50 м в количестве 2.7 млн. т. Однако из-за недоразвитости инфраструктуры эти месторождения пока не представляют промышленного интереса.

В начале 60-х гг., в западной части Мурманской области при проведении поисковых работ масштаба 1:25000 на молибден и другие редкие металлы обнаружены повышенные концентрации россыпного граната и рутила в рыхлых отложениях долины реки Юрийоки (М.И. Дубровский, 1963).

В 2002-2004 гг. ОАО ЦКЭ провела работы по поискам россыпей технического граната в Западной части Кольского полуострова (Т.В. Петряшова, 2005). На участке Явр (рис. 1), расположенном на правом берегу р. Юрийоки, в межгорной седловине г. Юовв-оайв и г. Учабю-оайв, подсчитаны прогнозные ресурсы граната и рутила:

– для флювиогляциальных песков объемом 5626 тыс. м³: граната – 1151 тыс. т и рутила – 22 тыс. т., при среднем содержании граната – 204 кг/м³, рутила – 3,9 кг/м³;

– для моренных отложений объемом 12684 тыс. м³: граната – 2112 тыс. т и рутила – 27 тыс. т., при среднем содержании граната – 166 кг/м³, рутила – 2.1 кг/м³;

В 2014 г сотрудниками ОАО ЦКЭ (О.В. Казанов) и ООО ЛИМС (С.В. Петров) были инициированы ревизионные работы на участке Явр с целью поиска объекта технического россыпного граната с промышленными перспективами.

Осенью 2014 г специалистами ОАО ЦКЭ было отобрано 5 проб ледниковых отложений участка Явр массой по 100 кг. Пробы проанализированы в ООО ЛИМС (С.В. Петров, В.А. Мельникова, 2016), где обнаружены высокие устойчивые содержания граната в песках. Среднее содержание граната в пробах составило 282 кг/м³, рутила – 6.2 кг/м³, циркона – 1.5 кг/м³. Получены кондиционные гранатовые концентраты (содержание минерала > 96 мас. %), а также попутные концентраты рутила и циркона.

В 2015-2016 гг. выполнен комплекс поисковых работ на участке, расположенном вдоль русла р. Кессемкуетскиййоки (левого притока р. Юриййоки), в результате которых оконтурена крупная россыпь гранатосодержащих песков Явр-2. Оценка ресурсов абразивного сырья этого объекта привела к следующим результатам (ресурсы рутила оценены в 54 тыс. тонн):

– в контуре запасов C_2 5022 тыс. м³ песков, содержащих 1129 тыс. т граната, при среднем содержании минерала – 225 кг/м³;

– в контуре прогнозных ресурсов P_1 4203 тыс. м³, содержащих 891 тыс. т граната, при среднем содержании минерала – 212 кг/м³.

Таким образом, суммарные ресурсы гранатового абразива в пределах двух проявлений (Явр и Явр-2) в верховьях р. Юриййоки составляют более 5,2 млн т, а ресурсы рутила – более 100 тыс. т.

Тождественность четвертичных отложений в приграничной зоне рек Юриййоки и Лотта позволила спрогнозировать россыпные проявления граната и в долине р.Лотта. В течение **2017-2018 гг.** поисковыми работами была выявлена целая серия россыпепроявлений в этой долине. Первые оценки ресурсного потенциала трёх выявленных россыпей составил более 15 млн. м³ песков. Ресурсы технического граната оставили (рис. 1): на проявлении Скайтварн 1548 тыс. т, Коллокоски – 723 тыс. т и на проявлении Мадсаш – 695 тыс. т. Содержание минерала в песках, аналогично месторождениям на р. Юриййоки, составило 250-285 кг/м³.

Геологическое строение

Коренные докембрийские породы, являющиеся источником поступления граната и рутила в россыпи, относятся к лапландскому комплексу гранулитов, представленного в данном случае подкомплексом метасоматических эндербитов состава: диоритов, кварцевых диоритов (δK_2^{21}), тоналитов, гнейсовидных гранулитоподобных мигматит-гранодиоритов гранатосодержащих ($\gamma\delta K_2^{21}$), плагиогранитов ($\rho\gamma K_2^{21}$). Подчиненную роль играет подкомплекс кислых гранулитов (gK_2^{21}), представленный метаморфо-метасоматическими гранат-кварц-полевошпатовыми и силлиманит-гранат-биотит-кварц-полевошпатовыми породами.

Эндербиты диоритового-плагиогранитного состава представляют собой неравномернозернистые породы, массивные, нечеткогнейсовидные, гнейсовидные, состоящие из плагиоклаза (40-90 %), ромбического пироксена (до 10-30 %), моноклинного пироксена (0-7 %), кварца (5-30 %), биотита (0-10 %) и бурой роговой обманки (0-10 %), из аксессуарных отмечаются апатит, циркон, титанит. Гранатовые мигматит-гранодиориты в состоят из плагиоклаза (30-80 %), кварца (30-70 %), граната (0-30 %), биотита (0-15 %), силлиманита (0-5 %), кордиерита (0-5 %) из аксессуарных здесь отмечаются рутил, апатит, циркон, титанит. В составе кислых гранулитов преобладают кварц (до 70 %), плагиоклаз (20-70 %), калиевый полевой шпат (5-50 %) и в зависимости разновидности они содержат до 10-20 % граната, первые проценты слюды, магнетита (титаномагнетита), рутила в качестве сагенитовых вростков в кварце, графита (от единичных чешуек до 1 %). Иногда в кислых гранулитах отмечаются линзовидные обособления гранатитов – это среднезернистые розовато-серые массивные породы, состоящие преимущественно из граната с характерной сиренево-розовый окраской.

Площадь района почти полностью перекрыта *четвертичными отложениями* (рис. 1). Из четвертичных образований в районе россыпепроявлений граната наибольшим распространением пользуются отложения неоплейстоцена (верхнее звено) и голоцена. Неоплейстоценовые образования представлены ледниковыми отложениями осташковского оледенения – моренными и флювиогляциальными отложениями, неоплейстоцен-голоценовые образования – аллювиальными, морскими, торфяно-болотными отложениями.

Моренные отложения ($g\Pi os$) практически сплошным чехлом перекрывают кристаллические породы фундамента и представлены супесчаной мореной (количество гравийно-галечного материала 10-60 %, валунов 10-30 %, в отдельных случаях до 50-70 %). Крупнообломочный материал средней степени окатанности и по своему составу в целом отвечает составу подстилающих пород. По данным шлихового опробования (в отчетах К.Д. Беляева, 1956 и Л.И. Увадьева, 1957) в моренных отложениях (в супесчаной составляющей моренных отложений) в пределах развития пород ла-



Рис. 1. Схема распространения четвертичных отложений на западе Мурманской области. Цифрами показаны обнаруженные россыпепроявления: 1 – Явр; 2 – Явр-2; 3 – Скайтварн; 4 – Коллокоски; 5 – Мадсаш. Фрагмент карты с сайта <https://map.mineral.ru>.

Fig. 1. The distribution scheme of the Quaternary sediments in the west of the Murmansk region. The numbers show alluvial detections: 1 – Yavr; 2 – Yavr-2; 3 – Skytevarn; 4 – Kolloskoski; 5 – Madsash. Fragment of the map from <https://map.mineral.ru>

пландского гранулитового комплекса повсеместно присутствует гранат. Достоверных количественных определений содержания граната в моренных отложениях непосредственно в пределах участка на данный момент нет. По аналогии с данными шлихового опробования моренных отложений по шурфам, выполненных на р. Яурийоки (М.И. Дубровский, 1963), содержание граната в них оценивается в среднем около 4 %. Средняя мощность отложений 2.5-3 м.

Водно-ледниковые отложения (fIIIos) формируют, в основном, гряды протяженностью от сотен м до 1-2 км и высотой до 15-20 м, расположенные в долинах ручьев и пониженных частях рельефа. Они залегают непосредственно на моренных отложениях, хотя иногда отмечаются и внутри них. Породы представлены валунно-галечно-гравийно-песчаным материалом (содержание крупнообломочного материала до 20-60 %). Обломочный материал от слабо- до окатанного. Песчаная фракция средне-мелкозернистая, характеризуется грубой сортировкой по крупности, слоистость параллельная, редко пересекающаяся, наклоненная по склонам гряд. Учитывая низкую степень сортировки песчаного материала, не стоит ожидать сколько-нибудь существенной концентрации граната относительно моренных отложений, о чем свидетельствует минералогический анализ единичных проб. Вероятно, среднее содержание граната в водно-ледниковых отложениях будет составлять до 10 %.

Морские отложения (mIIIos-H) отмечаются вдоль русла р. Лотта полосой шириной до 1-2 км (редко до 3 км), перекрывая моренные и, возможно, водно-ледниковые отложения. Верхняя граница распространения морских отложений в пределах участка оценивается порядка 120-130 м. В целом разрез морских отложений снизу вверх выглядит следующим образом (с учётом материалов А.А. Никонова, 1960).

В подошве морских отложений залегают глины (суглинки) синеватого (синевато-серого) цвета с тонкой параллельной горизонтальной слоистостью. Гранат в них не отмечается. Иногда в синевато-

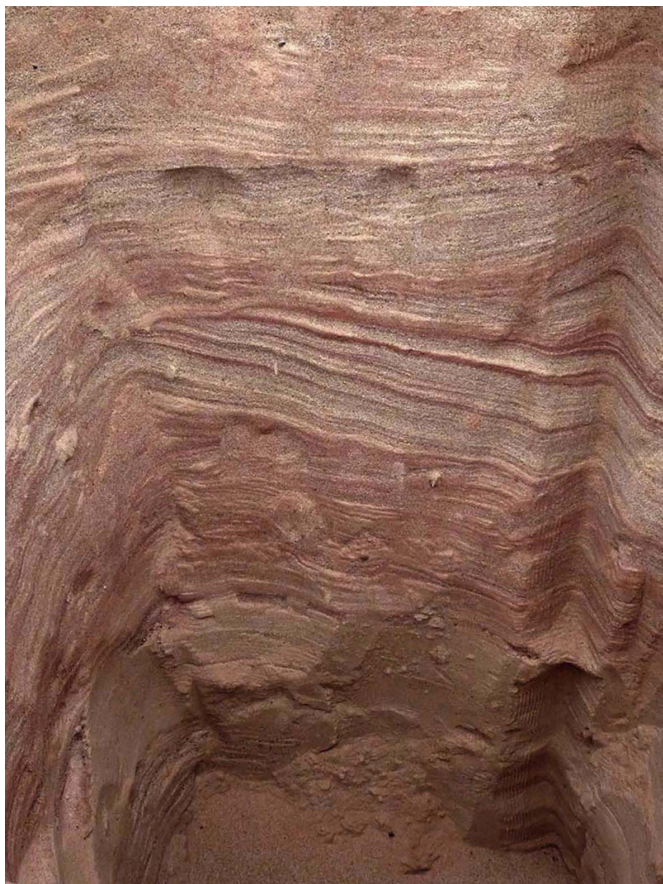


Рис. 2. Слоистость в продуктивных песках, обусловленная отложением граната. Россыпь Скайтварн, р. Лотта, шурф 1.5×1.5×2.2 м.

Fig. 2. Layering in productive sands caused by garnet deposition. Placer Skytevarn, riv. Lotta, prospecting pit 1.5×1.5×2.2 m.

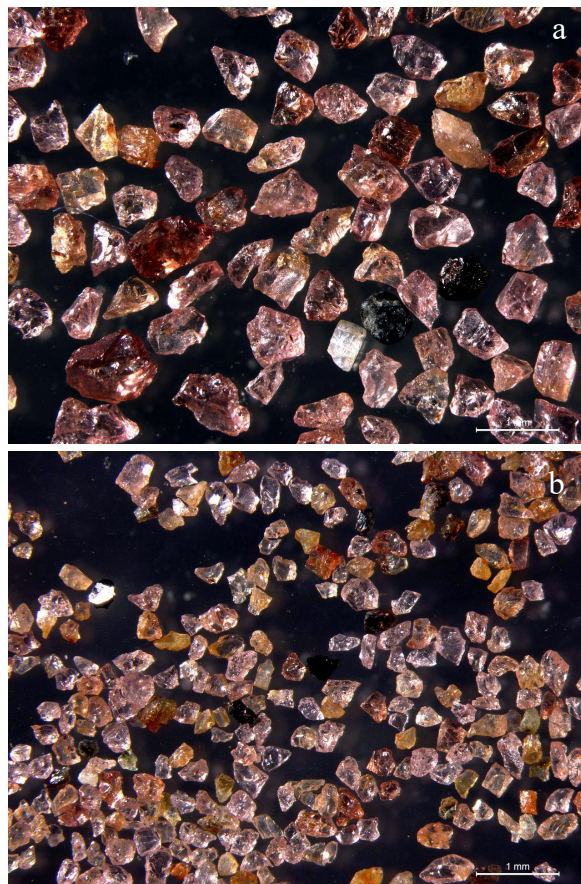


Рис. 3. Гранат россыпи Явр-2, а – фракция -0.8+0.5 мм, б – фракция -0.315+0.18 мм.

Fig. 3. Placer garnet of the Yavr-2 deposit, a – fraction -0.8+0.5 mm, b -0.315+0.18 mm

ватых глинах отмечаются трещины усыхания, выполненные коричневыми суглинками. Мощность глин составляет до 5-6 м в депрессиях. В целом мощность этого горизонта возрастает в направлении устья р. Лотта. Отложения этого горизонта относят к образованиям приледникового бассейна.

Следующий горизонт (отложения трансгрессии португалий) сложен супесями зеленовато-серого, зеленовато-коричневого цвета с тонкой горизонтальной слоистостью. Отмечаются прослои песков тонкозернистых и суглинков зеленовато-коричневых. Гранат в супесях не отмечается, но в прослоях песков вероятно присутствует. Мощность горизонта супесей составляет до 3.5 м (максимальные мощности приурочены к депрессиям). В горизонтах глин и супесей отмечаются разрывные микронарушения с амплитудой до 20-40 см. Плоскости сместителя заполнены песком из перекрывающих песчаных отложений, а в самих песках отмечаются зоны смятия оползневой типа. По кровле горизонта супесей иногда отмечается ожелезнение и единичная галька.

Верхний горизонт морских отложений (отложения трансгрессии фолас) сложен песками мелкозернистыми (изредка до средне-крупнозернистых, редко с незначительным количеством гравия) желтовато-коричневого цвета с прослоями супесей (алевритов?) мощностью до 3.5 м. В песках отмечается косая, волнистая, параллельная горизонтальная слоистость по зерновому составу и плотности минералов. Мощность отдельных прослоев 1-5 мм. В песках присутствуют высокие концентрации граната, что иллюстрируется описанием разрезов по горным выработкам (рис. 2, 3). Ориентируясь на данные шлихового опробования по шурфам в долине рек Яурийоки и Лотта содержание граната в морских песках можно оценить в диапазоне 10-25 % мас. Мощность горизонта песков от первых метров до 10-15 м в пляжевых грядах. Последние отмечаются среди полей развития

морских отложений представляющих собой выположенную поверхность прорезанную водотоками; гряды ориентированы вдоль русла крупных рек и, вероятно, заложены на месте развития моренных и водно-ледниковых гряд. В долине р. Яурийоки мощность гранатсодержащих песков оценивается 1.6-9 м, составляя в среднем 4.4 м.

Аллювиальные отложения (аШос-Н) картируются узкой полосой вдоль русла реки Лотта и представлены гранатсодержащими песками и валунно-галечно-гравийно-песчаными отложениями, в зависимости от того какие породы размывались, моренные отложения или морские. Болотные отложения (рН), представлены торфяниками (ориентировочно мощностью до 1 м). Отмечаются вдоль русел ручьев, на пониженных участках рельефа. Залегают на моренных и морских отложениях.

Геологическая модель объекта

Россыпь технического граната сформировалась за счет перемива гранатсодержащих моренных отложений (песчано-супесчаная морена) в условиях внутреннего моря (трансгрессия фолас), сформировавшегося после осташковского оледенения на месте оз. Нотозеро (ныне Верхнетулумское водохранилище).

Формирование россыпи происходило в условиях эстуария (в современном рельефе представлен долиной реки Лотты) береговая линия которого, в условиях низкогорного рельефа изобиловала островами, отмелями и заливами, что усложняло гидродинамическую обстановку в зоне формирования россыпи и соответственно приводило к усложнению ее геологического строения. Основная масса гранатовой минерализации приурочена к верхней части разреза морских отложений, сложенной мелкозернистыми песками с прослоями супесей и алевритов и перекрывается только почвенно-растительным слоем. На возвышенных участках (моренные гряды) гранатовые пески залегают на моренных и водно-ледниковых отложениях, а в депрессиях – на горизонтах супесей (с прослоями песков) и суглинков (морские отложения трансгрессии портландий и приледникового бассейна). Россыпи представляют собой пластообразную субгоризонтальную залежь мощностью от первых метров до 10-15 м в пляжевых грядах, ориентированных вдоль современного русла р. Лотта и сформировавшихся на месте моренных и водно-ледниковых гряд. Верхняя граница распространения морских отложений, составляет, ориентировочно, от 100 м на востоке (нижнее течение р. Лотта) до 130 м в пределах лицензионного участка. Подобное изменение высотных отметок границы распространения морских отложений ряд исследователей связывает с неотектоническими движениями. Ожидаемая протяженность россыпей по простиранию 1.5-4 км при ширине 500-1000 м.

Гранат

Состав минерала отвечает изоморфному ряду альмандин (52 %) – пироп (42 %) – гроссулярового (6 %) (рис. 3). Установлены две разновидности: розовато-фиолетовая и оранжево-желтая. Гранат обладает парамагнитными свойствами и извлекается в слабомагнитную фракцию, вместе с гранатом извлекаются амфиболы, пироксены и ильменит. Окатанность зерен весьма слабая (1-2 балла), максимальные размеры свободных частиц граната в пробах достигают 2-3 мм, а во фракции $-0.4+0.2$ мм содержится почти 75 % граната, а во фракции $-0.5+0.14$ мм – более 90 % минерала. Средневзвешенный размер зерна песка в пробах составляет от 0.39 мм до 0.49 мм. Отмечается увеличение зернистости песка прямопропорционально росту содержания граната (коэффициент корреляции 0.68). Прямые испытания гидроабразивной резки граната (россыпь Явр-2) продемонстрировали превосходные характеристики, как по скорости резки различных материалов, так и по качеству отрезанной поверхности.

Выводы

Анализ геологических данных о россыпепроявлениях технического граната в долинах рек Яурийоки и Лотта позволяет предполагать наличие в Мурманской области новых крупных месторождений этого сырья. Данные объекты могут полностью обеспечить ценным стратегическим сырьем предприятия Российской Федерации и быть конкурентными на международном рынке.

Литература

1. Беляев К.Д. Отчет Яврозерской партии о работах в бассейнах рек Лоты, Явр, Кацким в 1955г. (Печенгском и Кольском районах Мурманской области). СЗГУ ККЭ. Апатиты. 1956. Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО». Инв. № 342.
2. Дубровский М.И. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на молибден и другие редкие металлы проведенных в 1961-1962 гг. в Печенгском р-не Мурманской обл. СЗГУ. Ленинград. 1963. Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО». Инв. № 510.
3. Мельникова В.А. Особенности технологической оценки гранатового сырья. Магистерская диссертация. Институт наук о Земле. СПбГУ. 2016.
4. Никонов А.А. Закономерности формирования четвертичных (антропогенных) образований на западе Кольского п-ова (бассейн р Лотты). ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 1960. Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО». Инв. № 686.
5. Петряшова Т.В. Информационный отчет о результатах поисков россыпей технического граната в западной и центральной частях Кольского полуострова (участки Явр, Гора Лысая, Пулозеро) в 2001-2004 гг. ОАО «ЦКЭ». Мончегорск. 2005. Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО». Инв. № 6243.
6. Увадьев Л.И. Отчет о поисково-съёмочных работах, проведенных Верхне-Лоттинской партией в районе озер Вуернис-яур и Мадсаш-яур в 1956 г. СЗГУ ККЭ. Апатиты. 1957. Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО». Инв. № 561.
7. Hashish M. A modeling study of metal cutting with abrasive waterjets //J. Eng. Mater. Technol. 1984. V. 106. P. 88–100.

Каналы дислокаций на поверхности кристаллов (по данным АСМ)

Пискунова Н.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, piskunova@geo.komisc.ru

Аннотация. В статье представлены результаты исследования с помощью *in-situ* атомно-силовой микроскопии (АСМ) дислокационных спиралей и наноразмерных выходов полых каналов. Показано как форма канала сложной дислокации зависит от расположения выходов слагающих ее одиночных дислокаций. Получены *ex-situ* изображения дислокационных каналов и холмиков роста на внутренних стенках включений кристаллов горного хрусталя (м. Желанное, Приполярный Урал, Россия) и фенакита (Изумрудные копи, Средний Урал, Россия). Доказано, что дислокационные каналы, а также их скопления не могут быть причиной утечки растворов из флюидных включений в природе и в ходе термобарогеохимических исследований.

Ключевые слова: атомно-силовая микроскопия, рост кристаллов, дислокационный холмик, выходы каналов дислокаций, кварц, фенакит, флюидные включения.

Dislocation channels on the crystal surface (according to AFM data)

Piskunova N.N.

Institute of Geology of the Komi SC UrD RAS, Syktyvkar, Russia, piskunova@geo.komisc.ru

Abstract. Presented here are the results of our *in situ* atomic-force microscopy (AFM) investigations of the dislocation spirals and spouts of its hollow channels at the nanoscale. We show how the form of a complex dislocation channel depends on the interposition of the single dislocation channels. The *ex-situ* images of the spouts of dislocation channels and dislocation growth hillocks on the inner walls of inclusions of rock crystal crystals (M. Zhelannoe, Subpolar Urals, Russia) and phenakite (Emerald mines, Middle Urals, Russia) have been obtained. It has been proven that dislocation channels, as well as their accumulations, cannot be the cause of the extrusion of the solution through dislocation's channels both in nature and during thermobarogeochemical studies.

Key words: atomic-force microscopy, crystal growth, dislocation hillock, dislocation channel spouts, quartz, phenakite, fluid inclusions.

Введение

Дислокационные холмики на поверхности природных и синтетических кристаллов являются основными источниками ступеней, за счет которых растет кристаллическая поверхность и которые позволяют кристаллу расти даже в условиях весьма низких значений пересыщения. В работе (Sabreger, Levine, 1956) впервые теоретически показано, что дислокация в кристалле должна иметь полое ядро, и возможно, выход канала на кристаллическую поверхность тоже может быть в виде отверстия. Вскоре после этого появились экспериментальные наблюдения полых каналов, венчающих дислокационные холмики на кристаллах (Amelinckx, Strumane 1959; Sunagawa, Bennema, 1981; Bennema, 1983). Введение в 1990-х годах в практику ростовых наблюдений атомно-силовой микроскопии (АСМ) позволило исследователям получить изображения дислокационных каналов на поверхности в масштабах элементарной ячейки, в том числе непосредственно в растворе (Yogo et al., 1997; Heydemann et al., 1998; Kuznetsov et al., 1999; Н. Рашкович, 2001). Сканирование в АСМ происходит заостренной иглой, что позволяет сделать профильный разрез рельефа и доказать, что канал действительно полый, а не является результатом искусственного изменения контрастности. Несмотря на такие возможности, исследования в этой области по некоторым причинам не теряют своей актуальности. Во-первых, круг кристаллов для таких наблюдений ограничивается органическими веществами, которые имеют крупные строительные единицы. Кроме того, растворы должны быть полностью прозрачными, ведь через них проходит лазерный луч, отклонения которого считаются в процессе сканирования. Важной причиной является также малая изученность поверхности природных кристаллов с точки зрения наноразмерных ростовых процессов. В настоящей ра-

боте приведены результаты исследования с помощью АСМ наноразмерных морфологических особенностей рельефа в области выхода дислокационных каналов на поверхность кристаллов различного происхождения.

Методика исследования

Исследования проводились на оборудовании ЦКП «Геонаука» (Сыктывкар), использовался атомно-силовой микроскоп Ntegra Prima (NT-MDT, Россия) и стандартные кремниевые кантилеверы (NanoProbe, Великобритания) с радиусом закругления кончика 5 нм. Модельные кристаллы диоксида (гидроксиметихиноксалиндиоксида $C_{10}H_{10}N_2O_4$) для *in-situ* наблюдения процессов роста и растворения выращивались непосредственно в жидкостной ячейке микроскопа. Диоксидин кристаллизуется в моноклинной сингонии, образуя в основном таблитчатые кристаллы. Съёмки проводились в режимах прерывистого и полного контакта острия с поверхностью. К полученным изображениям применялись стандартные методы их обработки, включая профильные разрезы.

Часть *ex-situ* изображений получена на внутренних стенках флюидных включений в природных кварце (месторождение Желанное, Приполярный Урал, Россия) и фенаките (Изумрудные копи, Средний Урал, Россия). После вырезания из кристалла пластинки шлифовались, образцы выдерживались в ультразвуковой ванне для очистки от солей и обломков. После шлифовки внутренние стенки частично вскрытых флюидных включений были изучены с помощью АСМ.

Результаты и их обсуждение

Получены последовательные изображения растворения и роста на грани (100) кристалла диоксида на дислокационных спиралях различных типов. Установлено, что рост и растворение на винтовых дислокациях на данной грани происходит в основном за счет распространения элементарных ростовых слоев. Высота их составляет 8,8 ангстрем, что равно параметру a элементарной ячейки, и равно одному из размеров молекулы $C_{10}H_{10}N_2O_4$. Известно, что диаметр канала дислокационного источника пропорционален квадрату числа испускаемых источником ступеней (Yoreo et al., 1997). Это определяет тот факт, что диаметр канала источника на диоксидине, образованного одной или двумя ступенями, составляет первые десятки нанометров. Такие каналы имеют форму ровного круга. Так как полые дислокационные каналы образуются из-за того, что ступень вынуждена «обходить» точку выхода на поверхность кристалла винтовой дислокации, то форма каналов на сложных источниках зависит от взаимного расположения выходов одиночных дислокаций одного знака. При этом могут образовываться выходы каналов самых причудливых форм (рис. 1).

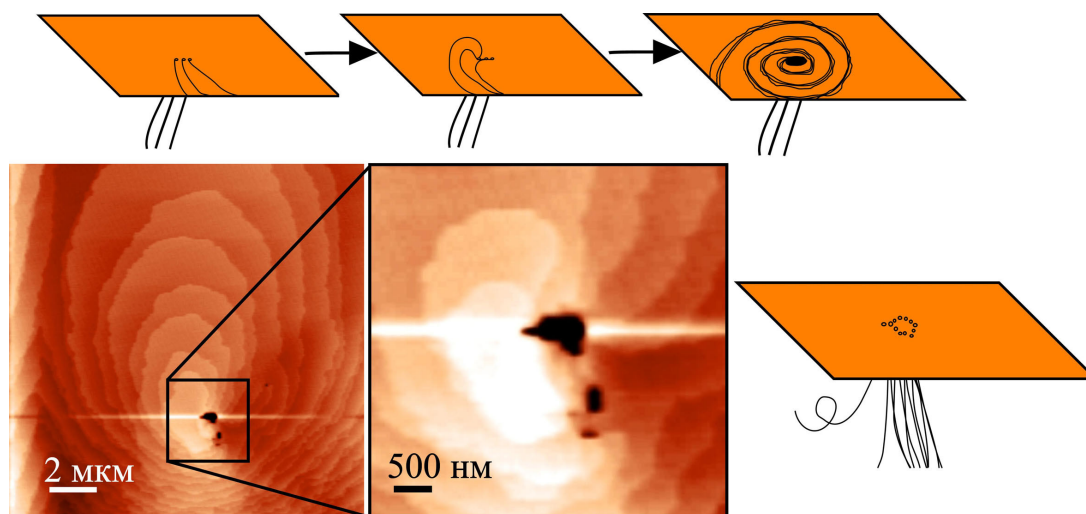


Рис. 1. АСМ–изображение полого канала на вершине сложного дислокационного источника. Показан механизм, по которому происходит объединение выходов нескольких дислокаций одного знака в один канал.

Fig. 1. AFM image of a surface of a model crystal, showing a spout of hollow core a complex dislocation source. It shows the mechanism for combining the spouts of several dislocations of the same sign.

Каналы на поверхности природных кристаллов

Изучение граней природных кристаллов с помощью сканирующей зондовой микроскопии сопряжены с множеством трудностей и нешироко представлены в литературе. Недостаток питания на финальном этапе приводит к неравномерности снабжения поверхности строительными единицами, еще большему укрупнению выдающихся аксессуаров роста и отставанию от них гладких участков. Кроме этого, на природных кристаллах часто имеется механические потертости, растворенные участки, а также пленки гетерогенных примесей, все это делает природные грани малоинформативными для изучения в наноразмерном масштабе. Нами получены некоторые свидетельства послойного дислокационного роста на природных кристаллах. Полые каналы наноразмерной ширины на вершинах холмиков в таких исследованиях встречаются крайне редко. Большей частью на АСМ-изображениях фиксируется результат частичного растворения поверхности в области канала. Поэтому диаметр канала простой дислокации, испускающей одиночную ступень, может оказаться микрометровым.

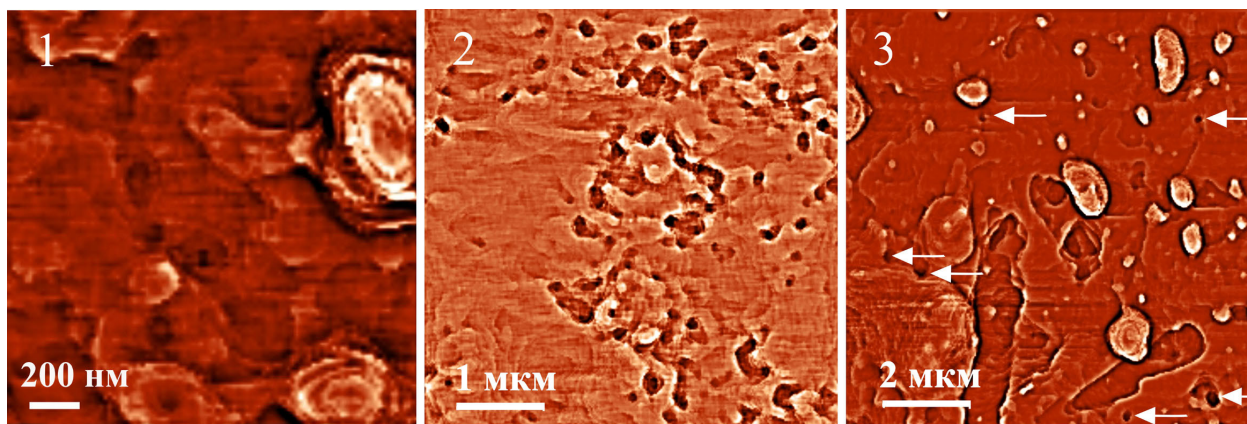


Рис. 2. 1 – холмик, выросший на внутренней стенке флюидного включения в кварце, в центре которого виден полый канал маленького диаметра; 2 – участок включения в кварце, содержащий большое скопление дислокационных выходов; 3 – внутренняя поверхность включения в фенаките, с холмиками и выходами каналов (показаны стрелками).

Fig. 2. 1 – growth hillocks on the inner surfaces of fluid inclusions in a quartz crystal, with the hollow channel of small diameter in the center; 2 – area of the fluid inclusion in a quartz with the multiple dislocation spouts; 3 – growth hillocks and hollow channels on the inner surfaces of fluid inclusions in a phenakite crystal (shown by arrows).

Предполагая, что аксессуары роста на стенках флюидных включений внутри кристаллов могли сохранить тонкую структуру своей поверхности, мы провели изучение полувскрытых включений в нескольких кристаллах кварца и фенакита (рис. 2). Обнаруженные нами на этих поверхностях холмики являются классическими дислокационными холмиками роста, нарастающими по известному механизму Франка, они имеют спиральное строение и полый канал на вершине (рис. 2.1). Данные холмики выросли из вещества законсервированного внутри флюидных включений.

Кроме этого, на отдельных участках стенок флюидных включений в горном хрустале и фенаките обнаружены фигуры глубокого черного цвета размером от 50 до 250 нм, которые также представляют собой выходы дислокаций (рис. 2.2). Вещество из раствора внутри включений откладывалось не только на холмики, но и на торцы имевшихся ступеней, на пути которых были полые каналы. Из-за энергетических причин, ступень не может подойти к самому краю глубокого отверстия, останавливаясь раньше. В результате дальнейшего флуктуирования (наступления-отступления) ступени происходит огибание канала-препятствия, иногда объединение пойм нескольких соседних каналов, что визуально увеличивает диаметр канала. В области канала дислокация характеризуется лишней энергией, которая суммируется из энергии оборванных либо искаженных связей в ядре дислокации и энергии упругих напряжений вокруг дислокаций, поэтому он сам редко зарастает при росте.

Причин формирования флюидных включений в природе может быть множество (Плечов, 2014), среди основных исследователи называют локальное уменьшение или увеличение величины пересыщения и возникновение из-за этого градиента концентрации перед фронтом роста. При этом происходит искривление торцов кинематических волн и истинных макроступеней, на них образуются зубцы и нависание, затем смыкание грота с захватом включения (Чернов, 1987). Результаты наших *in-situ* исследований позволяют утверждать, что такое большое скопление дислокационных выходов как на рисунке 2.2, могло само вызвать появление изученного нами флюидного включения. Нами показано, что если перед фронтом роста макроступени в качестве препятствия оказывается выход даже единичной дислокации, это всегда вызывает торможение макроступени (Пискунова, 2012). Таким образом, в месте выхода нескольких близкорасположенных каналов с большой вероятностью возникает объемный дефект.

Вытекание раствора флюидных включений через каналы

При диаметре 50-250 нм, дислокационные каналы в кварце бывают очень протяженными – десятки и больше миллиметров. Может ли раствор, находящийся внутри флюидного включения продавливаться (Hall, Sterner, 1993; Bakker, Jansen, 1994) через такие каналы? В частности, происходит ли незаметное вытекание раствора в тонкой пластинке при термобарогеохимических исследованиях, приводя тем самым к снижению давления и повышению температуры гомогенизации?

Используя формулу Хагена-Пуазейля (капиллярная модель протекания), получим количество жидкости Q , протекающей через капилляр диаметра d в ед. времени:

$$Q = \frac{\pi \Delta p d^4}{16 \eta \Delta L},$$

где Δp – разность давлений на концах капилляра (Па), L – длина капилляра, η – вязкость ($2 \cdot 10^3$ Па·с). Таким образом, что для того, чтобы через капилляр длиной $5 \cdot 10^{-4}$ м и диаметром 100 нм вытекло несколько миллилитров жидкости, необходимо приложить давление, на тридцать порядков выше атмосферного. Данная формула не учитывает то, какое значение приобретает сила поверхностного натяжения в наноразмерных масштабах. Мнения исследователей (Сдобняков, Самсонов, 2003) по этому вопросу расходятся, однако в случае флюидных включений можно предположить, что наноразмерные эффекты поверхностного натяжения еще более затрудняют вытекание растворов из включений.

Если имеется не единичный канал, а скопление каналов, то по фрактальной модели (Тихомиров и др., 2011), в основе которой лежит уравнение Пуазейля, переход от состояния герметичности к протеканию наступает при превышении порогового значения концентрации пор, равного отношению объема пор к объему образца с порами. АСМ дает очень высокую точность подобных расчетов, так для участка поверхности, отмеченного стрелкой на рисунке 7 с большим количеством видимых пор, значение концентрации составляет всего 0.1727, что минимум в два раза меньше порогового, рассчитанного в работе (Тихомиров и др., 2011). Необходимо отметить, что описанная модель оценивает протекание (просачивание) через пористые материалы как через соединение инженерных поверхностей, но также не учитывает наноразмерные эффекты поверхностного натяжения. Таким образом, мы считаем, что дислокационные каналы, в том числе их массовые скопления не могут быть причиной утечки растворов из флюидных включений в природе и в ходе термобарогеохимических исследований. Этот вывод согласуется с результатами экспериментов в работе (Смирнов и др., 2011), авторы которой считают основными причинами утечки растворов наличие трехмерных дефектов кристаллической структуры, таких как открытые и залеченные трещины.

Заключение

По данным АСМ установлено, что одним из основных факторов, влияющих на формирование реальной картины строения и эволюции поверхности на наноуровне, являются особенности рельефа дислокационных холмиков, их взаимодействие друг с другом и со ступенями. Визуализированы наноразмерные выходы полых каналов на вершинах холмиков, показано как форма выхода канала

сложной дислокации зависит от расположения каналов слагающих ее одиночных дислокаций. Получены *ex-situ* изображения выходов дислокационных каналов и дислокационных холмиков роста на внутренних стенках включений кристаллов горного хрусталя (м. Желанное, Приполярный Урал, Россия) и фенакита (Изумрудные копи, Средний Урал, Россия). Доказано, что дислокационные каналы, а также их скопления не могут быть причиной утечки растворов из флюидных включений в природе и при термобарогеохимических исследованиях. Установлено, что, скопления выходов дислокационных каналов, обнаруженные на АСМ-изображениях стенок флюидных включений, могут являться главной причиной появления самих этих включений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (19-05-00460) и Программы фундаментальных научных исследований УрО РАН № 18-5-5-44.

Литература

1. Cabrera N., Levine M.M. On the dislocation theory of evaporation of crystals // *Phil. Mag.* 1956. V. 1. P. 450.
2. Amelinckx S., Strumane G. A growth or dissolution mechanism. Hollow cores will High Temperature Semiconductor / In: *Silicon Carbide*. A. Boston. 1959. P. 162.
3. Sunagawa, I., Bennema, P. Observations of the influence of stress fields on the shape of growth and dissolution spirals // *J. of Cryst. Growth*. 1981. V. 53. P. 490–504.
4. Bennema P. Science of Crystal Growth: Rough or Flat Surfaces; Formation and Movement of Steps in Relation to Surface Mobilities and Defects / In: *Surface Mobilities on Solid Materials. Fundamental Concepts and Applications*. Ed. Vu Thien Binh. Springer. Boston. MA. 1983. P. 275–340.
5. De Yoreo J.J., Land T.A., Lee J.D. Limits on surface vicinality and growth rate due to hollow dislocation cores on KDP{101} // *Physical Review Letters*. 1997. V. 78(23). P. 4462–4465.
6. V.D. Heydemann, E.K. Sanchez, G.S. Rohrer, M. Skowronski. The structural evolution of Lely seeds during the initial stages of sic sublimation growth // *Mat. Res. Soc. Symp. Proc.* 1998. V. 483. P. 295–298.
7. Kuznetsov Y.G., Malkin A.J., Mcpherson A. AFM studies of the nucleation and growth mechanisms of macromolecular crystals // *Journal of Crystal Growth*. 1999. V. 196(2–4). P. 489–502.
8. Рашкович Л.Н. Атомно-силовая микроскопия процессов роста кристаллов в растворе // *Соросовский образовательный журнал*. 2001. Т. 7. № 10. С. 102–108.
9. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. Москва. Изд-во: «КДУ». 2014. 268 с.
10. Чернов А. А. Элементарные процессы роста кристаллов из растворов // *УФН*. 1987. № 153. С. 678–681.
11. Пискунова Н.Н. Роль дефектов в процессах роста и растворения кристаллов (по данным атомно-силовой микроскопии) // *Научные основы синтеза минералов и новых материалов (под ред. академика А.М. Асхабова)*. Сыктывкар. Изд-во: Геопринт. 2012. С. 89–104.
12. Hall D.L., Sterner S.M. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions // *Contr. Miner. Petrol.* 1993. V. 114. P. 489–500.
13. Bakker R.J., Jansen J. B.H. A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 116 (1–2). P. 7–20.
14. Сдобняков Н.Ю., Самсонов В.М. Исследование размерной зависимости поверхностного натяжения твердых наночастиц на основе термодинамической теории возмущений. // *Известия ВУЗов: Химия и химическая технология*. 2003. № 46 (5). С. 90–94.
15. Тихомиров В.П., Горленко О.А., Измеров М.А. Протекание через фрактальную пористую среду // *Известия Самарского научного центра Российской академии наук*. 2011. № 13 (4). С. 879–883.
16. Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D₂O при 650 °С и 3 кбар // *Геология и геофизика*. 2011. № 52 (5). С. 690–703.

Гипотетическая позднекарельская тектоника юго-восточной части Кольского полуострова

Подурушин В.Ф.

РГУНГ им. И.М. Губкина, Москва, vfp53@mail.ru

Аннотация. В статье излагается авторская гипотеза, основанная на рассмотрении современного рельефа Кольского региона и контуров окружающих его морских бассейнов. Предполагается, что в конце позднекарельской эры за счет плавления нижней коры и гранитизации средней-низов верхней коры образовалась Восточно-Кольская кольцевая структура. Очаг плавления был связан с растяжением пассивной окраины формирующегося континента Балтия. Монолитная кора кольцевой структуры ограничивала развитие рифейского и палеозойского рифтогенеза и магматизма, а в позднем кайнозое определила конфигурацию Кольского полуострова, Белого моря и мощность четвертичных отложений.

Ключевые слова: тектоника, поздний карелий, Восточно-Кольская кольцевая структура, Балтия, рифей, рифтогенез, Белое море, неотектоника.

Hypothetical Late Karelian tectonics of the South-Eastern part of Kola Peninsula

Podurushin V.F.

Gubkin Russian State University of Oil and Gas, Moscow, vfp53@mail.ru

Abstract. The article presents the author's hypothesis based on the consideration of the modern relief of the Kola region and the contours of the surrounding sea basins. It is assumed that the East Kola ring structure formed at the end of the late Karelian era due to the melting of the lower crust and granitization of the middle-lower upper crust. The melting hearth was associated with the stretching of the growing Baltica continent passive margin. The ring structure monolithic crust limited the development of the Riphean and Paleozoic rifts and magmatism. In Late Cenozoic it determined the White Sea configuration and the Quaternary sediments thickness.

Key words: tectonics, Late Karelian, East Kola ring structure, Baltica, Riphean rifts, Paleozoic magmatism, White Sea, neotectonics.

На космических снимках и географических картах Кольского полуострова отчетливо видна почти правильная полукруглая форма его юго-восточного побережья в Горле и Воронке Белого моря. Далее эта дуга выходит на сушу и продолжается на юго-западе по нижнему течению р. Варзуга, на западе и северо-западе – по водоразделу, с одной стороны которого реки текут на северо-восток (Воронья, Лица), с другой – на восток и юго-восток (Июканга, Поной, Варзуга). Судя по геоморфологическим признакам, на севере описываемая дуга срезается субширотным разломом, определяющим также северные границы Хибинского и Ловозерского щелочных массивов и изгиб всей Хибино-Контозерской дизъюнктивной зоны. Таким образом, по гидролого-геоморфологическим признакам вырисовывается кольцевая структура (КС) диаметром около 230 км, которая ниже называется Восточно-Кольской (рис. 1). Ее существование подтверждается рельефом поверхности коренных пород и мощностью четвертичных отложений в акватории пролива Горло и на прилегающей территории. Дневная поверхность Восточно-Кольской КС имеет общий наклон к юго-востоку; диаметр, совпадающий с линией падения, проходит по долине верхнего-среднего течения р. Поной и по р. Снежница до одноименной губы Белого моря. Ранее фрагментарные дугообразные сбросы в проливе Горло уже изображались некоторыми авторами (Балуев и др., 2000).

Указанная территория образует ядро КС, которое обрамляется двумя нечетко выраженными дугообразными фрагментами внешней зоны в Горле-Воронке Белого моря и в междуречье Варзуги и Умбы. Скорее всего, внешняя зона отражает пассивную реакцию обрамления на тектоническое воздействие ядра структуры. Для ее более подробной характеристики материалов недостаточно, поэтому в дальнейшем изложении она не рассматривается, а под термином «кольцевая структура» подразумевается только ядро.

Мощность «гранулитно-базитового» мегаслоя коры КС редуцирована, «гранитно-метаморфический» мегаслой аномально утолщен (Государственная..., 2001). По расчетным данным В.Н. Глазнева (Глазнев, 2003), кольцевая структура на срезе -10 км отчетливо выделяется на окружающем фоне снижением плотности с 2.7-2.8 г/см³ до 2.6-2.7 г/см³. На глубине 22 км ей, наоборот, отвечает повышение плотности до 2.9-3.0 г/см³ по сравнению с расположенными западнее кристаллическими массивами (2.8-2.9 г/см³). В подошве «гранулитно-базитового» мегаслоя коры КС фиксируется увеличение скорости сейсмических волн, которое относительно быстро исчезает вниз и более постепенно – вверх по разрезу (Глазнев, 2003).

Перечисленные свойства Восточно-Кольской структуры позволяют предполагать в качестве механизма ее формирования частичное плавление «гранулитно-базитового» мегаслоя. Образовавшиеся при этом легкоплавкие и легкие сиалические выплавки поднимались вверх по разрывным нарушениям, очевидно, находившимся в тот период в состоянии растяжения. В результате произошла гранитизация кровли «гранулитно-базитов», а также прилегающей части «гранитно-метаморфического» мегаслоя. Возможно, апикальная часть этого магматического ареала выведена на поверхность в виде Стрельнинского гранитного массива, сформировавшегося при анатексисе на глубине свыше 5-7 км из водонасыщенных расплавов при температуре 340-700 °С (Государственная..., 2001). Под совокупным воздействием перечисленных процессов земная кора была консолидирована почти на полную мощность.

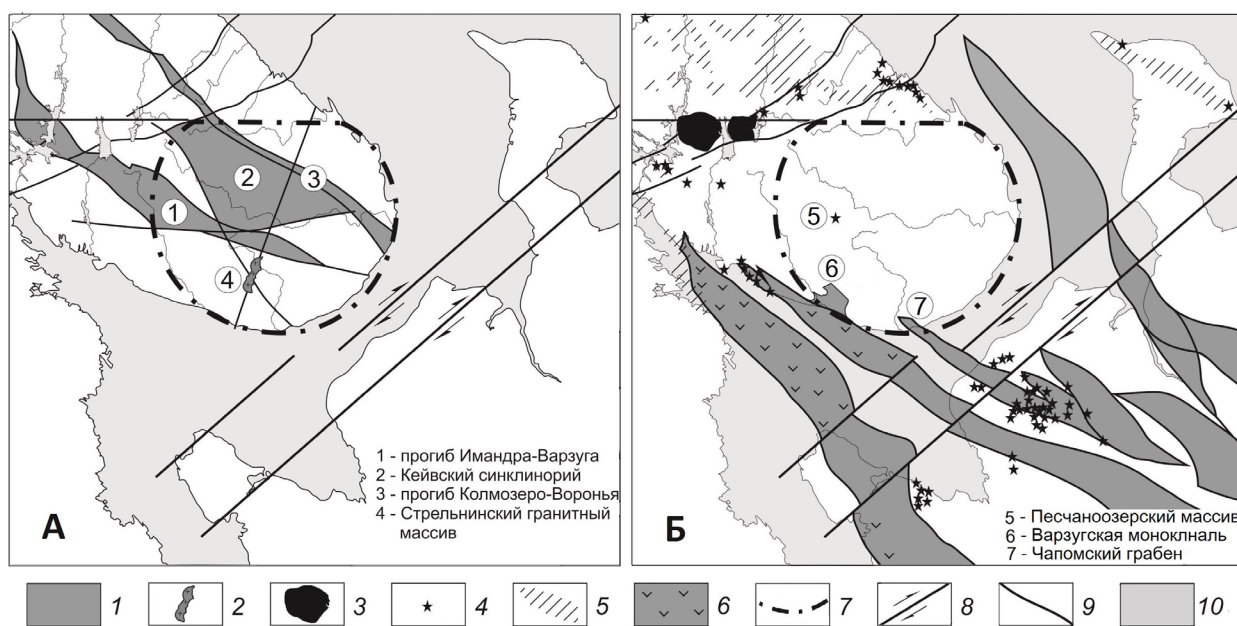


Рис. 1. Взаимоотношения Восточно-Кольской КС с раннедокембрийскими (А) и рифейско-палеозойскими (Б) структурами Кольско-Беломорского региона.

1 – раннедокембрийские прогибы и синклинории; 2 – Стрельнинский гранитный массив; 3 – Хибинский и Ловозерский палеозойские интрузивные массивы; 4 – мелкие рифейские и палеозойские интрузии и трубки взрыва; 5 – области развития рифейских и палеозойских даек; 6 – области распространения рифейских вулканогенных пород; 7 – контур Восточно-Кольской кольцевой структуры; 8 – Беломоро-Вайгачская сдвиговая зона; 9 – прочие разломы; 10 – акватории.

Fig. 1. Relations between the East Kola ring structure and the Early Precambrian (А) and Riphean-Paleozoic (Б) structures of Kola-White Sea region.

1 – Early Precambrian depressions, and synclinorium; 2 – Strel'ninskiy granitic massif; 3 – Khibiny and Lovozero Paleozoic intrusios; 4 – small Riphean and Paleozoic intrusions and diatremes; 5 – areas of the Riphean and Paleozoic dikes development; 6 – areas of the Riphean volcanic rocks distribution; 7 – East Kola ring structure contour; 8 – the White Sea-Vaigatch shear zone; 9 – other faults; 10 – water areas.

Возраст кольцевой структуры оценивается по следующим данным.

Восточно-Кольская КС пересекает границы крупнейших раннедокембрийских образований (прогибы Колмозеро-Воронья, Имандра-Варзуга, Кейвский синклиний и огранивающие их разломы северо-западного простирания (Государственная..., 2003)). Внутри кольцевой структуры сходятся крупные раннедокембрийские дизъюнктивные зоны северо-западного (Южно-Имандровская, Северо-Кейвская), субширотного (Южно-Понойская) и северо-восточного (Стрельнинско-Святоноская) простирания (рис. 1 А). Таким образом, складывается впечатление, что архейско-раннепротерозойские структуры существовали до образования кольцевой структуры и определили ее положение в узле пересечения крупнейших дизъюнктивов. Времени появления Восточно-Кольской КС может соответствовать изотопный возраст гранитов Стрельнинского массива, составляющий около 1830 млн. лет (Государственная..., 2001).

Рифейские и палеозойские структурно-вещественные комплексы по отношению к Восточно-Кольской КС ведут себя иначе (рис. 1 Б). Средне-позднерифейские грабены обрамляют ее со стороны Белого моря или заканчиваются на границе ядра. Лишь единичные мелкие апофизы незначительно внедряются внутрь окружности, где быстро выклиниваются (Варзугская моноклираль, Чапомский грабен). Почти все рифейские и палеозойские интрузии (за исключением Песчаноозерского массива), все дайки, трубки взрыва и вулканогенные толщи авлакогенов расположены в обрамлении КС. Следовательно, начиная с рифея, кольцевая структура вела себя как малопроницаемое тело, ограничивавшее распространение процессов тектоно-магматической активизации и размещение изверженных пород. В среднем рифее разрастающиеся континентальные рифты, огибая этот жесткий массив с юго-запада, отодвинули его от основного тела Восточно-Европейского кратона с компонентой вращения против часовой стрелки (Подурушин, 2016).

По совокупности данных можно полагать, что Восточно-Кольская кольцевая структура образовалась в позднекарьельскую эру.

В это время заканчивалось формирование Восточно-Европейского кратона, одной из составных частей которого была малая континентальная плита Фенноскандия (Bogdanova et al., 2008). На ее активной юго-западной окраине вследствие аккреции островных дуг и микроконтинентов возник Свекофеннский складчато-надвиговый пояс, а противоположная, северо-восточная окраина развивалась в пассивном режиме, для которого характерна обстановка общего умеренного растяжения. В такой геодинамической ситуации узел пересечения древних разломов, существовавший в юго-восточной половине Кольского полуострова, превратился в область декомпрессии и частичного плавления нижней коры, над которым по описанному выше механизму образовалась Восточно-Кольская кольцевая структура. Гранитные тела, выплавлявшиеся и кристаллизовавшиеся в относительно спокойной тектонической обстановке, спаяли разнородные блоки внутри кольцевого разлома и превратили этот объем в относительно монолитное тело, которое реагировало на последующие внешние воздействия как единое целое. В частности, на неотектоническом этапе латеральное давление со стороны раскрывающейся Северной Атлантики в сочетании с вертикальными знакопеременными гляциоизостатическими нагрузками привело к некоторому подъему северо-западного сектора КС, сопоставимому погружению ее юго-восточного сектора и образованию во внешней зоне Воронки и Горла Белого моря.

В силу малой проницаемости коры Восточно-Кольской КС эндогенные полезные ископаемые рифейско-кайнозойского возраста на ее площади следует связывать главным образом с контактовой зоной ядра. Однако наличие Песчаноозерского щелочно-ультраосновного массива свидетельствует о возможном присутствии отдельных рудных скоплений в локальных флюидных ловушках внутри ядра.

Литература

1. Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
2. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2003. 252 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 (Кировск) (ред. Ю.Б. Богданов). СПб.Изд-во: ВСЕГЕИ. 2003. 2 л.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 (Кировск). Объяснительная записка (отв. ред. К.Э. Якобсон). СПб. Изд-во: МПР России. ВСЕГЕИ. 2001. 268 с.
5. Подурушин В.Ф. Геодинамика формирования среднерифейской Кольско-Мезенской рифтовой системы (север европейской России) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы IV тектонофизической конференции. М. Изд-во: ИФЗ РАН. 2016. С. 194–199.
6. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. & Voloz Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. Is. 1-2. P. 23–45.

Новые данные о минералогии золото-уранового рудопроявления Ромпас, Финляндия

Полеховский Ю.С.^{1*}, Петров С.В.¹, Калинин А.А.², Коваль А.В.¹

¹ Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, petrov64@gmail.com

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В аншлифах, изготовленных из образцов рудопроявления Ромпас установлено 10 видов рудных минералов: уранинит, самородное золото, мальдонит, монтбрейит, алтаит, мелонит, фробергит, теллурантимон, теллурид висмута BiTe_2 , а также оксид теллура теллурит. Изучен состав минералов золота и теллуридов никеля, железа, свинца, висмута и сурьмы. Показано, что развитие минерализации золота и теллуридов прошло многостадийно, и золото неоднократно переотлагалось, сформировав несколько генераций. Такие минералы, как монтбрейит, мелонит, фробергит, теллурантимон, теллурид висмута BiTe_2 и теллурит установлены на рудопроявлении Ромпас впервые.

Ключевые слова: Ромпас, золото-урановая минерализация, золото, мальдонит, монтбрейит, теллуриды, теллурит.

New Data on Mineralogy of the Rompas Uranium-Gold prospect, Finland

Polekhovsky Yu.S.¹, Petrov S.V.¹, Kalinin A.A.², Koval A.V.¹

¹ Institute of Earth Sciences, S-Peterburg State University, S-Peterburg, petrov64@gmail.com

² Geological institute KSC RAS, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru

Abstract. Ten ore minerals have been found in the specimen from the Rompas prospect: uraninite, native gold, maldonite, montbrayite, altaite, melonite, frobergite, tellurantimony, bismuth telluride BiTe_2 , tellurium oxide tellurite. Chemical composition of minerals of gold and of tellurides has been studied. Deposition of gold and tellurides has a multi-stage character, gold was redeposited and formed few generations. Montbrayite, melonite, froberfite, tellurantimony, bismuth telluride BiTe_2 , tellurite have not been reported earlier in the Rompas prospect.

Key words: Rompas, uranium-gold mineralization, gold, maldonite, montbrayite, tellurides, tellurite.

Рудопроявление Ромпас расположено в северной части раннепротерозойского сланцевого пояса Перапохья. Участок рудопроявления сложен метабазальтами с небольшим количеством вулканокластитов, карбонатными породами, кварцитами и графитсодержащими биотитовыми глинозёмистыми сланцами (Mineral deposits..., 2015, Molnár et al., 2016, 2017, Гребенкин и др., 2015, Калинин, 2018). Породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации в палеопротерозойское время.

Как метавулканиты, так и метаосадочные породы содержат амфибол-карбонат-кварцевые жилы мощностью до 30 см (Molnár et al., 2016, Гребенкин и др., 2015). Жилы смяты в складки вместе с вмещающими их породами, то есть формировались до пика регионального метаморфизма. Более поздние деформации отразились в будинировании жил, сопровождавшимся переотложением жильных минералов и образованием сигарообразных метровой длины обособлений доломита. С жилами и обособлениями доломита связаны аномально высокие концентрации урана и золота, повышенное содержание битуминозного вещества, развитие порфиробластического уранинита.

Золото-урановая минерализация образуется исключительно в жилах, приуроченных к метабазальтам, а точно такие же по составу и текстурно-структурным особенностям жилы в метаосадках безрудные (Mineral deposits..., 2015, Molnár et al., 2016). Минерализация урана и золота отмечается

^{1*} Данная работа стала одной из последних для Юрия Степановича Полеховского. Юрий Степанович всегда проявлял интерес к новым объектам, новым минералам, вот и этот небольшой образец, подаренный Н.Б. Филипповым, был им изучен весьма основательно. Именно основательность, порядок, внимание к мелочам всегда отличали этого замечательного ученого и известного педагога. Мы взяли на себя труд обработать результаты исследований Ю.С. Полеховского и представить их в виде этой небольшой публикации.

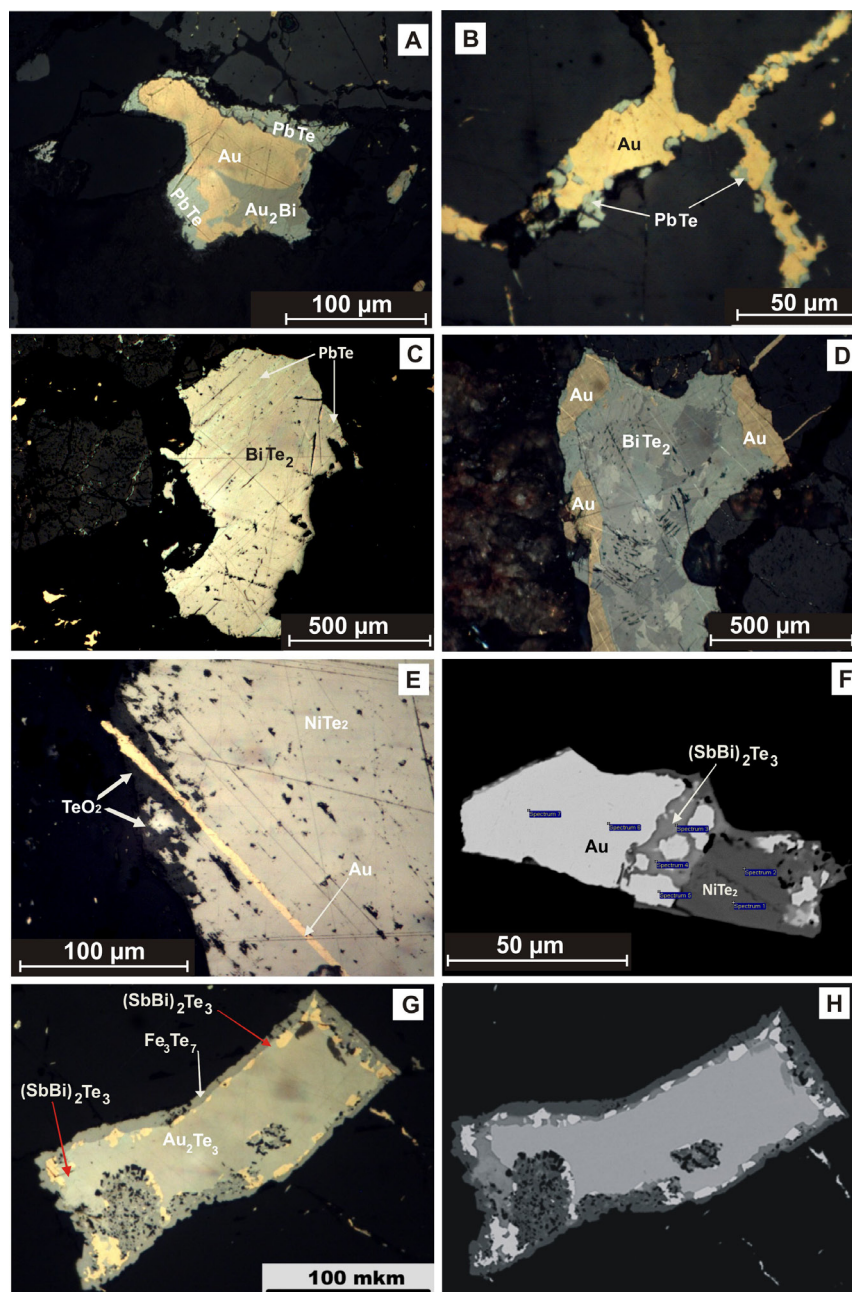


Рис. 1. Золото в сростаниях с теллуридами, рудопроявление Ромпас.

А – висмутид Au (мальдонит) в ассоциации с самородным золотом, отраженный свет, без анализатора. В – самородное золото с алтаитом в прожилках в уранините, отраженный свет, без анализатора. С – теллурид Bi замещается алтаитом по спайности и с краев, отраженный свет, без анализатора. D – анизотропный теллурид Bi с золотом, отраженный свет, с анализатором. E – мелонит с выделением самородного золота по спайности, мелонит по краю замещается диоксидом теллура; отраженный свет, без анализатора. F – BSE-фото теллуридов сурьмы и висмута, развивающихся между золотом и мелонитом (NiTe_2). G–H – монбрейит с теллурантимоном и самородным золотом обрастает каймой фробергита: G – отраженный свет, без анализатора. H – BSE-photo.

Fig. 1. Gold with tellurides, Rompas prospect.

A – maldonite with native gold and altaite, reflected light, one polarizer. B – native gold with altaite in veinlets in uraninite, reflected light, no polarizer. C – bismuth telluride, replaced by altaite along cleavage and at the grain boundaries, reflected light, no polarizer. D – bismuth telluride with gold, reflected light, with a polarizer. E – native gold along cleavage in melonite, reflected light, one polarizer. F – tellurantimony with gold and melonite, BSE-photo. G–H – overgrow of frobergite on the grain of montbrayite with tellurantimony and native gold: G – reflected light, no polarizer; H – BSE-photo.

как в пределах самих амфибол-карбонат-кварцевых жил, так и в их экзоконтактных зонах в скарноидах (Гребенкин и др., 2015).

Самородное золото и его интерметаллические соединения на рудопроявлении всегда связаны с уранинитом (рис. 1) или с уранинитом и керогенами (Molnár et al., 2016).

Золото выполняет трещины в уранините, образует тонкую вкрапленность в карбонатах вблизи зерен уранинита, отмечается по трещинам усыхания в выделениях углеродистого вещества или нарастает на поверхность зерен керогенов (Molnár et al., 2016). Кроме золота в составе минерализации были отмечены галенит, алтаит, никелин, хунчунит, Pb-содержащий мальдонит, молибденит, кобальтин, пирротин, пентландит, пирит, халькопирит (Molnár et al., 2016).

Самородное золото наблюдалось нами в виде отдельных мономинеральных выделений размером до 7 мм (рис. 1, А), в прожилках по трещинам в уранините (рис. 1, В), а также реакционных каймах между теллуридами в виде цепочек мелких зерен (рис. 1, G).

Золото весьма высокопробное: средний состав изученных нами зерен (n=31): Au – 96.95 % до 99.25 %, в среднем 98.39 мас. %, Ag от 0 до 1.90 %, в среднем 0.87 %, Cu от 0.39 до 1.57, среднее 0.72 %; кроме того, есть два аномальных по содержанию серебра выделения золота с 3.42 и 3.70 % Ag.

Мальдонит Au_2Bi установлен в ассоциации с самородным золотом, зерно золота и мальдонита по краям замещается алтаитом (рис. 1, А). В составе минерала выявляется избыток катиона (табл. 1). Ранее на рудопроявлении Ромпас был описан минерал, близкий по составу к мальдониту (Molnár et al., 2016), но с высоким содержанием свинца, которое превышает содержание висмута: $Au_{2.07-2.12}(Pb_{0.51-0.58}Bi_{0.42-0.49})$. По этой причине такое соединение правильнее было бы назвать висмутсодержащим хунчунитом. Впрочем, не исключено, что речь идет о новом минеральном виде с формулой Au_4PbBi .

Монтбрейит Au_2Te_3 отмечен в виде гипидиоморфного зерна размером 150×50 мкм в центре полиминерального зонального образования (рис. 1 G, H). По монтбрейиту узкой полосой развивается теллурид сурьмы и висмута, к которому приурочена цепочка мелких (до 10 мкм) выделений самородного золота, и все это обрастает каймой фробергита (рис. 2 G, H). В химическом составе монтбрейита (табл. 1) обнаруживается примесь висмута, но формульные коэффициенты близки к теоретическим. В составе фробергита отмечается некоторый дефицит железа (табл. 1).

Теллурид сурьмы и висмута (теллурантимон - ?) выявлен в виде каймы по границе монтбрейита (Au_2Te_3) и теллурида железа (рис. 1 G, H), а также отмечен по границе между золотом и мелонитом (рис. 1, F). Цвет минерала белый с голубоватым оттенком, он отчетливо анизотропный и по оптическим свойствам отвечает теллурантимону Sb_2Te_3 . В составе минерала установлена значимая примесь висмута (табл. 1), но формула минерала хорошо рассчитывается на $(Sb,Bi)_{2.00}Te_{3.00}$. Возможно, выявленная минеральная фаза является промежуточной разновидностью между теллурантимоном и теллуровисмутитом.

Теллурид висмута $BiTe_2$ образует отдельные зерна, кроме того, отмечен в ассоциации с самородным золотом (рис. С, D). Минерал белый с розоватым оттенком и слабым двуотражением, анизотропия отчетливая (рис. 1, D). По трещинам спайности в зерне $BiTe_2$ развивается алтаит. По химическому составу (табл. 1) минерал соответствует формуле $BiTe_2$, но теллуриды висмута с таким соотношением элементов пока неизвестны. Требуется доизучение минерала с получением дополнительных данных.

Алтаит наблюдается в ассоциации с золотом в прожилках в уранините, развивается в виде каймы по золоту и мальдониту, замещает теллурид висмута по трещинам спайности (рис. 1, А-С). В составе алтаита иногда обнаруживается примесь висмута (табл. 1), но формульные коэффициенты близки к стехиометрическим.

Мелонит отмечен в сростании с золотом, иногда золото развито по спайности в мелоните (рис. 1 E). Замещается мелонит диоксидом теллура. Химические составы мелонита и теллурита (табл. 1, 2) близки к теоретическим.

Таблица 1. Состав минералов золота и теллуридов рудопоявления Ромпас, масс. %.

Table 1. Composition of gold minerals and tellurides from the Rompas prospect, wt. %.

Минерал	Fe	Ni	Au	Pb	Sb	Bi	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
Мальдонит	–	–	68.25	–	–	31.75	–	100.00	$Au_{2,28}Bi_{1,00}$
	–	–	67.40	–	–	32.60	–	100.00	$Au_{2,19}Bi_{1,00}$
	–	–	68.04	–	–	31.96	–	100.00	$Au_{2,26}Bi_{1,00}$
	–	–	67.58	–	–	32.42	–	100.00	$Au_{2,21}Bi_{1,00}$
Монтбрейит	–	–	50.00	–	–	2.15	47.85	100.00	$Au_{1,98}(Te_{2,92}Bi_{0,08})_{3,00}$
	–	–	49.47	–	–	2.72	47.81	100.00	$Au_{1,94}(Te_{2,90}Bi_{0,10})_{3,00}$
	–	–	49.30	–	–	2.99	47.72	100.00	$Au_{1,93}(Te_{2,89}Bi_{0,11})_{3,00}$
Теллурид висмута	–	–	–	–	–	43.73	56.27	100.00	$Bi_{0,95}Te_{2,00}$
	–	–	–	–	–	43.76	56.24	100.00	$Bi_{0,95}Te_{2,00}$
	–	–	–	–	–	43.71	56.29	100.00	$Bi_{0,95}Te_{2,00}$
Мелонит	–	18.80	–	–	–	–	81.20	100.00	$Ni_{1,01}Te_{2,00}$
	–	18.82	–	–	–	–	81.18	100.00	$Ni_{1,01}Te_{2,00}$
	–	19.74	–	–	–	–	80.26	100.00	$Ni_{1,07}Te_{2,00}$
	–	19.87	–	–	–	–	80.13	100.00	$Ni_{1,08}Te_{2,00}$
	–	17.56	–	–	–	–	82.44	100.00	$Ni_{0,93}Te_{2,00}$
	–	17.07	–	–	–	–	82.93	100.00	$Ni_{0,89}Te_{2,00}$
	–	18.60	–	–	–	–	81.40	100.00	$Ni_{0,99}Te_{2,00}$
	–	18.62	–	–	–	–	81.38	100.00	$Ni_{0,99}Te_{2,00}$
	–	17.80	–	–	–	–	82.20	100.00	$Ni_{0,94}Te_{2,00}$
–	16.95	–	–	–	–	83.05	100.00	$Ni_{0,85}Te_{2,00}$	
Фробергит	15.76	–	–	–	–	–	84.24	100.00	$Fe_{0,86}Te_{2,00}$
	15.78	–	–	–	–	–	84.22	100.00	$Fe_{0,86}Te_{2,00}$
	15.85	–	–	–	–	–	84.15	100.00	$Fe_{0,86}Te_{2,00}$
	15.98	–	–	–	–	–	84.02	100.00	$Fe_{0,87}Te_{2,00}$
Теллурид сурьмы и висмута	–	–	–	–	19.01	25.23	55.76	100.00	$Sb_{1,07}Bi_{0,83}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	19.38	24.90	55.72	100.00	$Sb_{1,09}Bi_{0,82}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	25.80	16.02	58.18	100.00	$Sb_{1,39}Bi_{0,50}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	26.22	16.07	57.71	100.00	$Sb_{1,43}Bi_{0,51}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	27.27	14.79	57.95	100.00	$Sb_{1,48}Bi_{0,47}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	27.07	14.19	58.74	100.00	$Sb_{1,45}Bi_{0,44}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	26.33	15.92	57.75	100.00	$Sb_{1,43}Bi_{0,50}Te_{3,00}$
	–	–	–	–	27.52	13.80	58.67	100.00	$Sb_{1,47}Bi_{0,43}Te_{3,00}$
Алтаит	–	–	–	64.20	–	н.обн.	35.80	100.00	$Pb_{1,10}Te_{1,00}$
	–	–	–	62.62	–	н.обн.	37.38	100.00	$Pb_{1,03}Te_{1,00}$
	–	–	–	62.00	–	н.обн.	38.00	100.00	$Pb_{1,10}Te_{1,00}$
	–	–	–	62.77	–	н.обн.	37.23	100.00	$Pb_{1,04}Te_{1,00}$
	–	–	–	62.32	–	н.обн.	37.68	100.00	$Pb_{1,02}Te_{1,00}$
	–	–	–	60.41	–	2.59	37.00	100.00	$(Pb_{1,01}Bi_{0,04})_{1,05}Te_{1,00}$
	–	–	–	61.90	–	н.обн.	38.10	100.00	$Pb_{1,00}Te_{1,00}$
	–	–	–	59.67	–	4.13	36.20	100.00	$(Pb_{1,02}Bi_{0,07})_{1,09}Te_{1,00}$
	–	–	–	57.36	–	6.63	36.01	100.00	$(Pb_{0,98}Bi_{0,11})_{1,09}Te_{1,00}$

Примечания: н.обн. – элемент не обнаружен; прочерк – элемент не определялся.

Таблица 2. Химический состав диоксида теллура, масс. %.

Table 2. Composition of tellurium dioxide, wt. %.

О	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
19.06	81.1	100.16	$\text{Te}_{1.07}\text{O}_{2.00}$
20.07	80.81	100.88	$\text{Te}_{1.01}\text{O}_{2.00}$

Наблюдаемые взаимоотношения минералов золота, теллура, висмута (например, рис. 1 А, В, F, G) говорят о многостадийной истории рудогенеза. Понятно, что развитие рассматриваемой минерализации проходило после отложения крупнозернистого уранинита. К ранним теллуридам следует отнести монтбрейит, никелин, теллурид висмута, позднее отлагался теллурид сурьмы и висмута, последними – алтаит и фробергит. Что касается золота, то, вполне вероятно, оно неоднократно перетлагалось, сформировав несколько генераций.

Литература

1. Гребенкин Н.А., Леденева Н.В., Филиппов Н.Б., Житников В.А., Литвиненко В.И. Особенности уран-золоторудных проявлений группы Ромпас и объекта Палокас (Северная Финляндия) // Разведка и охрана недр. 2015. № 5. С. 11–15.
2. Калинин А.А. Золото в метаморфических комплексах северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Апатиты. ФИЦ КНЦ РАН. 2018. 250 с.
3. Mineral deposits of Finland / Maier W.D., Lahtinen R., O'Brien H. (editors). Amsterdam: Elsevier, 2015. 792 p.
4. Molnár, F.; Oduro, H.; Cook, N.D.J.; Pohjolainen, E.; Takács, Á.; O'Brien, H.; Pakkanen, L.; Johanson, B.; Wirth, R. Association of gold with uraninite and pyrobitumen in the metavolcanic rock hosted hydrothermal Au-U mineralisation at Rompas, Peräpohja Schist Belt, northern Finland // Mineral. Depos. 2016. V. 51. P. 681–702.
5. Molnár, F.; O'Brien, H.; Stein, H.; Cook, N.D.J.; Geochronology of Hydrothermal Processes Leading to the Formation of the Au–U Mineralization at the Rompas Prospect, Peräpohja Belt, Northern Finland: Application of Paired U–Pb Dating of Uraninite and Re–Os Dating of Molybdenite to the Identification of Multiple Hydrothermal Events in a Metamorphic Terrane // Minerals. 2017. V. 7(9). 171 p.

Особенности геологического строения архейских диоритогнейсов участка «диоритовое окно» в пределах Мончегорского расслоенного комплекса (2.5 млрд. лет, Кольский регион)

Припачкин П.В., Рундквист Т.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, paul@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В пределах палеопротерозойского Мончегорского ультрамафит-мафитового расслоенного комплекса (Кольский регион) локализован блок архейских пород разнообразного состава – диоритогнейсы, биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы и мигматиты вежетундровского комплекса. Изученные авторами структурные взаимоотношения пород (наличие жил, шпиров, будин, полосчатости, складок) говорят о сложной и многоэтапной истории формирования данного образования. Предполагается, что одной из причин интенсивной тектонической переработки пород архейского блока в районе так называемого «диоритового окна» могло послужить внедрение одной из фаз Мончегорского интрузивного комплекса. Для уточнения этапности образования магматических пород и степени их влияния на архейские диоритогнейсы, необходимы детальные структурно-геологические исследования. Кроме научного интереса, отлично обнаженный участок «диоритового окна» может рассматриваться в качестве дополнительного объекта геологических экскурсий в Мончегорском районе.

Ключевые слова: архейские диоритогнейсы, Мончегорский расслоенный комплекс, Кольский регион.

Features of geological structure of Archaean diorite gneisses from the «diorite window» area in the Monchegorsk layered complex (2.5 Ga, Kola region)

Pripachkin P.V., Rundkvist T.V.

GI FRC KSC RAS, Apatity, paul@geoksc.apatity.ru

Abstract. A block of Archaean rocks with various compositions (diorite, biotite, garnet-biotite and amphibole gneisses and migmatites of the Vezhetundrovsky complex) is located in the Paleoproterozoic Monchegorsk ultramafic-mafic layered complex (Kola region). Structural interrelations between the rocks (the presence of veins, schlierens, boudins, bandings and folds) indicate a complex and multistage genesis of this formation. It is suggested that an intrusion of one of the Monchegorsk intrusive complex phases could be a reason for the intensive tectonic processing of Archaean rocks in the block near the so-called «diorite window». Detailed structural-geological study is required to specify stages of genesis of magmatic rocks and to evaluate their effect on Archaean diorite gneisses. The well-exposed area of the «diorite window» is not only an object of academic interest, but another site for geological excursions in the Monchegorsk area.

Key words: Archaean diorite gneisses, Monchegorsk layered complex, Kola region.

Введение

Мончегорский ультрамафит-мафитовый расслоенный комплекс (МРК) – уникальный геологический объект, расположенный в Мончегорском районе центральной части Кольского региона. Его уникальность проявлена как в прикладном, так и в фундаментальном смысле.

В первую очередь МРК известен как рудный объект с комплексной Cu-Ni-ЭПГ-Cr-Fe-Ti-V минерализацией. В Мончегорском районе насчитывается около сорока месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации медно-никелевых, платинометалльных, хромовых и железо-титан-ванадиевых руд, из которых примерно половина приурочена непосредственно к породам МРК. Общее количество никеля в МРК по приближенной оценке составляет 1700-1750 тыс. т, а платины и палладия – 451 т (Расслоенные интрузии..., 2004, Припачкин и др., 2013).

Интересен МРК и с геолого-петрологической точки зрения – для него характерна разнопорядковая магматическая (в том числе – ритмическая) расслоенность, наличие образований, подтверждающих многофазность его формирования, а также нескольких генетических типов рудной минерализации – контактового, жильного и рифового.

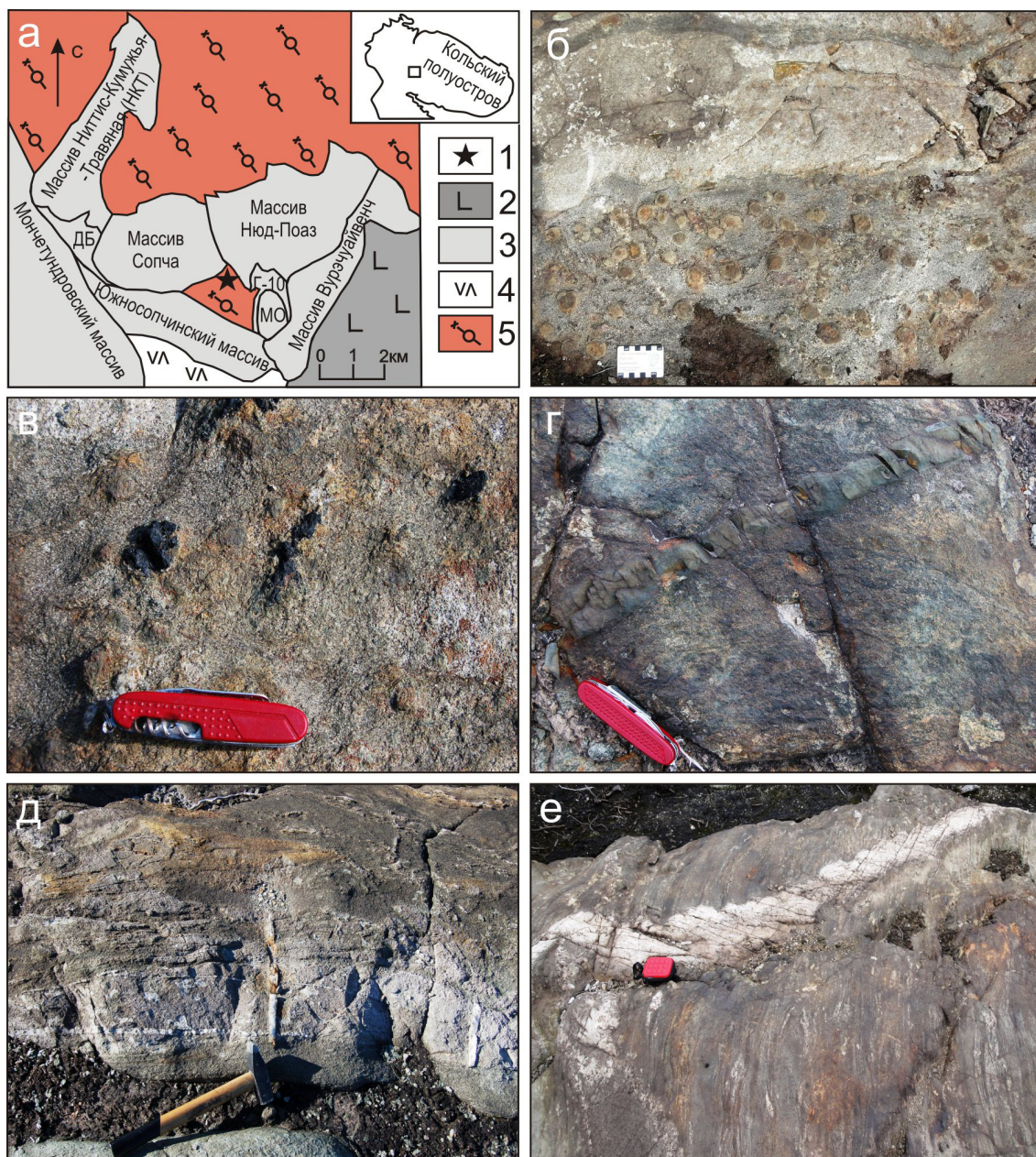


Рис. 1. Геологическая схема района и фото обнажений диоритогнейсов.

а – геологическая схема района Мончегорского комплекса; 1 – местоположение детального участка; 2 – раннепротерозойские вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга; 3 – раннепротерозойские ультраосновные и основные породы Мончегорского комплекса и Мончетундровского массива; 4 – раннепротерозойские породы свиты Арваренч; 5 – архейские диоритогнейсы, метадиориты, гранат-биотитовые гнейсы; ДБ – дунитовый блок; Г-10 – массив габбро 10-ой аномалии; МО – блок Морошковое озеро. б – порфиробласты граната в диоритогнейсах; в – шлиры турмалина (черное) в диоритогнейсах; г – дайка метадолерита, пересекающая диоритогнейсы; д,е – кварцевые прожилки в диоритогнейсах. Длина ручки молотка 35 см, длина ножа и футляра 10 см.

Fig. 1. Geological scheme of the area and pictures of exposed diorite gneisses. а – geological scheme of the Monchegorsk complex area; 1 – location of the target area; 2 – early Proterozoic volcanogenic-sedimentary rocks of the Imandra-Varzuga area; 3 – early Proterozoic ultrabasic and basic rocks of the Monchegorsk complex and Monchetundra massif; 4 – early Proterozoic rocks of the Arvarench suite; 5 – Archaean granite gneisses, diorite gneisses, meta-diorites, garnet-biotite gneisses; ДБ – dunite block; Г-10 – gabbro massif of the 10th anomaly; МО – Moroshkovoye Ozero block. б – porphyroblasts of garnet in diorite gneisses; в – schlierens of tourmaline (black) in diorite gneisses; г – metadoleritic dyke intersecting diorite gneisses; д,е – quartz veinlets in diorite gneisses. The length of the hammer handle is 35 cm, the length of the knife and its case is 10 cm.

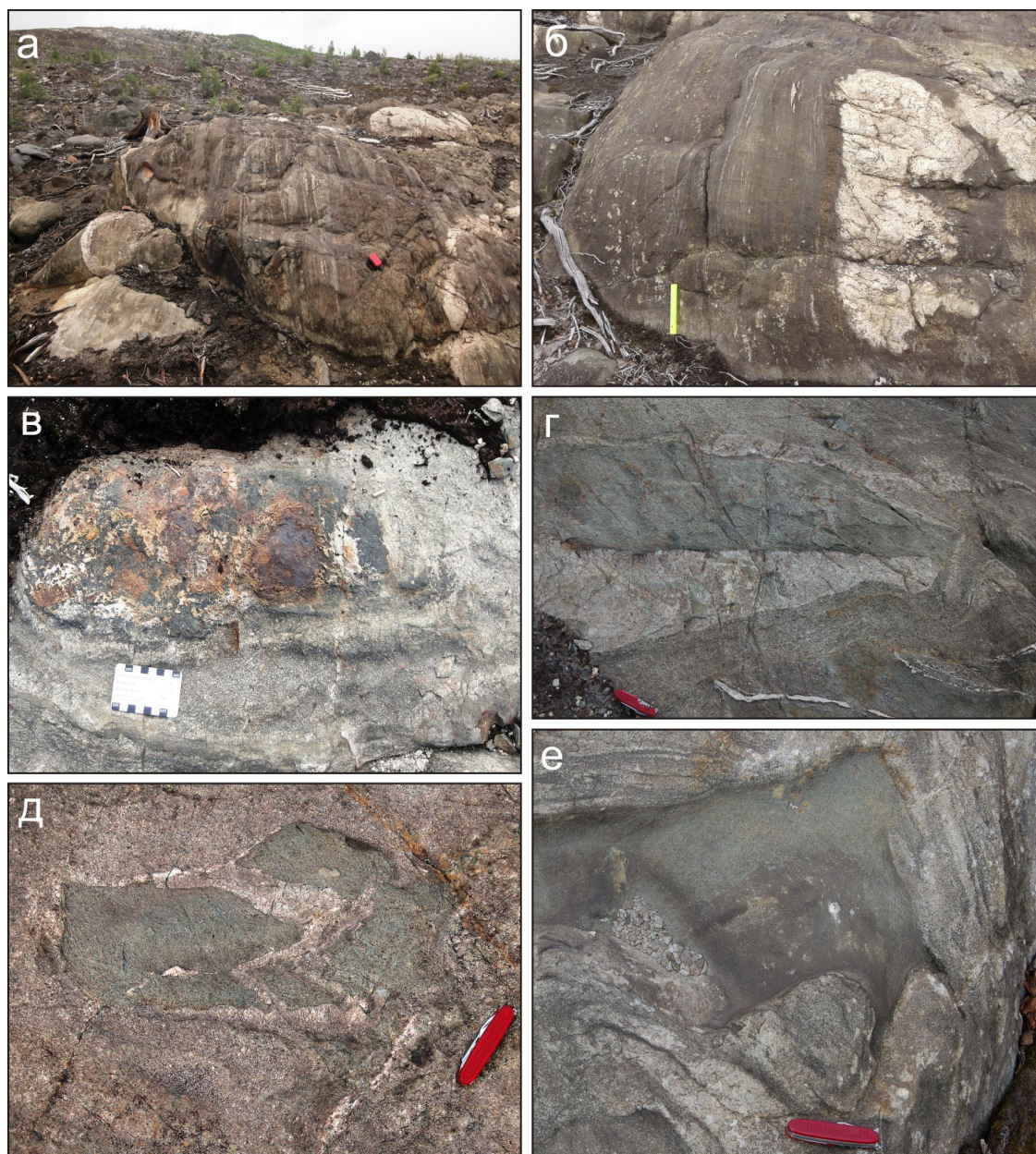


Рис. 2. Фото обнажений диоритогнейсов.

а – выходы полосчатых диоритогнейсов; б – е – будины различного состава и формы среди диоритогнейсов. Длина линейки 20 см, длина ножика и футляра 10 см.

Fig. 2. Picture of exposed diorite gneisses.

а – outcrops of banded diorite gneisses; б – е – boudins of varied compositions and forms among diorite gneisses. The length of the ruler is 20 cm, the length of the knife and its case is 10 cm.

В связи с изложенным, МРК привлекает к себе внимание отечественных и зарубежных специалистов и многие годы служит экскурсионной площадкой, в пределах которой демонстрируются особенности его геологического строения и рудного потенциала, проходят полевые части программ различных российских и международных геологических конференций. Однако, на наш взгляд, интересными для широкого круга геологов могут быть не только породы МРК, но и образования в зоне его непосредственного контакта.

Так, в северном и восточном обрамлении МРК залегают архейские породы Центрально-Кольского блока. Породы Центрально-Кольского блока представлены неоднократно и неоднородно метаморфизованными (от амфиболитовой до гранулитовой фации) парагнейсами и кристал-

лическими сланцами кольской серии, и также ортопорадами разного состава и происхождения. К последним относятся тоналит-трондjemитовые и эндербитовые гнейсы, чарнокито- и гранито-гнейсы, рассматриваемые как вещество первичной сиалической коры. В единых структурах с тоналит-трондjemитовыми гнейсами залегают супракристалльные биотит-гиперстеновые, биотит-гранатовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, железистые кварциты и другие породы кольской серии (Ранний докембрий..., 2005).

По данным А.М. Ремизовой с соавторами, непосредственно северо-восточное обрамление МРК сложено диоритами, гранодиоритами, биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми и высокоглиноземистыми гнейсами и мигматитами вежетундровского комплекса (Объяснительная записка..., 2007). Данные породы также развиты в депрессии между горами Сопчуайвенч и Ньюдуайвенч, которые сложены преимущественно пироксенитами и норитами. Этот блок архейских пород в пределах палеопротерозойских пород МРК получил в литературе по геологии Мончегорского района название «архейского» или «диоритового окна». Авторами, в течение 2017-2018 гг. в пределах небольшого и прекрасно обнаженного участка «диоритового окна» у восточного подножия горы Ньюдуайвенч (рис. 1) были проведены полевые исследования.

Результаты исследований

Согласно нашим данным, на изученном участке породы представлены преимущественно диоритогнейсами, для которых характерна полосчатость, сложная складчатость и будинаж. Наблюдается слоистое чередование массивных и интенсивно рассланцованных или полосчатых диоритогнейсов. На выветрелой поверхности рассланцованных диоритогнейсов хорошо видны протяженные шлиры крупных порфиروبластов граната (рис. 1 б) различной формы и размера (до 2-3 см в поперечнике), а также скопления (гнезда, шлиры) черного турмалина (рис. 1 в).

Плаггиоклаз-кварцевые жилы (рис. 1 д, е) пронизывают все породы обнажений, простирание жил северное, западное и северо-западное. Мощность жил – от первых сантиметров до десятков сантиметров, наблюдаемая протяженность – более 5 м. Также встречаются дайки метадолеритов мощностью от нескольких сантиметров (рис. 1 г) до первых метров.

Эффектные структуры будинажа можно видеть в обнажениях на северном склоне у подножия горы Ньюдуайвенч, вдоль дороги к поселку Верхний Нюд. Здесь наблюдаются многочисленные будины различных по составу пород (рис. 2). Среди них встречаются метадолериты, гранат-рогообманковые с магнетитом породы, массивные диоритогнейсы, существенно кварцевые породы и пр. Форма будин также весьма разнообразная. Встречаются будины овальной (рис. 2 в) или удлиненной (рис. 2 г) формы. В некоторых случаях будины отчетливо были разорваны и залечены тонкозернистым материалом (рис. 2 д). В других случаях возникает впечатление, что форма будины изменилась в ходе складчатости (рис. 2 е).

Заключение

Необычные структуры, зафиксированные нами в пределах «диоритового окна» среди магматических пород МРК указывают на сложную геологическую историю этого объекта и вызывают ряд вопросов. Например, пока до конца не ясно, сколько этапов деформаций претерпели породы на данном участке, сколько фаз складчатости здесь представлено, происходил ли будинаж одновременно со складчатостью или нет? Как известно, будинированные складки образуются при прогрессивной деформации, но для образования смятых в складки будин требуется две фазы деформации (Fossen, 2016). Так с какими именно геологическими событиями связан такой интенсивный будинаж в пределах «диоритового окна»? Возможно, одна из причин подобных тектонических преобразований – внедрение гигантского магматического тела – одного из массивов МРК? Очевидно, что на эти и другие вопросы невозможно ответить без специальных структурных исследований. Только подобные работы могут помочь оценить последовательность геологических событий как раннего докембрия, так, возможно, и более поздних.

Таким образом, расшифровка истории тектонической переработки пород на данном участке будет способствовать более точному пониманию истории формирования МРК и его отдельных ча-

стей. Помимо научного значения, благодаря своей обнаженности и доступности, участок «диоритового окна» также может быть включен в число экскурсионных геологических объектов Мончегорского района.

Исследования выполнены в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Объяснительная записка к Геологической карте Мурманской области. Масштаб 1:200000. Лист Q-36-III, IV. Под ред. А.М. Ремизовой. Апатиты. 2007. 121 с.
2. Припачкин П.В., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А., Нерович Л.И. Cu-Ni-ЭПГ и Cr месторождения Мончегорского района, Кольский п-ов, Россия. Путеводитель геологической экскурсии. Апатиты. Изд. Геологический институт КНЦ РАН. 2013. 44 с.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.
5. Fossen H. Structural Geology. Cambridge University Press. 2016. 510 p.

Палладистое золото (Au, Pd) в золото-сурьмяных рудах Удерейского месторождения, Енисейский край

Рудашевский Н.С.¹, Горбунов А.А.^{1,2}, Антонов А.В.³, Аликин О.В.^{1,2}, Рудашевский В.Н.¹, Боброва О.В.⁴

¹ ООО «ЦНТ Инструментс», Санкт-Петербург

² Санкт-Петербургский Горный университет, art.gor.psu@ya.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

⁴ ООО «Коралайна Инжиниринг», Москва

Аннотация. Изучена золото-сурьмяная минерализация поступающей на обогащение руды Удерейского месторождения. В «тяжелых» концентратах гидросепарации первичной руды обнаружены зерна самородного золота (Au, Ag), содержащие участки более позднего палладистого золота (Au, Pd): 3.3-7.9 масс. % Pd, – первая находка такого соединения в Au-Sb типе оруденения. Наличие палладия (палладистого золота) – прямые геохимические и минералогические доказательства источника Au-Sb минерализации, связанного, помимо с гранитоидным, еще и с базитовым магматизмом.

Ключевые слова: палладистое самородное золото, золото-сурьмяные руды, генезис Au-Sb минерализации, 3D-минералогическая технология исследования.

The palladium gold (Au, Pd) from Au-Sb ores of the Uderejskoe deposit, Enisejskij upland

Rudashevsky N.S.¹, Gorbunov A.A.^{1,2}, Antonov A.V.³, Alikin O.V.^{1,2}, Rudashevsky V.N.¹, Bobrova O.V.⁴

¹ CNT Instruments, Saint Petersburg

² Saint Petersburg Mining University, art.gor.psu@ya.ru

³ A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg

⁴ Coralina Engineering, Moscow

Abstract. Au-Sb mineralization of the Uderejskoe deposit ore has been studied. Grains of native gold (Au, Ag) has been found in the concentrates of «heavy» minerals. The native gold (Au, Ag) grains contain the more recent sites of palladium gold (Au, Pd): Pd = 3.3-7.9 wt. %. It is the first finding of palladium gold within the Au-Sb ore type. The presence of palladium gold in ores is mineralogical and geochemical evidence of two types of mineralization sources – both granite and mafic intrusions.

Key words: palladium native gold, gold-antimony ores, the genesis of the Au-Sb mineralization, 3D-mineralogical technology of study.

Удерейское золото-сурьмяное месторождение расположено на юге заангарской части Енисейского края и приурочено к восточному крылу Татарской антиклинали. Оруденение контролируется зоной Ишимбинского глубинного разлома (Дистанов и др., 1977; Сазонов и др., 2010).

Золоторудная минерализация Удерейского месторождения на сегодня остается слабо изученной. В ряде публикаций (Дистанов и др., 1977; Сазонов и др., 1990; Власов и др., 2011; Бутько, 2016 и др.) указывается лишь, что самородное золото в рудах – тонкодисперсное, образует мелкие (4-5 мкм) включения в арсенопирите, стибните и на границах этих сульфидов с кварцем. Отмечается, что содержание золота напрямую коррелирует с количеством арсенопирита в рудах, для стибнита такая зависимость не обнаруживается.

Нами изучена представительная проба поступающей на обогащение руды Удерейского месторождения. Исследования руды проведены по оригинальной 3D-минералогической технологии, включающей «бережное» (стадиальное кратковременное) дробление первичного материала, мокрый рассев на узкие классы крупности, гравитационное обогащение узких размерных фракций

запатентованным методом гидросепарации (HS-концентраты) и изготовление однослойных полированных шлифов из HS-концентратов (Рудашевский и др., 2001, 2017, 2018; Rudashevsky et al., 2001; Рудашевский, Рудашевский, 2006, 2007, 2017; Cabri et al., 2006; 2008; Oberthür et al., 2008). Определен химический состав первичной руды и продукта её обогащения. Полированные шлифы HS-концентратов изучены микронзондовым методом (Camscan 2500 с полупроводниковым детектором Pentafet, ВСЕГЕИ).

В полированных шлифах HS-концентратов удерейской руды на микронзонде диагностировано палладистое золото (Au, Pd) – впервые для золото-сурьмяного типа оруденения. Это редкое соединение (Au, Pd) установлено в Бразилии под названием «порпецит», но название не было утверждено КНМ ММА, поскольку минерал является структурным аналогом и разновидностью по химическому составу самородного золота (www.mindat.org).

Концентраты гидросепарации удерейской руды представлены тремя главными сульфидами: арсенопиритом, пиритом и стибнитом. Встречены также единичные зерна цинкениита $Pb_9Sb_{22}S_{42}$, халькостибита $CuSbS_3$, ульманнита $NiSbS$, галенита PbS , сфалерита ZnS и киновари HgS .

В мелких фракциях «тяжелых» концентратов (71-45 мкм и < 45 мкм) определены следующие минералы золота: самородное золото – твердый раствор (Au, Ag), самородное палладистое золото (Au, Pd), самородное сурьмянистое золото (Au, Sb), аурустибит $AuSb_2$ и практически чистое самородное золото Au.

Самородное золото (Au, Ag) – свободные зерна в продукте дробления руды размерами 30-70 мкм, имеет широкий интервал составов: 2.1-24.2 масс. % Ag. Вариации концентрации Ag определяются как в различных индивидах, так и в пределах одного зерна. Высокопробные участки тяготеют к краям зерен и содержат реликтовые фрагменты богатых Ag первичных составов. Зерна самородного золота (Au, Ag) содержат включения пирита и стибнита. Аурустибит $AuSb_2$ обрастает тонкими каймами практически чистого самородного золота и сурьмянистого золота (Au, Sb), содержащего 3-6 масс. % Sb. В арсенопирите (реже в пирите и стибните), кроме того, обнаружены многочисленные тонкие (доли микрометра – 10 мкм) неправильной формы включения практически чистого самородного золота.

В составе нескольких «крупных» зерен самородного золота (Au, Ag) на микронзонде нами диагностированы участки палладистого золота. Новообразования (Au, Pd), приурочены к краям зерна-

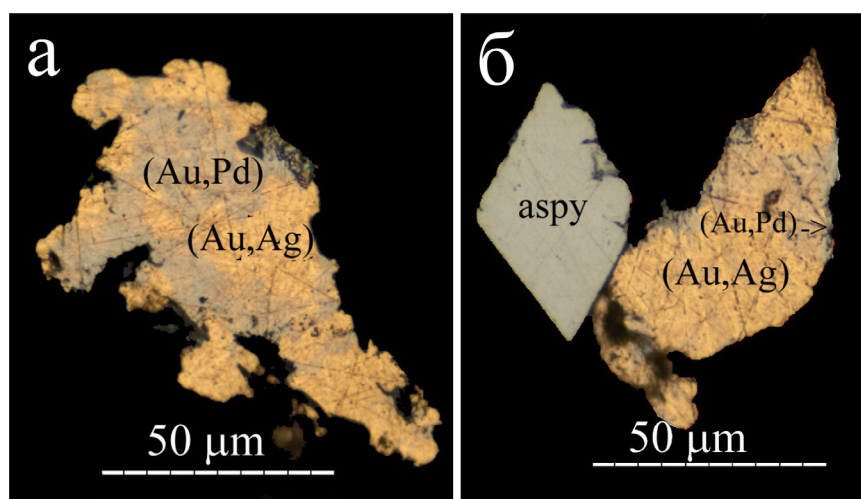


Рис. 1. Свободные зерна самородного золота (Au, Ag) с участками палладистого золота (Au, Pd); полированный шлиф HS-концентрата руды, фракция 45-71 мкм; фото в отраженном свете (стереомикроскоп MZ6, камеры Leica DC 300, программный пакет Autopano Giga, ВСЕГЕИ); aspy – арсенопирит.

Fig 1. The recovered grains of native gold (Au, Ag) containing sites of palladium gold (Au, Pd). Polished mount of HS-concentrate (45-71 μm). Optical image (reflected light). MZ6 stereomicroscopy, Leica DC 300 camera, Autopano Giga software, Karpinsky Institute. Aspy – arsenopyrite.

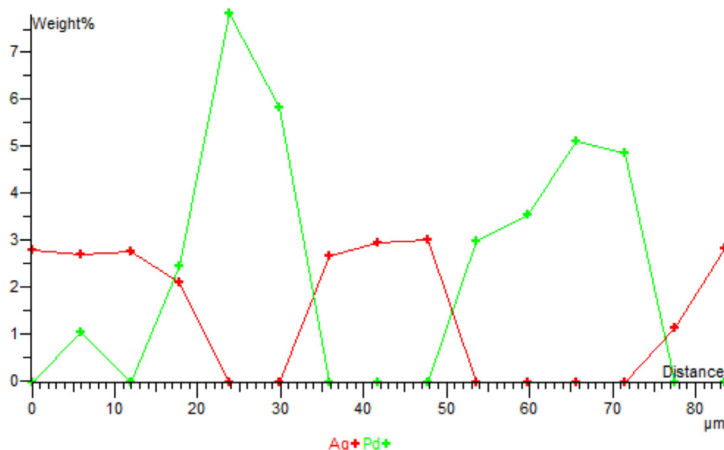


Рис. 2. Концентрационные кривые Ag и Pd по профилю через середину зерна (Au,Ag)+(Au,Pd) – см. рис. 1, а.

Fig. 2. The concentration curves of Ag and Pd along the profile through the middle of the grain (Au,Ag)+(Au,Pd) – see Fig. 1, a.

матрицы и проникают в него, замещая первичное самородное золото (Au, Ag) – (рис. 1). В составе палладистого золота (3.3-7.9 масс. % Pd) серебро практически отсутствует, в реликтовых участках самородного золота концентрации серебра невысокие (2.3-2.6 масс. %) – табл. 1, рис. 2.

Таблица 1. Химический состав (масс. %) зерен самородного золота (Au,Ag), содержащего участки палладистого золота (Au, Pd).

Table 1. Chemical composition (wt. %) of native gold grains (Au, Ag) and palladium gold sites (Au, Pd).

Анализ	Рисунок	Разновидность	Au	Ag	Pd
1	1, а, среднее, n=7	(Au,Ag)	97.4	2.6	не обн.
2	1, а, макс Pd	(Au,Pd)	92.1	не обн.	7.9
3	1, б, среднее, n=5	(Au,Ag)	97.7	2.3	не обн.
4	1, б, макс Pd	(Au,Pd)	96.7	не обн.	3.3

Примечание. n – количество анализов; макс Pd – анализ с максимальным содержанием Pd; условия анализов: микросонд Camscan 2500 с полупроводниковым детектором Pentafet, 20 kV, 20 nA, диаметр зонда 1 мкм, стандарты – чистые металлы.

С учетом новых минералогических данных в рудных продуктах определены содержания Au и Pd (табл. 2). Pd установлен в заметных количествах в первичной руде (ан. 1 – 0.023 г/т), накапливается в тонкой фракции руды (ан. 2 – 0.483 г/т) и концентрируется гравитационным обогащением (гидросепаратор HS-11) в этом продукте (ан. 3 – 0.977 г/т).

Таблица 2. Распределение золота и палладия (г/т) в изученных рудных продуктах.

Table 2. Distribution of Au and Pd (g/t) within the studied ore products.

Объект	Au	Pd
1. Руда (первичный материал, продукт крупностью <500 мкм)	1.503	0.023
2. Руда первичная, класс крупности 10-45 мкм	1.339	0.483
3. Руда после обогащения, класс крупности 10-45 мкм	7.511	0.977

Примечание. Химическая лаборатория ALS Group (Москва), пробирный анализ.

Золоторудную минерализацию в регионе обычно связывают с гранитоидным либо с основным магматизмом (Петровская, 1973; Новгородова, 1983; Некрасов, 1981; Сазонов и др., 1990; Спиридонов, 2010). Абсолютный возраст сурьмяной и золото-сурьмяной минерализации Енисейского Кряжа лежит в интервале 677-605 млн. лет (Власов, 1985; Сазонов и др., 1990; Неволько, 2009). В ангарской части Енисейского кряжа магматические породы представлены от ультрамафитов до кислых, включая их щелочные разновидности. Преобладающим развитием пользуются разновозраст-

ные гранитоиды (возраст в интервале 1000–625 млн. лет). Гранитоиды занимают около 10 % территории, на долю других магматических пород приходится около 0.1 % площади региона (Сазонов и др., 2010). Вместе с тем, П.А Неволько и А.С Борисенко (2009) полагают, что временные интервалы формирования сурьмяной и золотой минерализации на Енисейском кряже не совпадают с основными этапами развития гранитоидного магматизма, а в большей мере коррелируют с периодами проявления щелочных и щелочно-базитовых дайковых комплексов.

Новые минералогические данные выявили, по крайней мере, два этапа формирования золоторудной минерализации на Удере́йском месторождении: 1) образование первичного традиционно-самородного золота I (Au, Ag), 2) формирование более позднего (замещающее самородное золото I) высокопробного (до 100 % Au) золота + палладистое самородное золото (Au, Pd) + аурустибит $AuSb_2$ + сурьмянистое самородное золото (Au, Sb). Второй этап, видимо, связан с наложением сурьмяной минерализации на первичную золото-сульфидную. При этом происходила ремобилизация и перекристаллизация самородного золота – формирование новых его генераций: вынос серебра → чистое самородное золото, привнос сурьмы → аурустибит и сурьмянистое самородное золото, привнос палладия → палладистое золото. Особенности химического состава новых генераций минералов золота и сопровождающих их сульфидов (стибнит, цинкениит, халькостибит, улманнит) являются прямыми геохимическими и минералогическими доказательствами источника Au-Sb минерализации, связанного, помимо с гранитоидным, еще и с наложенным базитовым магматизмом.

В заключение отметим, что получение надежной новой столь сложной минералогической информации для бедных тонкозернистых Au-Sb руд является новым примером высокой чувствительности и информативности использованной 3D-минералогической технологии исследования руд.

Литература

1. Буряк В.Н. Метаморфизм и рудообразование. М. Изд-во: Недра. 1982. 256 с.
2. Бутько Е.Р. Золото-арсенипирит-пиритовые руды Удере́йского месторождения / Матер. Междунар. конф. студентов, аспирантов и молодых учёных «Перспектив-2016» посвящённой Году образования в СНГ. Красноярск. 2016. С. 20–23.
3. Власов Е.А., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Свинтицкий И.Л. Минеральная зональность и условия формирования Au-Sb месторождения Удере́й, Красноярский край // Мат-лы V Междунар. Симпозиума «Минеральное разнообразие – исследование и сохранение». София. 2011. С. 85–90.
4. Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Кочеткова К.В., Борисенко А.С. Удере́йское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже / Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири (отв. ред. В.А. Кузнецов). АН СССР. Сиб. отд. Тр. ин-та геологии и геофизики. Вып. 364. Новосибирск. 1977. С. 5–32.
5. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
6. Новгорова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука. 1983. 287 с.
7. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы / В.Г. Петров. Новосибирск: Наука. 1976. 211 с.
8. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса) М. Изд-во: Наука. 1973. 348 С.
9. Рудашевский Н.С., Лупал С.Д., Рудашевский В.Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 216530. Российская Федерация. М. 2001.
10. Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 2281808. Российская Федерация. М. 2006.
11. Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 69418, полезная модель. Российская Федерация. М. 2007.
12. Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. 3D-Минералогическая технология исследования руд и технологических продуктов коренных месторождений благородных металлов / Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». СПб. 2017. Т. 2. С. 146–148.
13. Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н., Антонов А.В. Универсальная минералогическая технология исследования горных пород, руд и технологических продуктов // Региональная геология и металлогения. 2018. № 73. С. 88–102.
14. Сазонов А.М., Ананьев А.А., Власов В.С. Об условиях пространственного совмещения золоторудной и сурьмяной минерализации в сланцевых толщах одного из районов Сибири / Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение. 1990. С. 84–96.

15. Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: техника и технологии. Изд-во: Сибирский федеральный университет. 2010. Т. 3. № 4. С. 371–395.
16. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов / Тр. Всеросс. (с междунар. участием) науч. конф., посвященной 80-летию Кольского научного центра РАН (Ред. Ю.Л. Войтеховский). Апатиты. 2010. С. 143–171.
17. Cabri L.J., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Lastra R. Hydroseparation: a new development in process mineralogy of platinum-bearing ores / CIM Bull. 2006. V. 99(1092). P. 1–7.
18. Cabri L.J., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Oberthür T. Electric-pulse disaggregation (Epd), hydroseparation (Hs) and their use in combination for mineral processing and advanced characterization of ores / Canadian Mineral Processors 40th Annual Meeting, Ottawa, Proceedings Volume. 2008. P. 211–235.
19. Oberthür T., Melcher F., Sitnikova M., Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Cabri L.J., Lodziak J., Klosa D., Gast L. Combination of novel mineralogical methods in the study of noble metal ores - focus on pristine (Bushveld, Great Dyke) and placer platinum mineralization / Proceedings, 9th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM), Brisbane, QLD. 2008. P. 187–194.
20. Rudashevsky N.S., Rudashevsky V.N., Lupal S.D., Method for separating granular materials and device for carrying out said method / Patent Cooperation Treaty PCT/RU01/00123, Moscow, 20 April 2001, 10 May 2001. (Russian and English text).

Изотопные (Nd-Sr) характеристики и возможные источники ультракалиевых щелочных пород Сыннырского массива (Северное Прибайкалье)

Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Лебедева Ю.М.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, v.m.savatenkov@ipgg.ru

Аннотация. Приведены результаты Rb-Sr изотопного исследования щелочных пород высококалиевой серии Сыннырского массива в неопротерозойских рифтогенных структурах Северного Прибайкалья и пуласкидов Тасского массивов, прорывающего архейские метаморфические породы курультинской толщи Алданского щита. Синтез новых и ранее полученных изотопных и геохимических данных показывает, что главным компонентом обогащенного источника высококалиевых щелочных пород этих массивов могла быть древняя континентальная кора, переработанная в результате взаимодействия с различными мантийными магмами в ходе рифтогенной деструкции Сибирского кратона и плюмовых процессов.

Ключевые слова: высококалиевые щелочные серии; Nd-Sr изотопные характеристики; обогащенные источники; древняя континентальная кора.

Isotope (Nd-Sr) features and possible sources of ultrapotassium alkaline rocks of the Synnyr massif (Northern Baikal region)

Savatenkov V. M., Rytsk E. Yu., Velikoslavinskii S. D., Lebedeva Yu. M.

Institute of Geology and geochronology of the Precambrian RAS, St. Petersburg, v.m.savatenkov@ipgg.ru

Abstract. The paper presents results of the Rb-Sr isotope study of alkaline rocks of the high-K series and of the Synnyr massif intruded the Neoproterozoic rift-related rocks of the Northern Baikal region and pulaskites of the Tassky massif, intruded the Archean metamorphic rocks of the Kurulta unit of the Aldan Shield. Synthesis of new and previously obtained isotope and geochemical data shows that the main component of the enriched source of high alkali alkaline rocks could be the ancient continental crust, reworked in a result of plume processes and interaction with various mantle magmas during the rift destruction of the Siberian craton.

Key words: high potassium alkaline series; Nd-Sr isotope characteristics; enriched sources ancient continental crust.

Сыннырский массив в Северном Прибайкалье является одним из крупнейших в мире кольцевых плутонов щелочных пород высококалиевой серии (S более 500 км²) и находится на границе неопротерозойских континентальных рифтогенных структур Олоkitской зоны и Байкало-Муйского пояса (рис. 1). В строении массива выделяется центральное ядро трахитоидных пуласкидов и две зоны, сложенные дифференцированной серией щелочных пород. Во внутренней зоне преобладают щелочные, нефелиновые и кальсилитовые сиениты с телами шонкинитов и ультракалиевых псевдолейцитовых сынныритов, а в пределах внешней зоны – нефелиновые сиениты, близкие к фойяитам (Орлова и др., 1993).

Вопрос источников и происхождения высококалиевых щелочных пород, включая уникальные ультракалиевые сынныриты, открытые А.Я. Жидковым (1963), представляет сложную петрологическую проблему (Соболев и др., 1983). Большинство континентальных высококалиевых пород (Lustrino, 2016), как и щелочные породы Сыннырского массива (Рыцк и др., 2017), характеризуются коровыми Nd-изотопными характеристиками, которые указывают на значительную роль в их источнике докембрийской и в частности, палеопротерозойской континентальной коры. Вместе с тем, обогащенные компоненты источников щелочных пород могут быть связаны не только с древней континентальной корой, но и с долгоживущими резервуарами континентальной литосферной мантии. Для уточнения изотопного состава щелочных пород дифференцированной серии Сыннырского массива и комплекса даек лейцитовых фонотэфритов, а также для сравнения пуласкидов Тасского массива, прорывающего архейские метаморфические породы курультинской толщи Алданского щита, выполнены дополнительные Rb-Sr изотопные исследования.

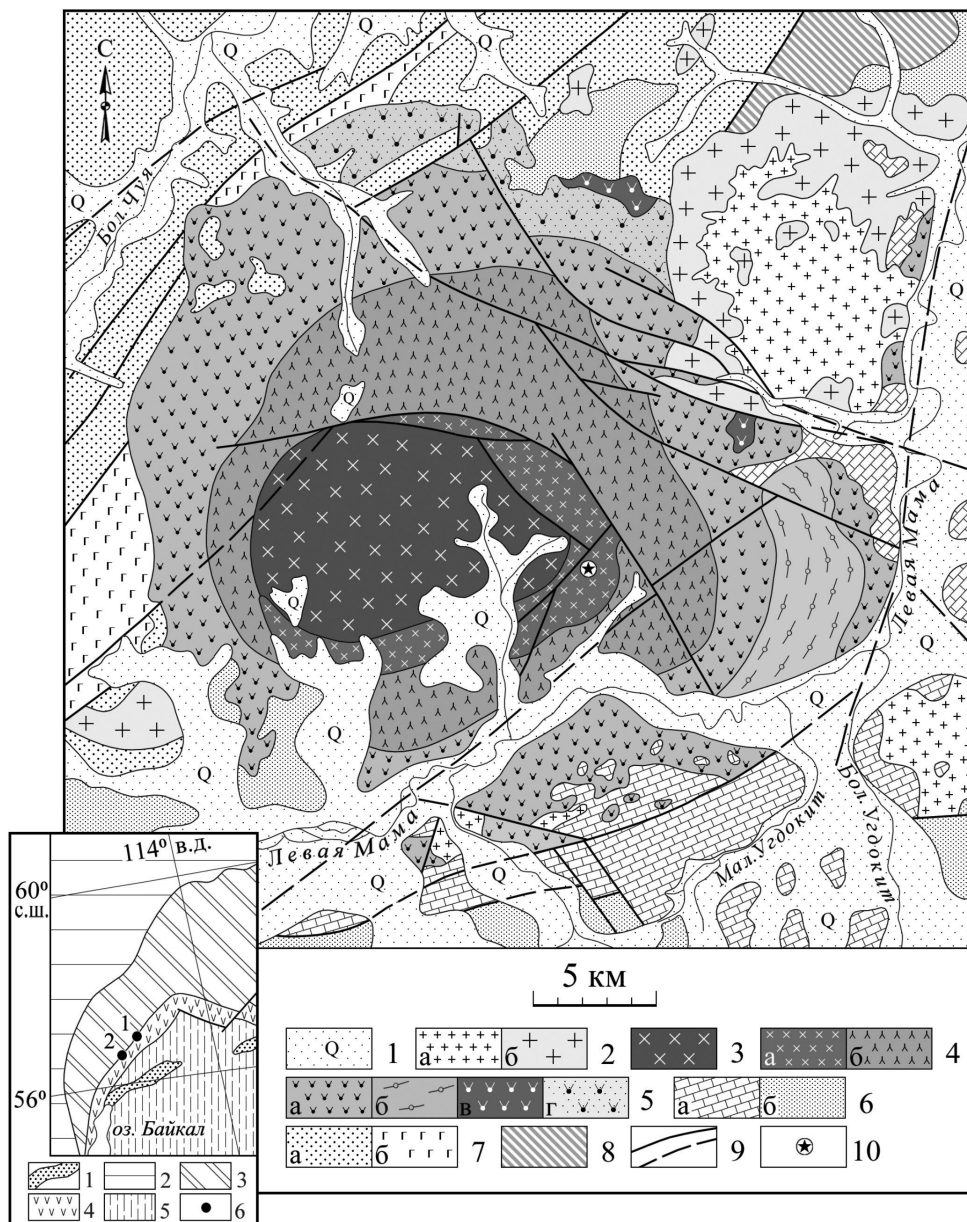


Рис. 1. Схема геологического строения Сыннырского массива щелочных пород, с изменениями по (Жидков, 1962; Орлова и др., 1993; Рыцк и др., 2017).

1 – четвертичные отложения; 2 – конкудеро-мамаканский комплекс: мелкозернистые лейкократовые граниты (а), порфировидные биотитовые и амфиболовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты (б); Сыннырский массив (3-5). 3 – трахитоидные пуласкиты в ядре массива; 4 – внутренняя зона массива (а-б): а – псевдолейцитовые сиениты, сынныриты, шонкиниты; б – пойкилитовые и средне-мелкозернистые нефелиновые сиениты с горизонтами псевдолейцитовых сиенитов, включающих жильные тела сынныритов; 5 – внешняя зона массива (а-г): а – среднезернистые и трахитоидные нефелиновые и нефелин содержащие сиениты; б – трахитоидные пироксеновые нефелиновые сиениты близкие к фойяитам; в – пироксен-нефелиновые сиениты малых интрузивных тел: г – эндоконтактовые амфиболовые и амфибол-пироксеновые породы сиенитового состава с обломками роговиков и эруптивные брекчии; Вмещающие толщи (6-8): 6 – анамакитская серия, известняки раннего кембрия (а) и терригенные породы (б); 7 – неопротерозойские карбонатные, метаосадочные породы (а) и метабазальты (б) Олокильской рифтогенной зоны; 8 – метаморфический комплекс раннего неопротерозоя; 9 – разрывные нарушения (установленные и предполагаемые); 10 – место отбора образцов.

Условные обозначения к врезке. 1 – четвертичные впадины; 2 – Сибирская платформа; 3 – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс; 4 – Байкало-Муйский пояс; 5 – террейны Центрально-Азиатского подвижного пояса; 6 – щелочные массивы высококалийевой серии (1 – Сыннырский; 2 – Бурпалинский).

Fig. 1. Sketch geological map of the Synnyr massif of alkaline rocks, with changes in (Zhidkov, 1962; Orlova et al., 1993; Rytsk et al., 2017).

1 – Quaternary deposits; 2 – Konkudero-Mamakanskii complex: fine-grained leucocratic granites (a), porphyry biotite and amphibole granites, granosyenites and quartz syenites (b); Synnyr massif (3-5). 3 – trachytoid pulascites in the core of the massif; 4 – internal area of the massif (a-b): a – pseudo-leucite syenites, synnyrites, shonkinites; b – poikilitic and medium-fine-grained nepheline syenites with horizons of pseudo-leucite syenites, including the veins of synnyrites; 5 – outer zone of the massif (a-d): a – medium-grained and trachytoid nepheline and nepheline-bearing syenites; b – trachytoid pyroxene nepheline syenites close to foyaites; (c) pyroxene-nepheline syenites of small intrusive bodies; (d) endocontact amphibole and amphibole-pyroxene rocks of syenite composition with fragments of hornfels and eruptive breccias; The host rocks (6-8): 6 – Anamakit group, early Cambrian limestones (a) and terrigenous rocks (b); 7 – Neoproterozoic carbonate, metasedimentary rocks (a) and metabasalts (b) of the Olokit rift zone; 8 – early Neoproterozoic metamorphic complex; 9 – faults (established and assumed); 10 – the place of sampling.

Symbols to the inset. 1 – Quaternary depressions; 2 – Siberian platform; 3 – The Baikal-Patom fold-thrust belt; 4 – Baikal-Muya belt; 5 – terrains of the Central Asian mobile belt; 6 – alkaline massifs of ultrapotassium series (1 – Synnyr; 2 – Burpala).

На диаграмме в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ фигуративные точки изотопных составов трёх образцов сынныритов и двух образцов шонкинитов образуют эрохронную зависимость (СКВО = 6.2) угол наклона которой отвечает возрасту 291 ± 9 млн. лет и первичному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707768 \pm 0.000026$. При этом один образец сынныритов и один образец шонкинитов существенно отклоняются от этой зависимости, что скорее всего обусловлено частичным нарушением Rb-Sr изотопной системы в результате неравномерно проявленных наложенных процессов фенизации и низкотемпературных вторичных изменений пород и (или) может свидетельствовать об исходной гетерогенности источников этих щелочных пород. Таким образом, полученное и опубликованные Rb-Sr значения «возраста» для щелочных пород массива не следует рассматривать в качестве геохронологических оценок их возраста.

Установленные изотопные параметры $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ изученных щелочных пород Сыннырского массива предполагают участие в их образовании обогащённого источника, подобного ЕМШ (рис. 2 а), в то время как Nd-Sr характеристики пуласкитов Тасского массива указывают на обогащенный источник типа ЕМІ раннего архея. При этом, по своим первичным изотопным характеристикам Nd породы Сыннырского массива весьма однородны ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьирует в интервале -10/-11) и сходны по этому параметру с щелочными породами Бурпалинского и Акицкого массивов Северного Прибайкалья, изученных Н.В. Владыкиным (2005).

Учитывая, что в пределах Олоkitской зоны континентального рифтогенеза, помимо Сыннырского щелочного массива, находится более древний (720-730 млн. лет) Довыренский расслоенный плутон с аномальными «обогащенными» изотопными параметрами долгоживущего сублитосферного мантийного источника (Амелин и др., 1996; Арискин и др., 2015), на диаграммах (см. рис. 2 а, б) также показано поле изотопных составов ультраосновных и основных пород этого плутона. Как видно, поле составов пород расслоенного плутона находится на продолжении возможного тренда для части щелочных пород, хотя низкие отношения Nb/Th обогащенного источника более характерны для палеопротерозойской континентальной коры, к полю которой тяготеют и точки Sr-Nd изотопных составов лампроитов Алданского щита (Davies et al., 2006). Дайки лейцитовых фонотэфритов, прорывающих сынныриты внутренней зоны Сыннырского массива на рубеже нижнего – среднего триаса (240-250 млн. лет, неопубликованные данные авторов), характеризуются значительно более мантийным Nd-Sr изотопным составом (см. рис. 2 а), близким к составу карбонатитовых комплексов Кольского полуострова (Kramm, Kogarko, 1994; Balaganskaya et al., 2007) и Байкало-Муйского пояса (Дорошкевич и др., 2011). При этом, в координатах Nb/Th- $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (рис. 2 б), точки составов фонотэфритов и сиенитов-сынныритов образуют тренд от поля составов ДМ к полю составов протерозойской континентальной коры. Таким образом, можно заключить, что согласно имеющимся изотопным данным, главным компонентом обогащенного источника высококалийных щелочных пород Сыннырского массива могла быть древняя континентальная кора, переработанная

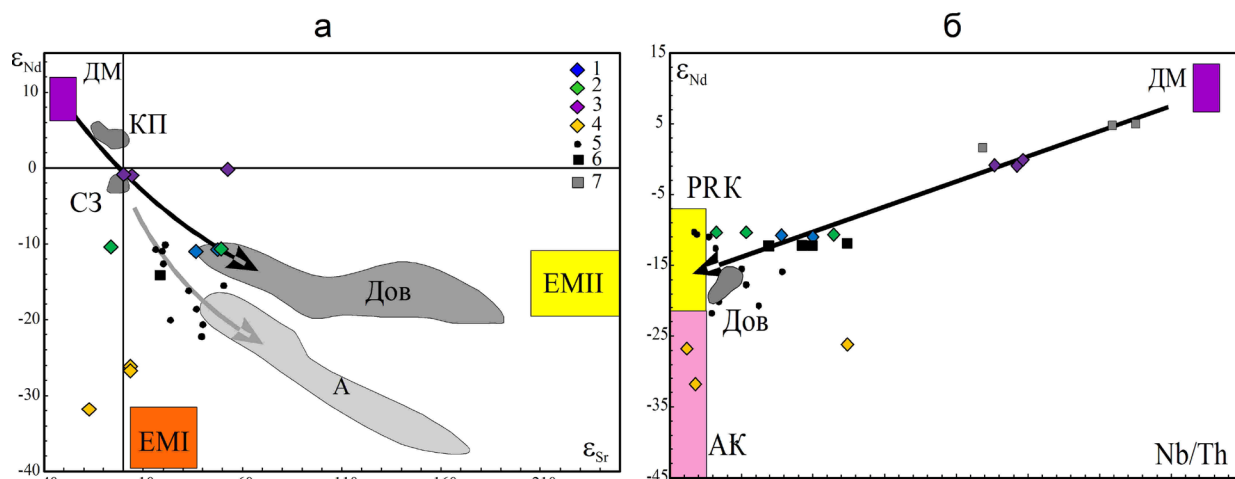


Рис. 2. Диаграммы в координатах $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$ (а) и $Nb/Th - \epsilon_{Nd}(t)$ (б).

Сыннырский массив (1-3): 1 – сынныриты, 2 – сиениты, шонкиниты, 3 – фонотефриты, 4 – пуласкиты Тасского массива, 5 – лампроиты Алданского щита (Davies et al., 2006), 6 – лампроиты Норильского региона (Ivanov et al., 2018), 7 – высокотитанистые базальты иньяптуковской свиты Олокитской зоны (Арискин и др., 2015). Поля составов: Дов – пород Довыренского массива (Amelin et al., 1996; Арискин и др., 2015); А – архейской коры Алданского щита согласно (Neymark et al., 1993); КП – карбонатитовых комплексов Кольского полуострова (Kramm, Kogarko, 1994; Balaganskaya et al., 2006); СЗ – карбонатитов Северного Забайкалья (Дорошкевич и др., 2011). АрК – пород архейской континентальной коры; PRK – протерозойской континентальной коры. ДМ – деплетированная мантия, ЕМИ и ЕМП – обогащённые мантийные источники. Значения отношений Nb/Th для континентальной коры по (Condie, 1993), деплетированной мантии – по (Salters, Stracke, 2004).

Fig. 2. The diagrams $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$ (a) and $Nb/Th - \epsilon_{Nd}(t)$ (б).

The Synnyr massif (1-3): 1 – synnyrites, 2 – syenites, shonkinites, 3 – phonotephrites, 4 – pulaskites of the Tasskii massif, 5 – lamproites of the Aldan Shield (Davies et al., 2006), 6 – lamproites of the Norilsk region (Ivanov et al., 2018), 7 – the high-Ti basalts of the Inyaptuk suite of the Olokit zone (Ariskin et al., 2015). Fields of compositions: Dov – rocks of the Dovyrenskii massif (Amelin et al., 1996; Ariskin et al., 2015); A – the Archean crust of the Aldan Shield after (Neymark et al., 1993); KP – carbonatite complexes of the Kola Peninsula (Kramm, Kogarko, 1994; Balaganskaya et al., 2006); SZ – carbonatites of Northern Transbaikalia (Doroshkevich et al., 2011). ArK – rocks of the Archean continental crust; PRK – Proterozoic continental crust. DM – depleted mantle, EMI and EMP – enriched mantle sources. Values of Nb / Th ratios for the continental crust (Condie, 1993), depleted mantle – after (Salters, Stracke, 2004).

в результате взаимодействия с различными мантийными магмами в ходе рифтогенной деструкции Сибирского кратона и плюмовых процессов.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2019-0001, №0153-2019-0005, при поддержке РФФИ (проект №18-05-00724) и Фонда развития отечественной геологии.

Литература

1. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
2. Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск. 2005. С. 13–29.
3. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Саватенков В.М. Источники карбонатитового магматизма Северного Забайкалья в позднем рифее: геохимические и изотопно-геохимические данные // Геохимия. 2011. № 12. С. 1271–1283.

4. Жидков А.Я. Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракалийевых сиенитов // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 12. С. 414–417.
5. Орлова М.П., Жидков А.Я., Орлов Д.М., Зотова И.Ф. Внутренняя структура и формирование Сыннырского щелочного массива // Геохимия. 1993. № 8. С. 1161–1182.
6. Соболев В.С., Костюк В.П., Панина Л.И. и др. О проблеме сынныритов // Сб. Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. 1983. С. 102–110.
7. Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Смыслов С.А., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Богомоллов Е.С., Толмачева Е.В., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники позднепалеозойских высококалийевых и ультракалийевых сиенитов Сыннырского и Тасского массивов (Восточная Сибирь). ДАН. 2017. Т. 476. № 1. С. 93–97.
8. Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geology. 1996. V. 129. P. 39–69.
9. Balaganskaya E.G., Downes H., Demaiffe D. REE and Sr-Nd isotope compositions of clinopyroxenites, phoscorite and carbonatites of the Sebyavr Massif, Kola Peninsula, Russia // Mineralogia Polonica. 2007. V. 38. N. 1.
10. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1–37.
11. Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G. Trace Element and Sr–Pb–Nd–Hf Isotope Evidence for Ancient, Fluid-Dominated Enrichment of the Source of Aldan Shield Lamproites // Journal of Petrology. V. 47. Is. 6. 1 June 2006. P. 1119–1146.
12. Ivanov A.V., Demonterova E.I., Savatenkov V.M., Perepelov A.B., Ryabov V.V., Shevko A.Y. Late Triassic (Carnian) lamproites from Noril'sk, polar Siberia: Evidence for melting of the recycled Archean crust and the question of lamproite source for some placer diamond deposits of the Siberian Craton // Lithos. 296–299 (2018) 67–78.
13. Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Smelov A.P. et al. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precambrian Research. V. 62. Is. 4. July 1993. P. 453–472.
14. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline province, Russia // Lithos. V. 32. Is. 3–4. July 1994. P. 225–242.
15. Lustrino, M., Agostini S., Chalal Y., Fedele L., Stagno V., Colombi F., Bouguerra A. Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The Late Miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 327. P. 539–553.
16. Salters V.J.M. and Stracke A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5: doi: 10.1029/2003GC000597. issn: 1525-2027.

Карбонатиты, фениты и карбонатно-щелочные метасоматиты Западного Прибайкалья: минералого-геохимическое сопоставление

Савельева В.Б., Базарова Е.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vsavel@crust.irk.ru

Аннотация. Проведено минералого-геохимическое сопоставление доломит-анкеритовых карбонатитов, фенитов и карбонатно-щелочных метасоматитов Западного Прибайкалья. По петрографическим признакам отличить карбонатно-щелочные метасоматиты от фенитов трудно. Более показательны присутствие акцессорных минералов Nb в фенитах и U-содержащих минералов в карбонатно-щелочных метасоматитах, а также особенности редкоэлементного состава пород.

Ключевые слова: Западное Прибайкалье, карбонатиты, фениты, карбонатно-щелочные метасоматиты, альбитизация, рибекитизация, доломитизация.

Carbonatites, fenites and carbonate-alkaline metasomatites of the Western Baikal region: mineralogical and geochemical comparison

Savelyeva V.B., Bazarova E.P.

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, vsavel@crust.irk.ru

Abstract. The mineralogical and geochemical comparison of dolomite-ankerite carbonatites, fenites and carbonate-alkaline metasomatites of the Western Baikal region was carried out. According to petrographic features, it is difficult to distinguish carbonate-alkaline metasomatites from fenites. The presence of accessory Nb minerals in fenites and U-containing minerals in carbonate-alkaline metasomatites, as well as the features of rare-element composition of rocks, are more indicative.

Key words: Western Baikal Area, carbonatites, fenites, carbonate-alkaline metasomatites, albitization, riebeckitization, dolomitization.

Введение

Карбонатиты являются одними из наиболее интересных с точки зрения геохимии и генезиса производными мантийного магматизма, имеющими важное экономическое значение, поскольку с ними связаны крупные ресурсы Ta, Nb, REE, Fe, Ti, P, Cu и др. Становление карбонатитов обычно сопровождается фенитизацией – высокотемпературным щелочным метасоматозом. Иногда щелочные метасоматиты содержат редкометалльную (Nb, Zr, REE) минерализацию.

В отличие от фенитов, щелочно-карбонатные метасоматиты является поисковым признаком для гидротермальных месторождений урана. При этом остается много вопросов в отношении состава минерализующих флюидов, их источников, физико-химических условий отложения руды и др. Высказывается мнение о генетической связи месторождений с карбонатитовым и/или щелочным магматизмом (Wilde, 2013).

В пределах Байкальского выступа на юге Сибирского кратона известны проявления как карбонатитов, сопровождающихся ореолами фенитизации во вмещающих породах, так и проявления карбонатно-щелочного метасоматоза, что позволяет провести их сопоставление.

Геологическая позиция

Карбонатиты и карбонатно-щелочные метасоматиты локализованы в южной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона и приурочены к зоне сочленения кратона и Саяно-Байкальской складчатой области. Район сложен метаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями PR₁, син-и постколлизийными гранитами (возраст постколлизийных гранитов 1.86 млрд. лет (Донская и др., 2003)) и прорывающими их дайками габбро-диабазов с возрастом 787 ± 21 млн. лет (Gladkochub et al., 2010).

Таблица 1. Акцессорные минералы карбонатитов и метасоматитов.

Table 1. Accessory minerals of carbonatites and metasomatites.

Минералы	1	2	3	4
Магнетит Fe ₃ O ₄	+	+	+	+
Ильменит FeTiO ₃	+	+	+	+
Экандрюсит (Zn, Fe ²⁺ , Mn ²⁺)TiO ₃	+			
Гематит Fe ₂ O ₃		+		
Рутил TiO ₂	+	+	+	+
Пироклор (Ca, Na) ₂ Nb ₂ O ₆ (OH, F)	+			
Ферроколумбит Fe ²⁺ Nb ₂ O ₆		+		
Эвксенит-(Y) (Y, Ca, Ce, U, Th)(Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆	+			
Эшинит-(Ce) (Ce, Ca, Fe, Th)(Ti, Nb) ₂ (O, OH) ₆			+	
Кричтонит (группа)		+		+
Циркон ZrSiO ₄	+	+	+	+
Торит ThSiO ₄	+		+	+
Церит-(Ce) (Ce, Ca) ₉ (Mg, Fe ²⁺)Si ₇ (O, OH, F) ₂₈			+	+
Таленит-(Y)? Y ₃ Si ₃ O ₁₀ (F, OH)		+		
Алланит-(Ce) (Ce, Ca, Y) ₂ (Al, Fe ³⁺) ₃ (SiO ₄) ₃ (OH)	+		+	+
Титанит CaTiSiO ₅			+	+
Ст-эпидот (Ca, Sr) ₂ (Al, Fe ³⁺) ₃ (SiO ₄) ₃ (OH)				+
Фторapatит Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	+	+	+	+
Монацит-(Ce) (Ce, La, Nd, Th)PO ₄	+	+	+	+
Ксенотим-(Y) YPO ₄	+	+		+
Бастнезит-(Ce) (Ce, La)CO ₃ F	+			+
Бурбанкит (Na, Ca) ₃ (Sr, Ba, Ce)(CO ₃) ₅	+			
Барит BaSO ₄	+	+	+	+
Пирит FeS ₂	+	+	+	+
Халькопирит CuFeS ₂	+		+	+
Галенит PbS	+			+
Сфалерит ZnS	+			
Сульфиды Cu (и Bi)*				+
Смитсонит ZnCO ₃	+	+		
Церуссит PbCO ₃	+			
Настуран**				+

Примечание. 1-3 – Онгуренский комплекс: 1 – доломит-анкеритовые карбонатиты, 2 – микроклиновые метасоматиты, 3 – магнезиорибекитовые метасоматиты; 4 – карбонатно-щелочные метасоматиты (в целом). * – борнит Cu₅FeS₄, ярроуит Cu₉S₈, ковеллин CuS, халькоцит Cu₂S, виттихенит Cu₃BiS₃; ** – по данным Сосновской экспедиции.

Note: 1-3 – Ongurensky complex: 1 – dolomite-ankerite carbonatites, 2 – microcline metasomatites, 3 – magnesi-oribekite metasomatites; 4 – carbonate-alkaline metasomatites (in general). * – bornite Cu₅FeS₄, yarrowite Cu₉S₈, and covellite CuS, chalcocite Cu₂S, wittichenite Cu₃BiS₃; ** – according to Sosnovskaya expedition.

Онгуренский карбонатитовый комплекс (около 1.0 млрд. лет) (Савельева и др., 2016) включает более 20 даек и жил карбонатитов мощностью от 1-3 см до 1.5 м. Это доломит-анкеритовые карбонатиты, в меньшей мере кальцитовые карбонатиты, силикокарбонатиты и редкие дайки пикритов и фоскоритов. Внедрению карбонатитов предшествовали калиевый метасоматоз и гематитизация, проявленные на участках катаклаза и брекчирования в сотни метров и шириной до 100 м. Рибекитизация развита на участке протяженностью около 10 км, шириной до 2 км. Локально проявлены доломитизация, флогопитизация, апатитизация и др.

Район проявления карбонатно-щелочных метасоматитов с бедной U минерализацией (гидратированный настуран, по данным Сосновской экспедиции) сложен биотит-хлоритовыми сланцами, метаэффузивами основного и среднего состава, метапесчаниками, которые прорываются аляскистыми гранитами. В зоне шириной около 50-70 м натриевый метасоматоз и карбонатизация наложились на катаклазированные и милонитизированные метаэффузивы, аляскиты и дайку лампрофира.

Петрография

Карбонатиты представлены мелкозернистыми, иногда порфировидными породами, на 70-90 % состоящими из карбоната. В кальцитовых карбонатитах кроме кальцита присутствуют флогопит, в небольшом количестве доломит, апатит, титаномагнетит и др. В доломит-анкеритовых карбонатитах карбонат принадлежит к изоморфному ряду доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – анкерит $\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$. Породы содержат также кальцит, кварц, микроклин, альбит, флогопит, магнезиорибекит, эгирин, магнетит, апатит и др. (табл. 1).

Калиевая фенитизация выражается в появлении в гнейсах и гранитах каемок и прожилков лейстовидного калиевого полевого шпат; исчезновении биотита, который замещается микроклином с вростками магнетита/гематита и рутила. Вблизи карбонатитов в метасоматитах наблюдаются прожилки доломита в ассоциации с флогопитом.

Натриевая фенитизация начинается с раскисления плагиоклаза в гнейсах и гранитах и появлении мелких зерен актинолита; затем возникают каймы щелочного амфибола (\pm редкий пироксен), замещающего кварц, полевые шпаты и слюду. Породы тыловой зоны образуют прослой мощностью 2-5 см, на 85-90 % сложенные амфиболом (\pm альбит, кальцит, титанит).

Колонка K-фенитизации:	Колонка Na-фенитизации:
Кв+Пл+Би	Кв+Пл+Би
Микр+Флог (Кв, Пл)	Аб+Акт+Ка (Кв, Би)
Микр (+Мгт/Гем)	Аб+Риб±Ка (Кв)
	Риб (\pm Аб, Ка)

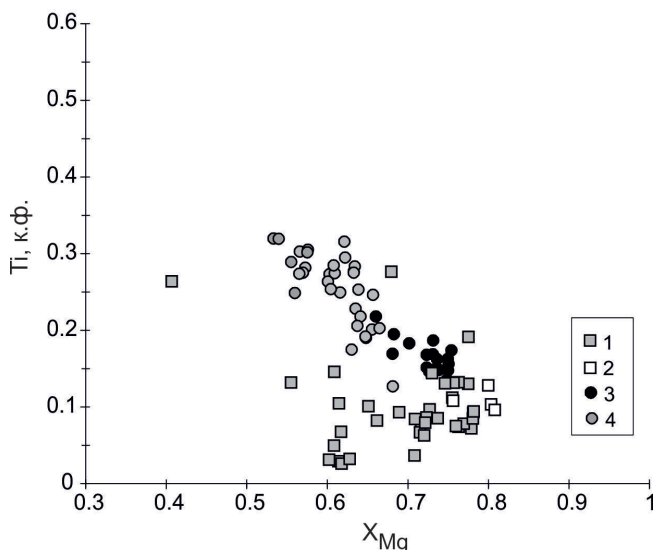


Рис. 1. Соотношение Ti – X_{Mg}, к.ф., в слюдах.
 Слюды: 1, 2 – из фенитов: 1 – калиевых, 2 – натриевых тыловой зоны, 3, 4 – из карбонатно-щелочных метасоматитов: 3 – альбит-рибекитовых, 4 – доломит-биотитовых.

Fig. 1. Ti – X_{Mg}, apfu, diagram for micas.
 Mica: 1, 2 – fenite: 1 – potassium, 2 – sodium; 3, 4 – carbonate-alkaline metasomatites: 3 – albite-riebeckite, 4 – dolomite-biotite.

На участке карбонатно-щелочного метасоматоза в аляскитах наблюдаются альбитизация, сопровождающаяся образованием рибекита и отложением кальцита, и более поздняя доломитизация. Альбит-рибекитовые метасоматиты на 75-80 % сложены шахматным альбитом, среди которого сохраняются кварц и плагиоклаз ранней генерации. Темноцветные минералы представлены мелким биотитом и щелочным амфиболом. Особенно интенсивно амфиболизация проявлена на контакте с дайкой лампрофира. В доломитизированных гранитах альбитизация проявлена неравномерно, микроклин постоянно присутствует; с доломитом ассоциируются биотит и магнетит. В милонитизированных гранитах доломит слагает послойные мелкозернистые прожилки мощностью до 1.5 см с оторочками биотита. Наиболее поздние образования представлены кварцевыми и кварц-карбонатными (\pm рибекит-асбест, альбит, флогопит, хлорит, флогопит) жилами мощностью до 0.2 м.

Колонки карбонатно-щелочного метасоматоза в аляскитовых гранитах:

Стадия Na-Ca-CO ₂ метасоматоза:	Стадия K-Ca-Mg-CO ₂ метасоматоза:
Кв+Микр+Пл _{кисл} (Би)	Кв+Микр+Пл _{кисл} (Би)
Аб+Риб+Ка+Кв+Флог	Дол+Би+Микр (Кв, Аб)
Аб+Риб+Ка	Дол+Би

Минералого-геохимическое сопоставление

В доломитовых карбонатитах состав карбоната варьирует от чистого доломита до железистого доломита: количество (мас. %) FeO до 14 (до 40 мол. % CaFe(CO₃)₂), SrO 0.4-0.7, MnO до 1.4. Доломит из калиевых фенитов имеет сходный состав (мас. %): FeO=0.5-14.5 (1.5-42 мол. % CaFe(CO₃)₂); MnO 0.4-1.9. В карбонатно-щелочных метасоматитах доломит из метасоматических прожилков содержит (мас. %) 8.7-14.0 FeO (22-38 мол. % CaFe(CO₃)₂), до 1.1 MnO. Кальцит содержит 0.25-0.84 мас. % SrO.

Слюда в доломит-анкеритовых карбонатитах представлена зональным флогопитом (X_{Mg}=0.83-0.91 в центре и 0.58-0.64 на краю зерен). В Na-фенитах слюда также представлена флогопитом (X_{Mg}=0.76-0.81), а в K-фенитах – за редким исключением флогопитом и магниальным биотитом (X_{Mg}=0.61-0.78). В карбонатно-щелочных метасоматитах слюда, в целом, более титанистая, чем в фенитах; X_{Mg}=0.66-0.75 в альбит-рибекитовых метасоматитах и снижается до 0.53-0.56 в доломитовых прожилках (рис. 1).

Амфибол в карбонатитах представлен магнизиорибекитом и значительно более редким магниарфведсонитом. Новообразованные амфиболы в Na-фенитах представлены актинолитом, винчитом и магнизиорибекитом. В карбонатно-щелочных метасоматитах в основном присутствует магнизиорибекит, но отмечаются также рибекит и винчит (рис. 2).

Карбонатиты, фениты и карбонатно-щелочные метасоматиты, содержат, в основном, сходный набор аксессуарных минералов (табл. 1). Однако, для карбонатитов и фенитов характерны тантало- и титаниониобаты, которые отсутствуют в карбонатно-щелочных метасоматитах. Кроме того, содержание Nb₂O₅ (мас. %) в минералах из фенитов выше, чем в тех же минералах из карбонатно-щелочных метасоматитов: ильменит – до 2 и ниже предела обнаружения, соответственно, рутил – до 7 и 2.4, титанит – до 1.8 и до 0.7. В то же время, минералы из карбонатно-щелочных метасоматитов содер-

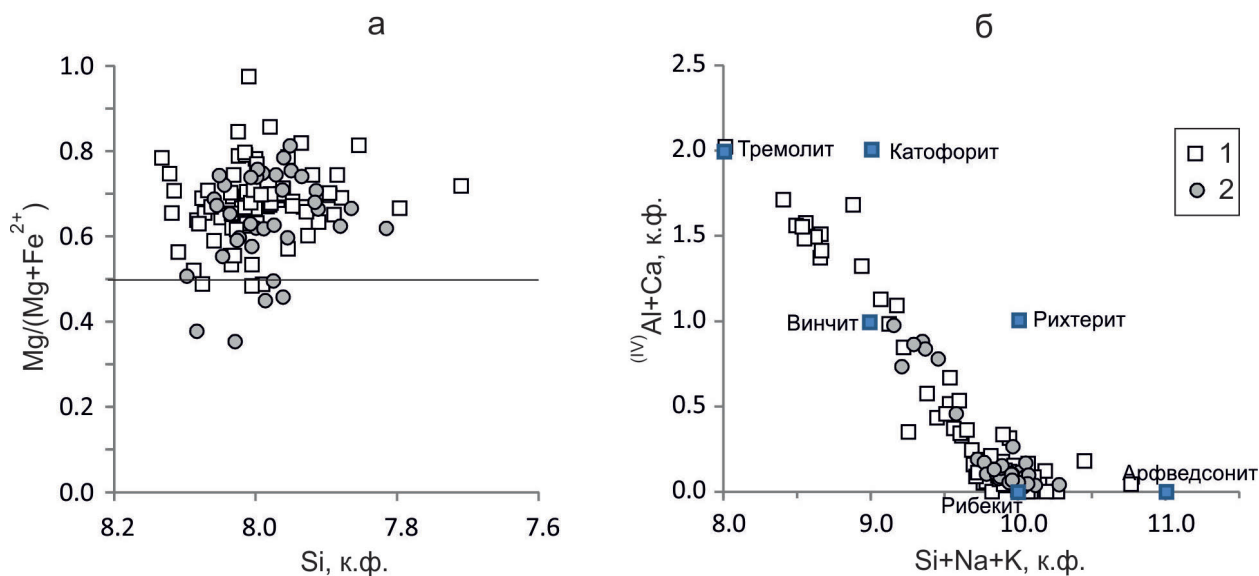


Рис. 2. Соотношения Mg/(Mg+Fe²⁺) – Si (а) и (IV)Al+Ca) – (Si+Na+K) (б), к.ф., в амфиболах. Амфиболы: 1 – из Na-фенитов; 2 – из карбонатно-щелочных метасоматитов.

Fig. 2. Mg/(Mg+Fe²⁺) – Si (a) and (IV)Al+Ca) – (Si+Na+K) (b), apfu, diagrams for amfiboles. Amphiboles: 1 – from Na-phenites; 2 – from carbonate-alkaline metasomatites.

жат повышенные количества UO_2 (мас. %): циркон до 1.1, торит 1.4-4.6, минералы группы кривонита 2.6-8.9. Для карбонатно-щелочных метасоматитов характерно также большее разнообразие сульфидов.

Доломитовые прожилки в карбонатно-щелочных метасоматитах сходны по содержаниям петрогенных компонентов с доломит-анкеритовыми карбонатитами (табл. 2), однако в прожилках ниже содержания Ln_{Ce} , Sr, P, Th и выше U; им присуще слабо дифференцированное распределение лантаноидов ($La/Yb=5$), наличие Eu минимума ($Eu/Eu^*=0.69$), «пики» U и Pb и отсутствие минимума Zr-Hf на спектре редких элементов, нормированных относительно содержаний в примитивной мантии (рис. 3).

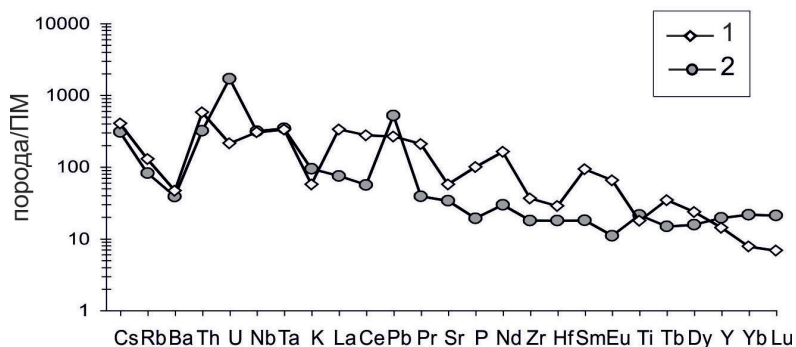


Рис. 3. Спайдерграммы доломит-анкеритового карбонатита (1) и доломитового прожилка (2).

Fig. 3. Spidergrams of dolomite-ankerite carbonatite (1) and a dolomitic veinlet (2).

Таблица 2. Химический состав доломит-анкеритовых карбонатитов (Carb) и метасоматических доломитовых прожилков (Met).

Table 2. The chemical composition of dolomite-ankerite carbonatites (Carb) and metasomatic dolomite veins (Met).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂
Carb	15.81	3.85	2.92	11.73	0.35	10.91	21.56	0.26	1.67	2.07	26.94
Met	20.19	4.23	4.01	10.78	0.40	9.49	18.90	0.18	2.53	0.24	26.07
	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Ta	Pb	Th	U
Carb	1143	62	385	201	310	217	465	12	21	46	4.3
Met	635	58	145	165	235	36	90	12	38	25	32

Выводы

Только по петрографическим признакам отличить ураноносные карбонатно-щелочные метасоматиты от фенитов трудно. Карбонат и щелочной амфибол в этих породах имеют сходный химический состав. Более показательны особенности химического состава аксессуарных минералов и присутствие типоморфных минералов Nb в фенитах и U-содержащих минералов в карбонатно-щелочных метасоматитах. Показательно также сопоставление мультиэлементных спектров, позволяющее предполагать отсутствию генетической связи карбонатно-щелочных метасоматитов с карбонатитами.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0346-2019-0003 при частичной поддержке РФФИ (грант 17-05-00819).

Литература

1. Донская Т.В., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
2. Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 292–324.
3. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 660–668.
4. Wilde A. Towards a model for albitite-type uranium // Minerals. 2013. V. 3. P. 36–48.

Особенности состава эцлогитов Берген Аркс (Норвегия)

Салимгараева Л.И.¹, Березин А.В.^{2,3}, Скублов С.Г.^{2,1}

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, fluoritecaf2@mail.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, berezin-geo@yandex.ru

Аннотация. В работе приводятся результаты исследования химического и минерального составов эцлогитов и их протолитов комплекса Берген Аркс. Полевые работы проводились на острове Холсной на юго-западе Норвегии. Эцлогиты приурочены к тектонически ослабленным зонам. Процессы эцлогитизации не приводят к значительному изменению химического состава пород. Происходит перераспределение главных и редких компонентов на минеральном уровне, что продемонстрировано на примере граната.

Ключевые слова: эцлогиты, комплекс Берген Аркс, метаморфизм, локальные методы, гранаты, редкоземельные элементы.

Features of eclogite of the Bergen Arcs (Norway) composition

Salimgaraeva L.I.¹, Berezin A.V.^{2,3}, Skublov S.G.^{2,1}

¹ St.-Petersburg mining university, St.-Petersburg, fluoritecaf2@mail.ru

² Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, St.-Petersburg, skublov@yandex.ru

³ St.-Petersburg university, St.-Petersburg, berezin-geo@yandex.ru

Abstract. This paper reviews results of studying chemical and mineralogical composition of eclogites and their protolith from the Bergen Arcs complex. Field works have been carried out on Holsnøy Island (SW Norway). Eclogites are formed in shear zones. Eclogitization processes do not change chemical composition of protolith. Redistribution of the main and rare components occurs at the mineral level and is exemplified by garnet.

Key words: eclogites, Bergen Arcs complex, metamorphism, local methods, garnets, rare-earth elements.

Полиметаморфический комплекс Берген Аркс, которому посвящена данная работа, считается отличным полигоном для изучения метаморфических процессов, происходящих в основании континентальной коры в коллизионных зонах, поскольку предполагается (исходя из оценок Р-Т условий и минеральных ассоциаций), что породы комплекса были погребены на глубину, соответствующую современным корневым зонам коры, развитым под современными Альпами и Гималаями (Austrheim, 2013). Несмотря на то, что этому объекту посвящено огромное количество работ, остаются некоторые нерешенные вопросы геохимии пород и минералов комплекса, в частности, например, распределение редких и редкоземельных элементов в породообразующих минералах.

Комплекс Берген Аркс является частью каледонского орогена на западе Норвегии, сформированного в результате коллизии Лаврентии и Балтии в позднем ордовике – раннем девоне. В структурном плане комплекс представлен серией аркообразных покровов, надвинутых на породы Западного гнейсового района. Контакт между комплексами тектонический, с развитием зоны пластической деформации.

Комплекс представлен телом анортозитов, метаморфизованных в гранулитовой фации в неопротерозое. Это тело интерпретируется как выведенная на поверхность пластина нижней континентальной коры и предполагается, что оно было сформировано как расслоенная интрузия, сложенная основными породами от анортозитов до габбро-анортозитов и норитов (Austrheim, 1987). Процессы эцлогитизации уже каледонского возраста проявлены в так называемых shear-зонах различной мощности (рис. 2).

Исходный материал и методы исследования

Образцы были отобраны в ходе полевых работ в 2018 году на острове Холсной (рис. 1), находящемся на юго-западе Норвегии. Химический состав пород был определен методом ICP-MS на

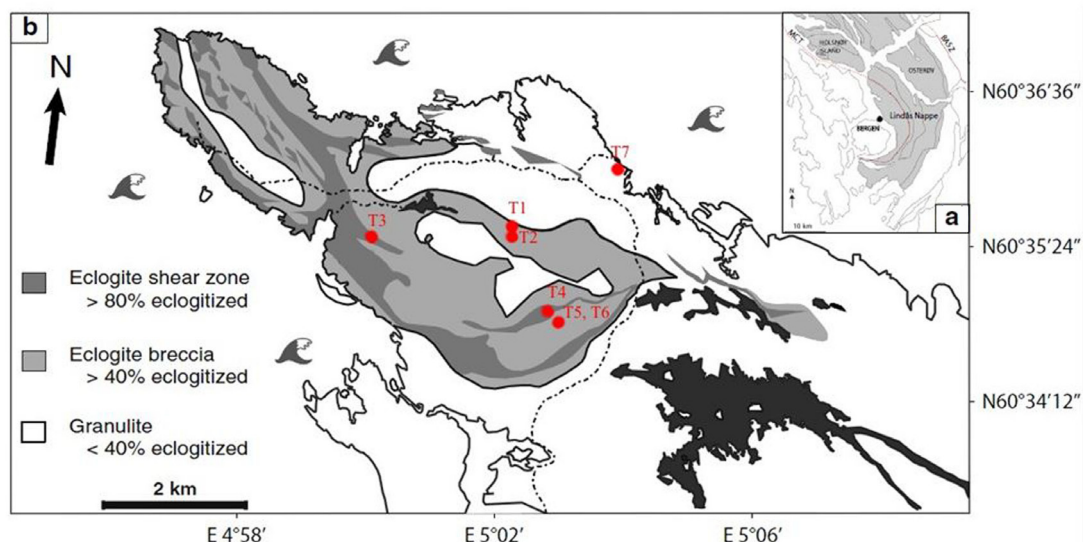


Рис. 1. а – положение острова Холсной относительно Бергена на западе Норвегии; б – схема геологического строения северной части острова Холсной (Holsnøy) по (Austrheim et al., 1996). Красными точками обозначены места отбора проб.

Fig. 1. a – Location of the Holsnøy Island relative to Bergen in western Norway; b – Geological map of the northern Holsnøy Island modified after Austrheim et al. (1996). Red labels mark sampling points.



Рис. 2. Зона эклогитизации в гранулитах.

Fig. 2. Eclogitization zone in granulites.

приборе ELAN-6100 DRC (ВСЕГЕИ). Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах было определено на ионном микрозонде Cameca-IMS-4f в ЯФ ФТИАН после предварительного исследования методом SEM-EDS (JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200) в ИГГД РАН.

Результаты

В процессе эклогитизации не происходит изменений состава гранулитов по главным компонентам: гранулиты и эклогиты лежат в одном поле на AFM-диаграмме, соответствующим щелочно-известковой серии (рис. 3 а). В целом, эклогиты более обогащены редкоземельными элементами, чем гранулиты, но не более чем на один порядок. Поля содержаний REE этих пород перекрываются, формы спектров не меняются (рис. 3 б), то есть изменения в редкоземельном составе пород незначительны.

Основными породообразующими минералами гранулитов являются гранаты, плагиоклазы и клинопироксены. Гранаты образуют порфиробласты размером до 2 мм, плагиоклаз слагает основной матрикс. Клинопироксен формирует секущие метанортозит прожилки. Кроме этих минералов наблюдаются в небольшом количестве: биотит, флогопит, силлиманит, клиноцоизит, ильменит, шпинель.

В эклогитах также фиксируется наложенный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, выражающийся в появлении амфибола. Кроме того, темноокрашенные слюды сменяются мусковитом и наблюдается распространение клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов. Гранат визуально не изменяется, а также как и в гранулитах, образует порфиробласты.

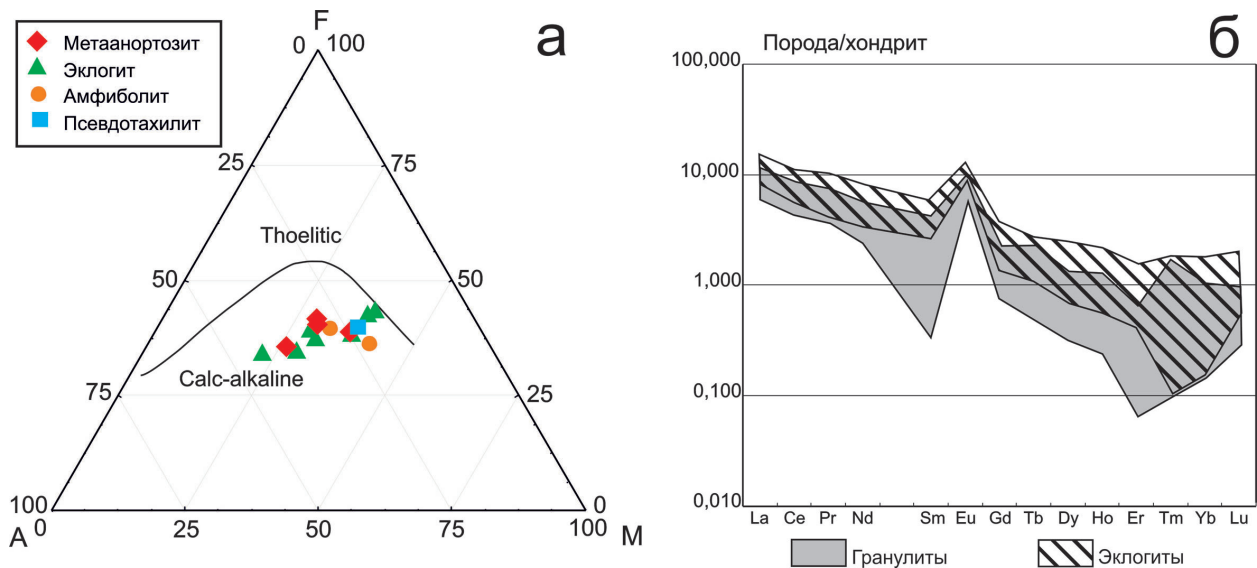


Рис. 3. а – AFM-диаграмма; б – спектры распределения REE в породах. Содержание REE нормировано на состав хондрита CI по (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 3. a – AFM-diagram; b – REE distribution spectra different rocks. Composition of REE is chondrite-normalized after (McDonough, Sun, 1995).

Гранаты – являются сквозными минералами в исследуемых породах и представляют в данном случае наибольший интерес.

Гранаты из гранулитов не проявляют зональности (рис. 4 а), и их состав практически постоянен. Гранаты из эклогитов же имеют каймы (рис. 4 б), резко отличающиеся по составу как главных, так и редких компонентов. Центральные части гранатов из эклогитов соответствуют по своему составу гранатам гранулитов (рис. 5 а).

Каймы гранатов из эклогитов отличаются повышенным содержанием альмандинового и спессартинового минералов и пониженным – пиропового, что качественно указывает на понижение температуры метаморфизма. Составы центральной и краевой (каймы) частей гранатов достаточно контрастны, что говорит о резкой смене параметров метаморфизма и интенсивном воздействии флюида в процессе перекристаллизации граната (Pollok et al., 2008). Кроме того, контрастность состава краевых зон гранатов по редким элементам свидетельствует об относительно кратковременном

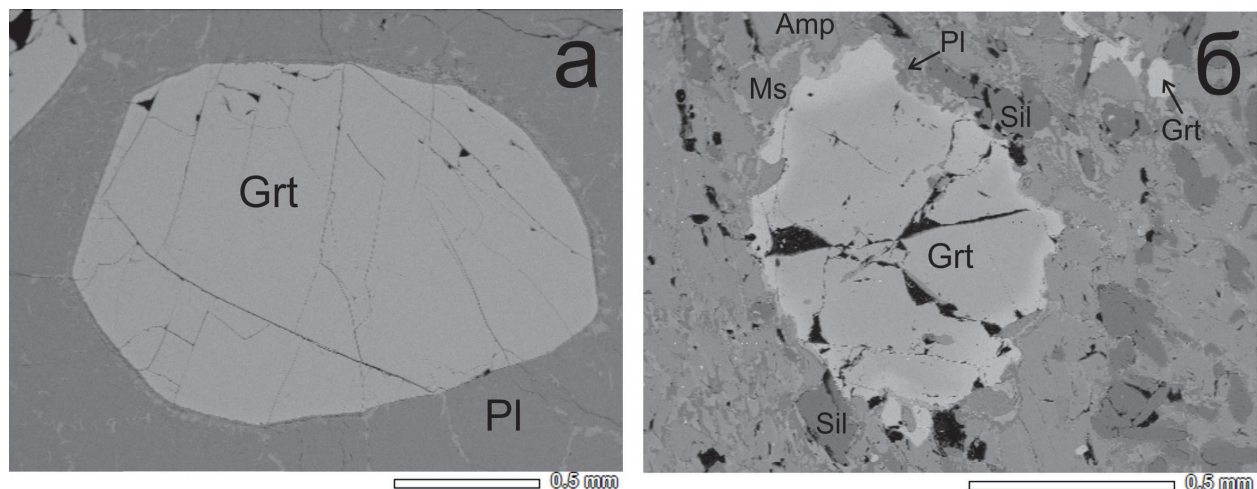


Рис. 4. BSE-изображение граната из: а – гранулита; б – эклогита.

Fig. 4. Back-scattered electron image of a garnet from: a – granulite; b – eclogite.

Табл. 1. Представительные анализы основных породообразующих минералов.

Table 1. Representative analysis of the main rock-forming minerals.

	Минералы гранулитов				Минералы эклогитов			
	Гранат		Клинопироксен	Плагиоклаз	Гранат		Амфибол	Симплектитовый клинопироксен
	core	rim			core	rim		
Обр.	1801	1801	1801	1801	1802	1802	1802	1807
№ точки	1	3	6	4	38	36	16	33
Содержание, %								
SiO ₂	40.71	40.38	50.58	59.31	40.68	39.13	56.50	54.32
TiO ₂	–	–	0.68	–	–	–	–	0.30
Al ₂ O ₃	22.92	22.49	9.12	26.48	22.82	21.45	14.43	6.59
FeO	17.15	17.52	6.49	–	16.33	22.68	5.45	4.55
MnO	0.20	0.23	0.03	–	–	1.06	0.16	0.08
MgO	11.76	12.26	10.31	–	12.41	5.87	5.82	11.07
CaO	7.27	7.12	21.12	8.00	7.77	9.81	11.02	19.66
Na ₂ O	–	–	1.66	5.91	–	–	6.61	3.42
K ₂ O	–	–	–	0.30	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100.01	100.00	99.99	100.00	100.01	100.00	99.99	99.99
Содержание, ppm								
La	0.030	0.036	3.77	2.86	b.d.l.	0.006	0.004	
Ce	0.254	0.199	14.8	4.08	0.050	0.013	0.005	
Pr	0.102	0.058	2.39	0.313	0.037	0.003	0.004	
Nd	1.27	0.986	12.0	0.787	0.768	0.022	0.031	
Sm	1.20	0.997	1.93	0.065	0.657	0.044	0.025	
Eu	1.19	1.08	1.38	0.811	1.23	0.233	0.025	
Gd	1.67	1.53	1.76	0.045	0.516	0.224	0.013	
Tb	0.286	0.293	0.333	0.021	0.095	0.102	0.004	
Dy	1.22	1.67	0.472	0.119	0.351	1.24	0.029	
Ho	0.225	0.290	0.103	0.113	0.050	0.483	0.004	
Er	0.597	0.814	0.147	0.122	0.222	2.52	b.d.l.	
Yb	0.490	0.917	b.d.l.	0.030	0.213	5.57	0.029	
Lu	0.086	0.169	0.028	0.005	0.027	0.817	0.004	
Сумма	8.62	9.04	39.1	9.36	4.21	11.3	0.176	

проявлении эклогитового метаморфизма. Спектры REE в каймах гранатов (рис. 5 б) соответствуют типичным спектрам эклогитовых гранатов (Скублов, 2005).

Клинопироксены гранулитов соответствуют по своему составу диопсиду, а симплектитовый клинопироксен эклогитов - омфациту (рис. 6 а).

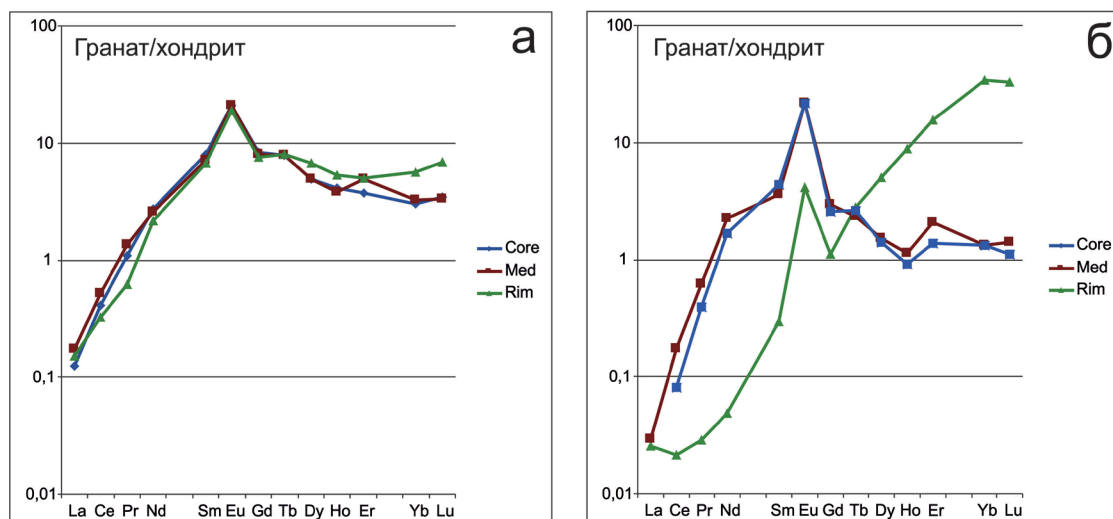


Рис. 5. Спектры распределения REE в гранатах из: а – гранулитов; б – эклогитов. Содержание REE нормировано на состав хондрита CI по (McDonough W.F., Sun S.S., 1995).

Fig. 5. REE distribution spectra in garnets from: a – granulites; b – eclogites. Composition of REE is chondrite-normalized after (McDonough W.F., Sun S.S., 1995).

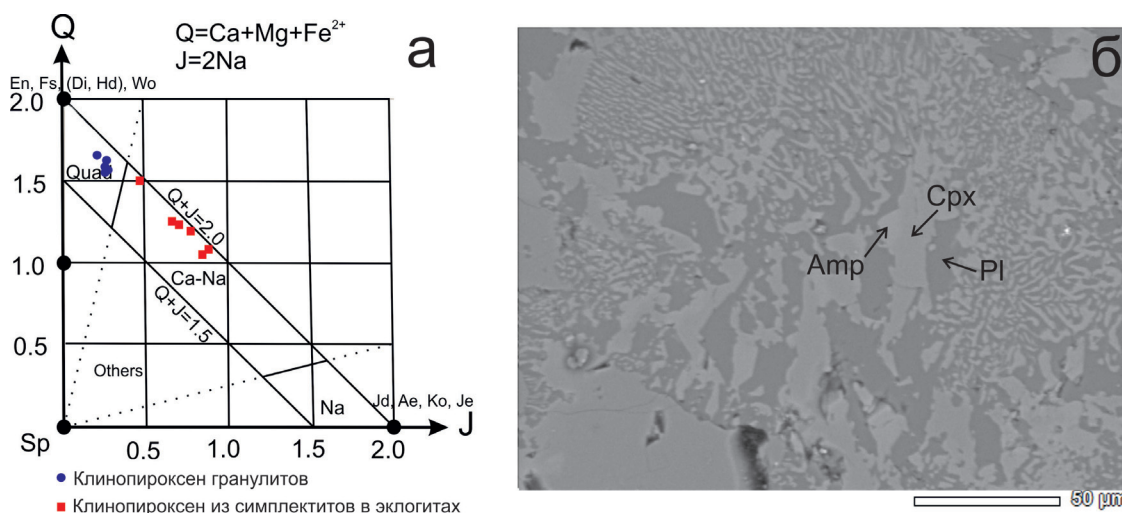


Рис. 6. а – Q-J диаграмма (Morimoto et al., 1988) для клинопироксенов; б – симплектиты в эклогитах.

Fig. 6. a – Q-J diagram (Morimoto et al., 1988) for clinopyroxenes; b – symplectites in eclogites.

Литература

1. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб. Изд-во: Наука. 2005. 147 с.
2. Austrheim H. Fluid and deformation induced metamorphic processes around Moho beneath continent collision zones: Examples from the exposed root zone of the Caledonian mountain belt, W-Norway // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P. 620–635.
3. Austrheim H., Erambert M., Boundy T.M. Garnets recording deep crustal earthquakes // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 139(1). P. 223–238.
4. Boundy T.M., Mezger K., Essene E.J. Temporal and tectonic evolution of the granulite - eclogite association from the Bergen Arc, western Norway // *Tectonophysics*. 1997. V. 39. P. 159–178.
5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
6. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. 1988. V. 73. P. 1123–1133.
7. Pollok K., Lloyd G.E., Austrheim H., Putnis A. Complex replacement patterns in garnets from Bergen Arcs eclogites: a combined EBSD and analytical TEM study // *Chemie der Erde – Geochemistry*. 2008. V. 68. P. 177–191.

Метаморфизм Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса Бунделкхандского кратона Индийского щита

Сибелев О.С.¹, Слабунов А.И.¹, Мишра С.², Сингх В.³

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, Sibelev@krc.karelia.ru

² Геологический факультет Университета Хемвати Нандан Бахугуна Гарваль, Индия, smpsgeo@gmail.com

³ Геологический факультет Бунделкхандского университета, Джанси, Индия, vinodksingh@bujhansi.ac.in

Аннотация. В метавулканитах Маурнипурской структуры Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса установлены три стадии метаморфизма: 1) амфиболитовой фации с возрастом около 2687 ± 17 Ма, 2) его регрессивная ветвь и сопряженные гидротермальные процессы пропилитизации, 3) пренит-пумпеллиитовой фации, вероятно связанный с формированием гидротермальных кварцевых жил (1866 ± 11 и 1779 ± 43 млн. лет). В работе приведены данные о минеральных ассоциациях, составе минералов и РТ-параметрах метаморфических преобразований.

Ключевые слова: архей, зеленокаменный комплекс, метаморфизм, метасоматоз, минеральные ассоциации, гранат, РТ-параметры, Бунделкхандский кратон, Индийский щит.

Metamorphism of the Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand craton, Indian Shield

Sibelev O.S.¹, Slabunov A.I.¹, Mishra S.², Singh V.K.³

¹ Karelian Research Centre, RAS, Institute of Geology, Petrozavodsk, Russia, Sibelev@krc.karelia.ru

² Department of Geology, Hemvati Nandan Bahuguna Garhwal University, India, smpsgeo@gmail.com

³ Department of Geology, Institute of Earth Sciences, Bundelkhand University, Jhansi, India, vinodksingh@bujhansi.ac.in

Abstract. Three stages of metamorphism have been registered in metavolcanic rocks of Central Bundelkhand greenstone complex in Murinipura belt, as follows: 1) the amphibolite facies with an age of about 2687 ± 17 Ma, 2) its regressive phase and related hydrothermal processes of propylitic alteration, 3) prehnite-pumpellyite facies, probably attributed to formation of hydrothermal quartz veins (ca. 1866 ± 11 and 1779 ± 43 Ma). The paper presents data on mineral associations, mineral composition and PT-parameters of metamorphic transformations.

Key words: metamorphism, metasomatism, greenstone complex, mineral associations, garnet, PT conditions, Bundelkhand craton, Indian Shield.

Введение

Метаморфическая история геологических комплексов является критично важной для понимания их геодинамической природы (Метаморфизм..., 2001). Однако метаморфизм пород Бунделкхандского кратона изучен очень слабо и данная работа – это попытка начать решать эту проблему.

Геологический очерк

Бунделкхандский кратон состоит, главным образом, из неоархейских микроклиновых гранитов (Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010; Singh et al., 2019). Среди них встречаются крупные фрагменты разгнейсованных гранитоидов ТТГ серии. Их возраст оценивается в 3.59-3.2 млрд. лет (Kaup et al., 2014). Важную роль в структуре кратона играют зеленокаменные пояса, сложенные мезо-неоархейским Центрально-Бунделкхандским (ЦБЗК) и Южно-Бунделкхандским зеленокаменными комплексами (Singh, Slabunov, 2015, 2016; Slabunov, Singh, 2018). ЦБЗК, который рассматривается в данной работе, слагает Бабинский и Мауранипурской пояса, простирающиеся с запада на восток приметно на 150 км (рис. 1).

Супракрустальные образования ЦБЗК состоят из двух стратотектонических ассоциаций: ранней, представленной тремя толщами 1) ультрабазит-метабазальтовой, 2) метариолит-дацитовой и 3) железистыми кварцитами (BIF) и поздней, сложенной кислыми вулканитами. Контакты между толщами и ассоциациями тектонические (Singh, Slabunov, 2015; Slabunov, Singh, 2018). Места-

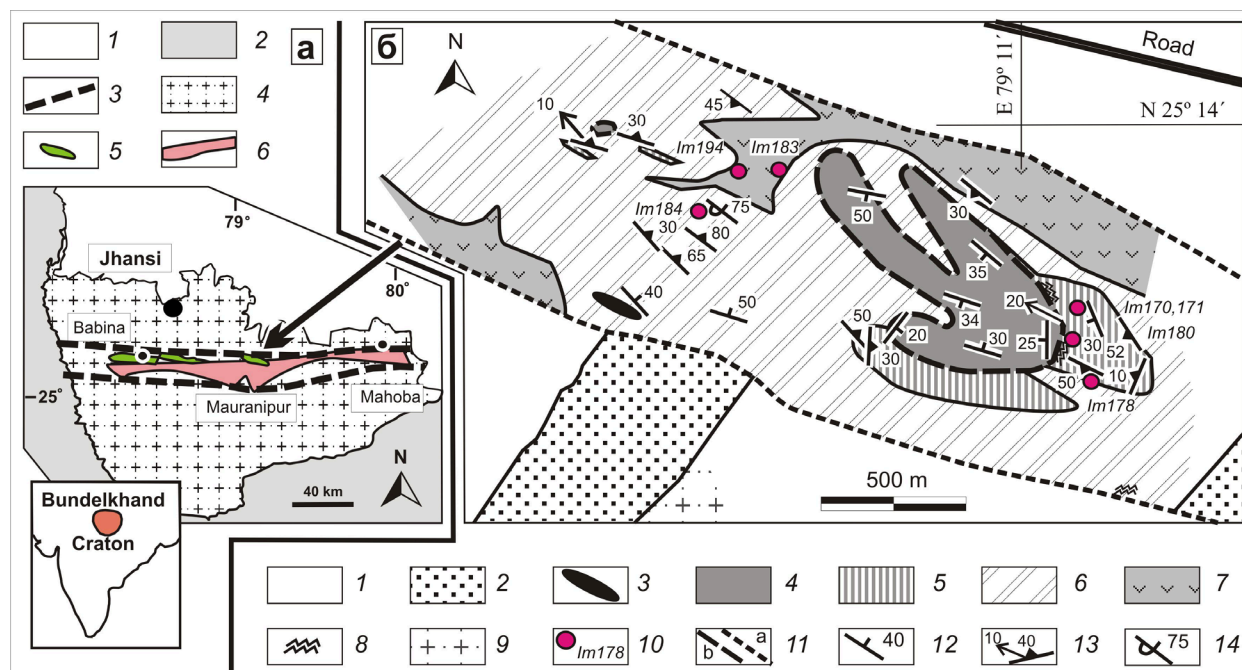


Рис. 1. а – Схема расположения Центрально-Бунделкхандского террейна (Slabunov, Singh, 2019): 1 – аллювиальные отложения, 2 – мезо-палеопротерозойские осадочные комплексы, 3 – границы террейнов, 4 – неоархейские Бунделкхандские гранитоиды, 5 – мезо-неоархейские зеленокаменные комплексы, 6 – архейские ТТГ комплексы; б – схема геологического строения Мауранипурского зеленокаменного пояса Бунделкхандского кратона (по Slabunov, Singh, 2018, с упрощениями): 1 – аллювиальные отложения; 2 – кварцевые жилы (риффы) (1.9-1.8 млрд. лет); 3-7 – зеленокаменный комплекс: 3 – дайка кислых пород (2.56 млрд. лет), 4 – полосчатые кварциты (BIF), 5 – кислые метавулканииты (2.81 млрд. лет), 6 – metabasalts (местами с реликтами шаровой текстуры), 7 – метасоматические породы (около 2.7 млрд. лет), 8 – метасоматические породы (около 2.7 млрд. лет), 9 – гранитоиды (3.55-2.5 млрд. лет), 10 – точки отбора образцов и их номер, 11 – предполагаемые разломы (а) и надвиги (б), 12-14 – элементы залегания: 12 – полосчатости, 13 – сланцеватости и линейности, 14 – опрокинутое залегание.

Fig. 1. a – Location of the Central-Bundelkhand Terrain (Slabunov, Singh, 2019): 1 – alluvial deposits, 2 – Meso-Paleoproterozoic deposits, 3 – Boundary of the Central-Bundelkhand terrain, 4 – Neoproterozoic Bundelkhand granitoids, 5 – Meso-Neoproterozoic greenstone complexes, 6 – Archean TTG complexes; b – Scheme of the geological structure of the Mauranipur greenstone belt, Bundelkhand craton (after A.I. Slabunov and V.K. Singh, 2018, with simplifications): 1 – alluvial deposits, 2 – quartz veins (reefs) (1.9-1.8 Ga); 3-7 – greenstone complex: 3 – felsic dike (2.56 Ga), 4 – banded iron formation (BIF), 5 – felsic metavolcanic rocks (2.81 Ga), 6 – metabasalts (in some cases with relics of pillow structure), 7 – meta-ultramafics and high-Mg basalts; 8 – metasomatic rocks (about 2.7 Ga), 9 – granitoids (3.55-2.5 Ga), 10 – sampling points with number, 11 – alleged faults (a) and thrusts (b), 12 – bedding, 13 – foliation and linearity, 14 – overturned bedding.

ми в зонах этих контактов формируются эпидот-кварц-плагиоклазовые метасоматиты. Возраст ранних кислых вулканиитов – 2813 ± 20 Ma, метасоматитов – 2687 ± 17 Ma, поздних кислых вулканиитов – 2542-2557 (Singh, Slabunov, 2015; Slabunov, Singh, 2018). Возраст метасоматитов интерпретируется как время метаморфизма, синхронного с ранней аккреционной стадией становления пояса. Однако в ранней стратотектонической ассоциации ЦБЗК установлены и более древние проявления метаморфизма: около 2.78 (до эклогитовой фации), 2.73 Ga (Saha et al., 2011). Архейские гранит-зеленокаменные комплексы секутся тремя разновозрастными (около 1.98, 1.8 и 1.0 млрд. лет) генерациями даек габброидов (Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010; Pradhan et al., 2012). Кроме того, широко проявлены палеопротерозойские гидротермальные процессы, в ходе которых сформировался уникальный рой гигантских (отдельные жила прослеживаются по простиранию на примерно 100 км при мощности до 700 м) кварцевых жил (Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010; Pati et al., 2007). Воз-

раст ранней стадии их формирования оценивается в 1866 ± 11 млн лет, а поздней – 1779 ± 43 (Slabunov et al., 2017).

Минеральные ассоциации и состав минералов

В целях оценки параметров метаморфизма изучались минеральные ассоциации метавулкани- тов, метаультрамафитов и метабазальтов р-нов Мауранипур и Бабина. Эти ассоциации многофаз- ны, зачастую метастабильны и представлены реликтовыми, метаморфическими и метасоматически- ми минералами. Почти все они сохраняются до последних стадий бластеза. К относительно высо- котемпературным парагенезисам, содержащим *Spx*, *Grt*, *Am* и *Pl*, с падением температуры добавля- ются регрессивные минералы (*Ms*, *Ksp*, *Act*, *Ep*, *Chl*, *Cs* и др), а их кристаллизация все отчетливей приобретает метасоматический характер. На заключительных стадиях формируются парагенезисы с пренитом и пумпеллиитом.

Гранаты в этих породах уникальны и характеризуются высокими содержаниями *Sps* минала (до 44%), низкими – *Pyr* и колоссальными вариациями содержаний *Alm* и *Grs* как в общей выборке, так и в пределах отдельно взятых зерен (рис. 2а). Состав *Grt* закономерно изменяется не столь- ко в рамках отдельных серий, сколько «поперек» этих серий – от пиральспитовых разновидностей к уграндитовым. Включения представлены *Qz*, *Am*, *Chl*, *Grs*, *Ilm* и *Pmp*. Многочисленные трещин- ки выполнены *Chl*, *Kfs*, *Prh* и *Grs* (стрингеры). Химическая зональность контрастна. Центральные участки зерен обогащены Fe и обеднены Ca. К краевым участкам зерна резко возрастает концентра- ция Ca при падении содержаний Fe. Вариации содержаний Mg и Mn не так значительны. Формиро- вание стрингеров протекало на относительно ранних стадиях бластеза.

Амфиболы характеризуются аномально широким спектром составов (рис. 2б): от *Prg-Ts* и *Mg-Hbl*, до *Act* и *Cum-Gru*. При значительных колебаниях X_{Mg} для выборки в целом, ее изменения каждого отдельно взятого образца невелики и за счет большого разброса содержаний Si их фигура- тивные точки имеют вид пологих трендов (на рис. совмещены поля кальциевых амфиболов с пока- зателями щелочности больше и меньше 0.5 форм. ед., граница фигуративных точек этих групп ам- фиболов показана ломаной линией). Наиболее низкокремнистые амфиболы обогащены щелочами. Можно предположить, что вариации X_{Mg} амфиболов связаны с составом протолита, а значительные изменения их глиноземистости – следствие интенсивной регрессивно-метаморфической (и метасо- матической) проработки.

Клинопироксен – типоморфный минерал мафитов-ультрамафитов интенсивно замещается *Am* и порой полностью исчезает. Мелкие зерна *Spx* фиксируются и в кислых вулканитах, что ука- зывает на его вторичный генезис. Проанализированные *Spx* относятся к группе диопсидов. Na и какие-либо изоморфные примеси в них практически отсутствуют. Единственный химический анали- з в поле Fe-Mg Rх по оптическим данным принадлежит энстатиту. Хлорит ассоциируя с *Ep* и

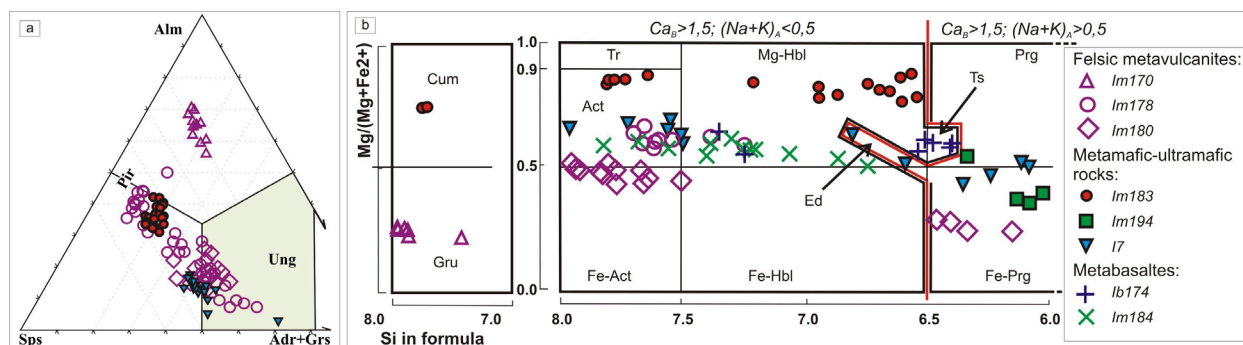


Рис. 2. а – Компонентный состав проанализированных гранатов в координатах *Sps* – *Alm* – (*Adr*+*Grs*), с выде- ленными полями пиральспитовой (*Pir*) и унграндитовой (*Ung*) серий (Grew et al. 2013); б – составы амфибо- лов на классификационных диаграммах (Nomenclature..., 1997).

Fig. 2. a – The composition of the analyzed garnets in the coordinates of *Sps* – *Alm* – (*Adr*+*Grs*), with selected fields of pyralpspit (*Pir*) and unngrandit (*Ung*) series (Grew et al., 2013); b – the compositions of amphiboles on the classification diagrams (Nomenclature ..., 1997).

Prh отвечает преимущественно пикнохлоритам и клинохлорам, характерным для пропицитов. Биотит не зафиксирован, но часто встречаются зерна слюдястого габитуса, представляющие собой не диагностируемую микрондовым методом смесь минералов (Bt с Chl или с Ms?). Немногочисленные проанализированные мусковиты по составу близки к фенгитовой подгруппе. Эпидоты (Czo-Zo) широко распространены в рассматриваемых породах, участвуя в гидротермальных процессах и ассоциируя с Qz, Hbl, Act, Kfs и Alb. Пренит развивается преимущественно в виде секущих жилков (М до 1 см) или мелких зерен в матриксе, замещающих Pl. Характерная черта пренита – постоянство химического состава и отсутствие примесей. Он парагенетичен с кальциевым Grt и пумпеллиитом (Mg). Акцессорные и рудные минералы разнообразны и порой занимают довольно значительные объемы. Так, в некоторых образцах объемные количества Ttn, Mag или Mn-Ilm могут достигать 3 и более %.

PT-параметры метаморфизма

Парагенетический анализ и химический состава минералов позволяют качественно оценить условия метаморфических преобразований. Присутствие минеральных ассоциаций Crx с высокоглиноземистыми Am дает основание для оценки пика метаморфизма на уровне амфиболитовой фации. Классические методы термобарометрии дают параметры 586-679 °С при 6.7-7.2 кбар (Powell R., 1985, Blundy J.D., Holland T.J.V. 1990, Schmidt M.W. и др.) и широкий спектр PT значений ниже этого уровня, часть из которых находится в области устойчивости силлиманита. Корректные TWQ-диаграммы (Verma, 1991, БД 1992, TWQ_Comb TWQ_View Д.В. Доливо-Добровольский) пока удалось получить лишь для регрессивных стадий на умеренноградиентном тренде (рис. 3).

Температурные рамки пропицитизации – 200-350 °С, при почти гипабиссальных условиях (Метасоматизм..., 1998; Русинов, 1972). В этих же границах Т располагается и поле Prh-Pmp фации, но учитывая барофильность Pmp и парагенетичность Ca-Grt, можно предположить здесь относительно более высокие давления.

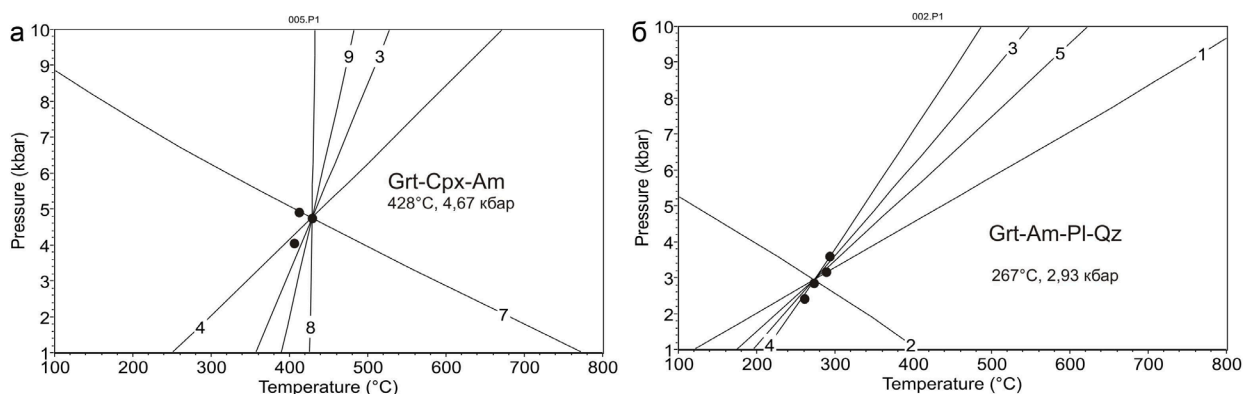


Рис. 3. TWQ диаграммы: а – метавулканическая и б – метабазальтовая.

Fig. 3. TWQ diagrams: a – metaultramafic and b – metabasalt.

Заключение

Наиболее ранними проявлениями метаморфизма в Центрально-Бунделкхандском террейне, по-видимому, являются процессы преобразования мафитов в условиях эклогитовой фации, возраст которого оценивается в 2780 ± 64 млн. лет (Saha et al., 2011). Описанные в работе метаморфические процессы в метавулканиках Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса достигали довольно высоких параметров амфиболитовой фации умеренных или слегка повышенных давлений (680°C и 7.2 кбар), при невысокой интенсивности переработки пород пояса. Последующие наиболее значимые преобразования связаны с метасоматозом. Его возраст оценивается в 2687 ± 11 Ма (Slabunov, Singh, 2018). Верхней возрастной границей этих процессов является дайка дацитов, с возрастом 2557 ± 33 млн. лет (Slabunov, Singh, 2018). Метасоматиты, интерпретируемые как пропициты, могут иметь большое металлогеническое значение. Пренит-пумпеллиитовая фация метамор-

физма – это поздний этап преобразований и, наиболее вероятно, что он протекал параллельно со становлением гидротермальных кварцевых жил.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-55-45005 ИНД-а), является вкладом в выполнение государственного задания КарНЦ РАН (ИГ КарНЦ РАН, проект А18-118020290085-4).

Литература

1. Метасоматизм и метасоматические породы. Колл. авторов. Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М. Изд-во: Научный мир. 1998. 492с.
2. Метаморфизм и тектоника. Под ред. Е.В. Складорова. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 216 с.
3. Русинов В.А. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.Изд-во: Наука. 1972.
4. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrological application // *Can. Mineral.* 1991. V. 29. N 4. P. 833–855.
5. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1990. V. 104. N. 2. P. 208–224.
6. Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Hålenius U. Nomenclature of the garnet supergroup // *Amer. Mineral.* 2013. V. 98. P. 78–811.
7. Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of Archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U–Pb zircon–monazite ages, Lu–Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids // *Precambrian Research.* 2016. V. 281. P. 384–413.
8. Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names // *Eur.J. Mineral.* 1997. V. 9. P 623–651.
9. Pati J.K., Patel S.C., Pruseth K.L., Malviya V.P., Arima M., Raju S., Pati P., Prakash K. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, Central India and their implications // *Journal of Earth System Science.* 2007. V. 116. P. 497–510.
10. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorphic Geol.* 1985. V. 3. N. 3. P. 231–243.
11. Pradhan V.R., Meert J.G., Pandit M.K., Kamenov G. and Mondal M.E.A., Paleomagnetic and geochronological studies of the mafic dyke swarms of Bundelkhand craton, central India: Implications for the tectonic evolution and paleogeographic reconstructions // *Precambrian Research.* 2012. V. 198–199. P. 51–76.
12. Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. *Geology of India.* Geological Society of India. 2010. 556 p.
13. Saha L., Pant N. C., Pati J. K., Upadhyay D., Berndt J., Bhattacharya A., Satynarayanan M.. Neoproterozoic high-pressure margarite–phengitic muscovite–chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite–chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India // *Contrib Mineral Petrol.* 2011. V. 161. P. 511–530.
14. Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure: an experimental approach // *EOS, Transactions, American Geophysical Union. AGU. Fall Meeting, 1991. V.72, N.44, Supplement. P. 547.*
15. Singh V.K., Slabunov A. The central Bundelkhand Archean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks // *International Geology Review.* 2015. V. 57. P. 1349–1364.
16. Singh P.K., Verma S.K., Moreno J.A., Singh V.K., Malviya P.K., Oliveira E.P., Mishra S., Arima M., Geochemistry and Sm–Nd isotope systematics of metabasalts from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand craton: Implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution // *Lithos.* 2019 b. V. 330–331. P. 90–107. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.02.010.
17. Singh V.K., Slabunov A. Two types of Archean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: Geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution // *Journal of the Geological Society of India.* 2016. V. 88. P. 339–348.
18. Slabunov A.I., Singh V.K. Meso–Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts // *International Geology Review.* 2018. doi.org/10.1080/00206814.2018.1512906.
19. Slabunov A., Singh V.K. The new tectonic division of the Bundelkhand Craton Indian Shield // *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН.* 2019
20. Slabunov A., Singh V.K., Kumar B., Xiaoli L. Paleoproterozoic zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India // *Current Science.* 2017. V. 112. P. 794–801.

Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова в 2018 г

Сидоров М.Ю., Компанченко А.А., Жихарева Н.Г.

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, sidorov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье дается обзор поступлений образцов пород и минералов Кольского региона в Музей ГИ КНЦ РАН им. И.В. Белькова в 2018. Традиционно, в пополнении коллекции Музея, принимали участие не только работники Геологического института, но и сотрудники других организаций, а так же простые граждане, интересующиеся минералогией. В 2018 году основной фонд Музея пополнился на 60 образцов, научно-вспомогательный – на 328 образцов. С учётом, вновь поступивших образцов, основной фонд музея к концу 2018 г. насчитывает 9120 образцов. География поступлений образцов: Хибинский и Ловозёрский щелочный комплексы, Западно-Панский массив, Западные Кейвы, Вороньи тундры, Ковдор, Печенга и др.

Ключевые слова: музей, образцы, минералы, породы, Кольский регион.

New sample intakes of the I.V. Bel'kov's Museum of Geology and Mineralogy in 2018

Sidorov M.Yu., Kompanchenko A.A., Zhihareva N.G.

Geological institute KSC RAS, Apatity, sidorov@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article provides an overview of the receipt of rock and mineral samples from the Kola region in the I.V. Bel'kov's Museum of GI KSC RAS in 2018. Traditionally, not only employees of the Geological Institute, but also employees of other organizations, as well as ordinary citizens took part in replenishing the collection of the Museum. In 2018, the main fund of the Museum was replenished with 60 samples, scientific-auxiliary fund – with 328 samples. Taking into account newly arrived samples, the main fund of the museum by the end of 2018 is 9120 samples. Geography of samples: the Khibiny and Lovozero alkaline complexes, West Pansky massif, Western Keivy, Voronyi tundras, Kovdor, Pechenga and others.

Key words: museum, samples, minerals, rocks, Kola region.

Введение

Начиная с 30-х гг. прошлого года, когда на Хибинской горной станции «Тьетта» был образован первый минералогический Музей, наследником которого по праву считается Музей геологии и минералогии им. И.В. Белькова, его главными задачами была собирательная и экспозиционная работа, изучение и хранение коллекций, просветительская и информационная деятельность, рассказывающая широкой общественности о научных достижениях сотрудников Геологического института. Ежегодно фонды Музея пополняются уникальными и ценными образцами (Борисова и др., 2017; Борисова и др., 2016).

В 2018 году в основном музейном фонде были зарегистрированы 60 новых образцов, из них 35 образцов выставлены в экспозиции музея, 12 образцов пополнили петрографическую коллекцию и 13 образцов отправлены в фонды на хранение. С учётом новых поступлений, в основном фонде Музея к концу 2018 г. хранится 9120 образцов.

Как и в прошлые годы, образцы в Музей поступали из самых разных районов Кольского региона: Хибинский и Ловозёрский щелочные комплексы, Западно-Панский массив, Западные Кейвы, Вороньи тундры, Ковдор, Печенга и др.

География поступлений образцов традиционно крайне широкая: Хибинский и Ловозёрский щелочные комплексы, Западно-Панский массив, Западные Кейвы, Вороньи тундры, Ковдор, Печенга и др.

Коллекция научно-вспомогательного фонда музея в 2018 году пополнилась на 328 образцов: Хибинский массив – 60 обр. (Ю.Л. Войтеховский, В.В. Пуха, В.Л. Семёнов, Г.С. Ильин, Е.В. Персиянов, А.В. Калинин); Ловозёрский массив – 6 обр. (Ю.Л. Войтеховский); Кейвы – 131 обр.

(Ю.Л. Войтеховский); Ковдорский массив – 2 обр. (Д.В. Жиров, А.А. Завьялов); Вороньи тундры – 3 обр. (Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин); Вуориярви, г. Намаваара – 1 обр. (Ю.Л. Войтеховский); Печенга – 6 обр. (Ю.Л. Войтеховский, В.В. Пуха) и Африканда – 8 обр. (И.С. Красоткин). Из старых коллекций музея в научно-вспомогательный фонд приняли 117 образцов с минералами: вадеит, астрофиллит, энigmatит (Хибинский массив); уссингит, мурманит (Ловозёрский массив); минерал гр. апатита (штаффелит), допсид, волластонит, (Ковдорский массив).

Минералы, требующие определения, дополнительно изучаются в лаборатории физических методов исследования (ГИ КНЦ РАН) методами рентгено-фазового (аналитики Селиванова Е.А., Глазунова М.Ю.) и рентгено-спектрального (аналитики Базай А.В., Тележкин А.А.) анализов.

Первые находки и редкие минералы

В 2018 году международной комиссией по новым минералам был утвержден новый минерал – митрофановит Pt_3Te_4 , открытый сотрудниками Геологического института и названный в честь академика РАН Ф.П. Митрофанова (Subbotin et al., 2018). Минерал открыт в Федорово-Панском массиве, на месторождении Восточное Чуарвы.

Впервые на территории России в Хибинском массиве, в виллиомитовой жиле, был найден хальконатронит $Na_2Cu(CO_3)_2 \times 3H_2O$. Минерал образует корочки и примазки зеленоватого цвета на поверхности виллиомита (рис. 1).

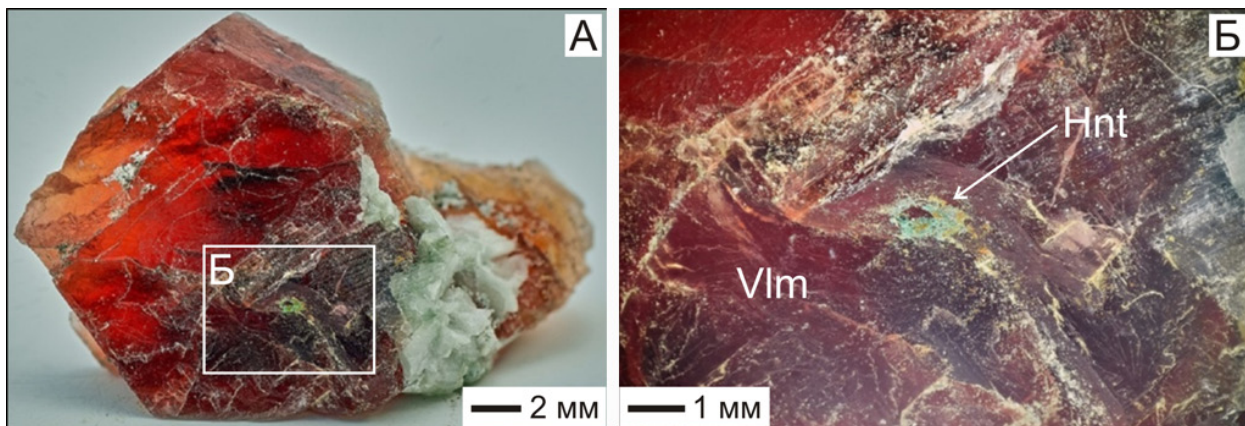


Рис. 1. Хальконатронит (Hnt) на кристалле виллиомита (Vlm). Хибинский массив, г. Кукисвумчорр, Кировский рудник, виллиомитовая жила (ГИМ 7771/1).

Fig. 1. Chalconatronite (Hnt) on villiomite (Vlm) crystal. Khibiny, Kukisvumchorr, villiomite vein (GIM 7771/1).

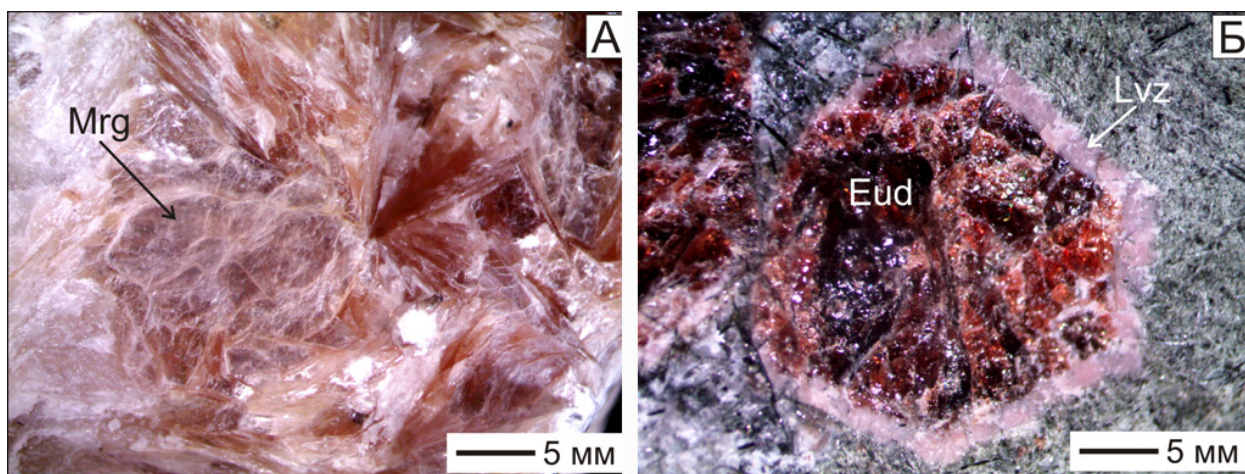


Рис. 2. А – пластинчатые агрегаты маргарита (Mrg), Западные Кейвы, г. Макзабак (ГИМ 7784/2); Б – эвдиалит (Eud) в оторочке ловозерита (Lvz), Ловозёрский массив, г. Аллуайв (ГИМ 7788).

Fig. 2. A – plate aggregate of margarite (Mrg), Western Keivy, Makzabak mt. (GIM 7784/2); Б – eudialite with rim of lovozerite, Lovozero, Alluaiv mt. (GIM 7788).

К редким и крайне интересным находкам можно отнести образцы с кристаллами ксенотима светло-коричневого цвета, нарастающего на циркон (Западные Кейвы, г. Ровгора, дар Ю.Л. Войтеховского) и розоватые пластинчатые агрегаты маргарита в силлиманите (Западные Кейвы, г. Макзабак, дар Е.Н. Фоминой) (рис. 2).

Впервые в коллекцию музея поступили рустенбургит и винценит (дар Д.А. Габова). Минералы установлены в аншлифе рудного габбро-норита из нижнего расслоенного горизонта уч. Северный Каменник, Западно-Панский массив.

Хибинский щелочной массив

А.П. Николаевым подарены образцы с мерлиноитом и ханнешитом с г. Коашва и друзы кристаллов натролита, флюорита, эгирина (г. Кукисвумчорр, Кировский рудник, «Натролитовая жила»). Ю.Л. Войтеховский пополнил основной фонд Музея 12-ю образцами. Среди них кристаллы корунда и герцинита в альбите (ручей Свинцовый), пластинчатый кристалл ильменита в натролите (г. Пик Марченко). Также благодаря ему, пополнились коллекции астрофиллита – интересными образцами с волосовидной и радиально-лучистой морфологией (г. Пик Марченко) и лампрофиллита – пластинчатые агрегаты (южный склон г. Юкспор). Фрагмент кристалла анальцима передал в Музей Ю.Н. Нерадовский, а кристаллы эвдиалита из пегматита (г. Ньорпахк) – Д.В. Жиров. Интересный образец канкринита (г. Ньорпахк) передал В.Л. Семёнов, а фторапатит жёлтой окраски (г. Кукисвумчорр, Кировский рудник, 209 горизонт) – А.В. Калинин.

Ловозёрский щелочной массив

В систематическую коллекцию поступили 4 образца. Коллекцию силикатов пополнили образцы с тугтупитом (новый минерал для Кольского региона), лоренценитом, эвдиалитом в оторочке ловозерита (рис. 2), лампрофиллитом с г. Аллуайв (Умбозерский рудник); кузьменкоитом-Мп (новый минерал для Кольского региона) с г. Флора – дар Ю.Л. Войтеховского. При разборе старых коллекций института в основной фонд был принят образец с кристаллами натролита и микроклина (г. Леппхе) из коллекции А.Н. Кулакова.

Другие геологические объекты Кольского региона

Коллекция минералов Западных Кейв, г. Ровгора из амазонитовых пегматитов пополнилась 13-ю образцами. Наиболее интересны из них образцы циркона в амазоните, кристаллы циркона, касситерит в амазоните, касситерит (фрагмент кристалла), касситерит в кварце, кристаллы ильменита и циркон в кварце передал в фонд музея Ю.Л. Войтеховский. Коллекция Ковдорского массива увеличилась на 3 образца, среди которых наиболее интересен штуф размером 33×21×7 см с пирротином и халькопиритом в виде крупных гнёзд, до 6-8 см, во флогопит-магнетитовых карбонатах, образцы с халькопиритом, пиритом, флогопитом – дар Д.В. Жирова, А.А. Завьялова. Пополнилась коллекция минералов пегматитов: образцы с редким минералом гафноном из лепидолитового грейзена редкометалльных пегматитов, месторождения Васин-Мыльк передал А.В. Волошин, а кристалл берилла из Шонгуйского месторождения – Ю.Л. Войтеховский.

Петрографическая коллекция

В петрографической коллекции Музея выставлена экспозиция из 12 новых образцов. Полированные образцы тингуайта с ячеисто-зональной, очковой, полосчатой текстурой дополнили коллекцию тингуайтов и украсили экспозицию щелочных пород Хибинского массива (г. Тахтарвумчорр, г. Тахтампорр, г. Кукисвумчорр, р. Поачйок) – дар В.Л. Семёнова. Тингуайт с полосчатой текстурой (г. Тахтарвумчорр) передал Ю.Л. Войтеховский. В коллекцию Музея из старых коллекций института В.В. Пухой был передан образец вариолитовых базальтов (Печенга, IV вулканогенная толща).

Источники поступлений

Коллекции музея пополнили сотрудники Геологического института: Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Д.А. Габов, Ю.Н. Нерадовский, Д.В. Жиров, В.В. Пуха, В.Л. Семёнов; Е.Н. Фомина. В дар получены образцы минералов и пород от сотрудников других организаций и частных лиц

– И.С. Красоткина (пенсионер, г. Кировск), А.П. Николаева (пенсионер, г. Кировск), Г.С. Ильина (м.н.с. ИИЕТ РАН им. Вавилова, г. Москва), А.В. Калинина (геолог Кировского рудника АО «Апатит»), А.А. Завьялова (начальник службы мониторинга устойчивости уступов Ковдорского ГОКа), Е.В. Персиянова (геолог Кировского рудника).

Музей глубоко признателен всем, кто содействовал пополнению музейных фондов и надеется на дальнейшее плодотворное сотрудничество. Фотографии образцов выполнены младшим научным сотрудником ГИ КНЦ РАН А.В. Чернявским.

Литература

1. Борисова В.В., Волошин А.В., Жихарева Н.Г. Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова Геологического института КНЦ РАН в 2016 // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 61–64.
2. Борисова В.В., Волошин А.В., Жихарева Н.Г., Чернявский А.В. Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова ГИ КНЦ РАН в 2017 г. // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 68–72.
3. Subbotin, V.V., Vymazalová, A., Laufek, F., Savchenko, Y.E., Stanley, C.J., Gabov, D.A. and Plášil, J. (2018) Mitrofanovite, IMA 2017-112. CNMNC Newsletter No. 42, April 2018, page 450; Mineralogical Magazine. V. 82. P. 445–451.

Новая схема тектонического районирования Бунделкхандского кратона Индийского щита

Слабунов А.И.¹, Синг В.К.²

¹ *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru*

² *Бунделкхандский университет, геологический ф-т, Джанси, Индия, vinodksingh@bujhansi.ac.in*

Аннотация. Бунделкхандский кратон Индийского щита подразделяется на три террейна: Централь-но-, Северно- и Южно-Бунделкхандский. Тектоническое районирование выполнено на основе анализа особенностей развития земной коры каждого из них, а также глубинного строения кратона. Последнее получено по результатам магнито-теллурического зондирования. Централь-но-Бунделкхандский террейн сложен палео-неоархейскими гранитоидами тоналит-грандъемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, мезо-неоархейским зеленокаменным комплексом, в меньшей степени микроклиновыми гранитами. Его земная кора выделяется относительно низким удельным сопротивлением и мощностью около 60 км. Северо-Бунделкхандский террейн сложен преимущественно неоархейскими микроклиновыми гранитами, санукитоидами, монцогранитами, редки фрагменты ТТГ и мафитов. Земная кора этот террейна выделяется в виде однородного блока с высоким удельным сопротивлением и имеет мощность около 65-70 км. Южно-Бунделкхандский террейн сложен, главным образом, также микроклиновыми гранитами, но здесь идентифицируется присутствие палеоархейских ТТГ, обычны архейские мафит-ультрамафитовые интрузии, сланцевый пояс, единичные массивы неоархейских санукитоидов. Земная кора этот террейна имеет трехчленное строение и мощность около 60 км.

Ключевые слова: архей, тектоническое районирование, Бунделкхандский кратон, Индийский щит.

The new tectonic division of the Bundelkhand Craton, Indian Shield

Slabunov A.I.¹, Singh V.K.²

¹ *Institute of Geology, Karelian RC, RAS, Petrozavodsk, slabunov@krc.karelia.ru*

² *Department of Geology, Bundelkhand University, Jhansi, India, vinodksingh@bujhansi.ac.in*

Abstract. The Bundelkhand Craton of the Indian Shield is divided into three terrains: Central, Northern and Southern Bundelkhand. The tectonic division is based on analysis of the crustal evolution and deep structure of each terrain. Analysis of the deep structure is based on the results of magnetotelluric studies. The Central Bundelkhand terrain consists of Paleo-Neoproterozoic tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) granitoids, a Meso-Neoproterozoic greenstone complex and lesser K-rich granites. It's approximately 60 km thick earth crust displays relatively low resistivity. The North Bundelkhand terrain consists dominantly of Neoproterozoic K-rich granites, sanukitoids and monzogranites; TTG and mafic rock fragments are scarce. The 65-70 km thick earth crust of this terrane is a homogeneous high-resistivity block. The Southern Bundelkhand terrain consists mainly of K-rich granites and smaller quantities of Paleoproterozoic TTG; Archean mafic-ultramafic intrusions are common; a schist belt and scarce Neoproterozoic sanukitoid massifs occur. The Earth crust of this terrain consists of three units and is about 60 km thick.

Key words: Archean, tectonic division, terrain, Bundelkhand Craton, Indian Shield.

Introduction

The Indian Shield consists of several segments of Archean cratons, i.e. Bundelkhand-Aravalli, Dharwar, Bastar, and Singhbhum cratons (Fig. 1 a). The ENE–WSW trending Central Indian Tectonic Zone (CITZ) or the Narmada Son Lineament is a major lineament, which separates the Dharwar, Bastar, Singhbhum cratons as a southern block (Ramakrishnan and Vaidyanadhan, 2010). The northern block, consisting of the Aravalli and Bundelkhand cratons, is also divided by the NE–SW trending Great Boundary Fault to the west and the east, respectively (Ramakrishna and Vaidyanadhan, 2010; Roy, Purohit, 2018).

The Bundelkhand Craton has long been considered as a big granite massif with other rock inclusions alienated along the Bundelkhand Tectonic Zone form two areas (Ramakrishna & Vaidyanadhan, 2010). First time, Singh & Slabunov (2015) illustrate that it is much more similar structurally to other cratons than it was assumed before, but the contribution of Neoproterozoic K-rich granitoids is considerable. The new

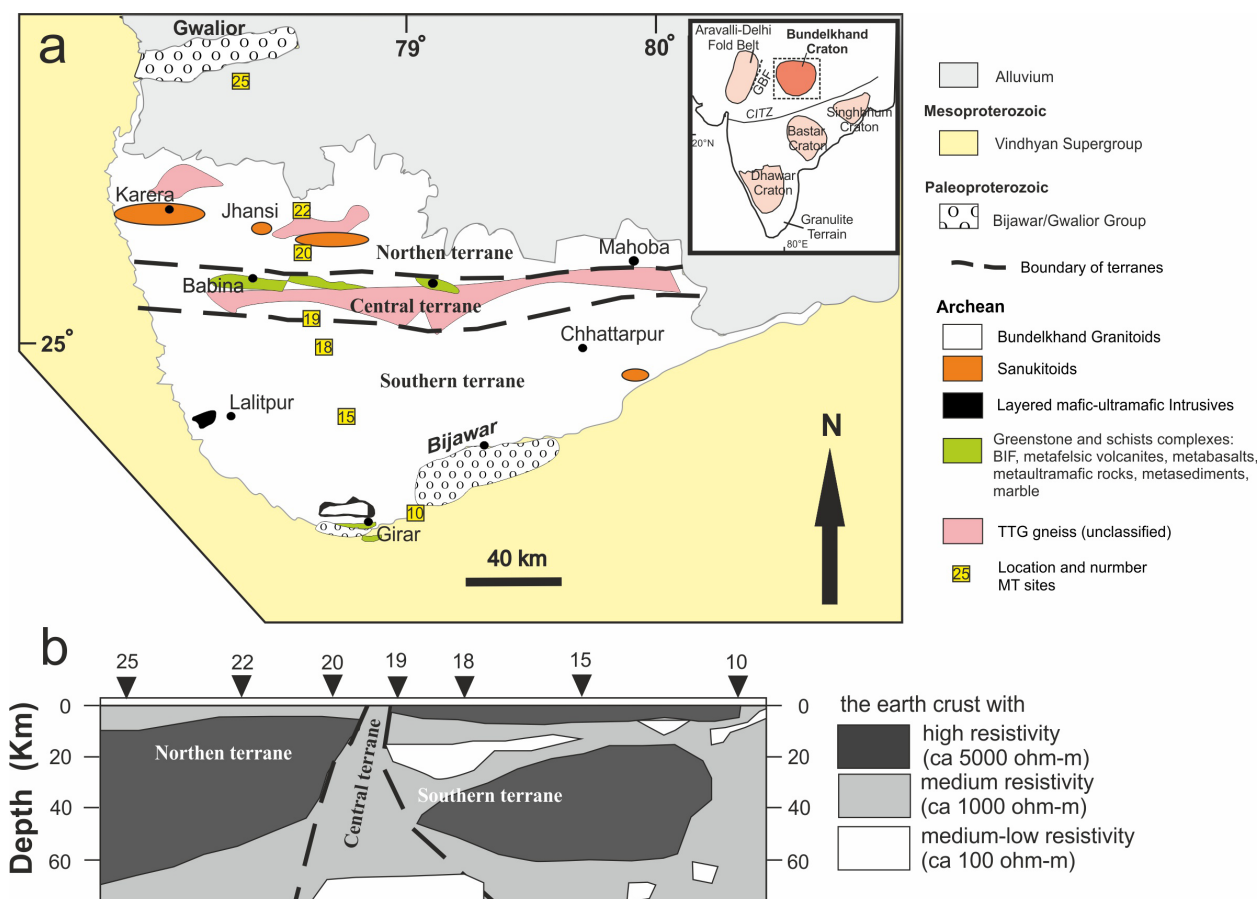


Fig. 1. (a) Map showing the tectonic division of the Bundelkhand Craton (compiled using: Singh & Slabunov, 2015; Slabunov & Singh, 2018; Slabunov et al., 2018; Joshi & Slabunov, 2019), the inset shows the cratonic blocks of the Indian Shield (Ramakrishna and Vaidyanadhan, 2010); (b) scheme of the deep crustal structure of the Bundelkhand Craton along the profile indicated in Fig. 1 a by dots from 10 to 25 (modified after Gokarn et al., 2013).

Рис. 1. (а) Схема тектонического районирования Бунделкхандского кратона (составлена с использованием: Singh & Slabunov, 2015; Slabunov & Singh, 2018; Slabunov et al., 2018; Joshi & Slabunov, 2019; Singh et al., 2019a), на врезке показаны кратоны Индийского щита (Ramakrishna and Vaidyanadhan, 2010); (б) схема глубинного строения земной коры Бунделкхандского кратона по профилю обозначенному на рис 1 а точками от 10 до 25 (на основе: Gokarn et al., 2013).

geological data on the Bundelkhand Craton and its deep crustal structure, published in the past few years (Slabunov & Singh, 2018; Singh et al., 2019 a) and based on magnetotelluric sounding (Gokarn et al., 2013), provide a basis for the tectonic division of the craton and recognition of the Central, Northern, and Southern Bundelkhand terraines.

Terrains of the Bundelkhand craton

The Central Bundelkhand terrain, composed mainly of granite–greenstone complexes, occurs in the Babina-Mauranipur-Mahoba area (Fig. 1a; Mondal et al., 2002; Saha et al., 2016, Singh & Slabunov, 2015; Kaur et al., 2016; Verma et al., 2016; Slabunov & Singh, 2018). They comprise Paleo-Neoproterozoic TTG, Paleoproterozoic oceanic rocks (Singh et al., 2019b), Meso-Neoproterozoic greenstone rocks, and a Neoproterozoic granodiorite-granite suite (Singh et al., 2019a). The greenstone rocks occur mostly in the Babina and Mauranipur belts, with an E–W strike direction known as Bundelkhand Tectonic Zone (Ramakrishna & Vaidyanadhan, 2010). These belts are composed of a Mesoarchean (ca. 2.81 Ga) sequence of mafic to ultramafic lava, felsic volcanics, metasedimentary rocks (BIFs) and Neoproterozoic felsic volcanics (lava and dykes) (Singh & Slabunov, 2015 a, 2016). There are fragments of Paleoproterozoic oceanic mafic-ultramafic

rocks here (Singh et al., 2019b). Neoproterozoic (2542 ± 17 Ma) felsic volcanics (lava) in the Babina belt show a Sm–Nd model age of 3.14 Ga; it means that these rocks are contaminated by the existing older crust (Singh & Slabunov, 2015). The 2557 ± 33 Ma felsic volcanics (dykes) in the Mauranipur belt (Slabunov & Singh, 2018) also show their mixing with Mesoproterozoic rocks as they contain inherent zircons there. K-rich granitoids cut TTG and greenstone belts and commonly form big massifs (Singh & Slabunov 2015; Singh et al., 2019a). Local positive gravity anomalies in the Central terrain are clearly correlated with mafic-ultramafic rocks from the Central Bundelkhand greenstone complex (Gokarn et al., 2013), which have a thin surface cover with K-rich granitoids. The results of magnetotelluric sounding show that the Earth crust of the Central Bundelkhand terrain (Fig. 1 b) is a narrow ~20-25 km thick zone with relatively low resistivity over the entire thickness of about 60 km (Gokarn et al., 2013). The 200 km long E-W trending central terrane is a major structural feature in the craton, which stretches from Babina to Mahoba via Mauranipur and apparently divides the Northern and Southern terrains.

The Northern Bundelkhand terrain, located north of the Central Bundelkhand granite–greenstone terrain (Fig. 1a), consists mainly of K-rich granites with a visible contribution of sanukitoids (Joshi et al., 2017), monzogranites and granodiorites. There are big strongly deformed orthoamphibolite (metagabbro) bodies also exist in this terrain have cross-cut relation with K-rich granitoids. They make up the bulk of the 2577–2560 Ma sanukitoids massifs situated in this part of the terrain (Joshi et al., 2017; Singh et al., 2019 b). The porphyritic micromonzonite-granite massifs occur as subvolcanic-plutonic rocks in this terrain (Singh et al., 2019 a). Magnetotelluric sounding has shown that the Northern Bundelkhand terrain (Fig. 1b) is a homogeneous block with high crustal resistivity to a depth of 65-70 km (Gokarn et al., 2013). It has a well-defined boundary with the Central Bundelkhand terrain.

The Southern Bundelkhand terrain consists mainly of Neoproterozoic K-rich granitoids with a minor volume of a schist complex, TTG, sanukitoids and mafic-ultramafic layered intrusion (Fig. 1a). The Girar schist (metasedimentary) belt consists of two groups of rocks: (i) quartzite, (ii) BIFs, minor amount of dolomitic marble and chlorite schist lenses exist near the quartzite/BIF boundary (Singh & Slabunov, 2016; Slabunov et al., 2017). The quartzites display low-grade metamorphism of fuchsite- and hematite-bearing quartz arenite with thick meta-argillite (schist) laminae and lesser quartz pebble conglomerates (Singh & Slabunov, 2016). BIF consists of thick-bedded quartz and hematite with magnetite. The quartzites of the Girar schist (metasedimentary) belt consist of 3.43 and 3.25 Ga detrital zircons which evident for the oldest granitoids (may be TTG) occur on this terrain (Slabunov et al., 2017). The southern terrain exposes a large intrusion, presumably a lopolith, known as the Ikauna complex (Slabunov et al., 2018). These mafic-ultramafic rocks lie among the Archean rocks of Bundelkhand granitoids, which apparently cut them, showing the lower levels of their age as Archean. This intrusion indicates the influence of a mantle plume on the continental crust. The Girar metasedimentary belt was apparently formed at that time. A low-gravity field in the central part of the Southern terrain (Gokarn et al., 2013) predetermined by the big role of K-rich granitoids here. Magnetotelluric sounding has shown that the Earth crust of the Southern Bundelkhand terrain consists of three units (Fig. 1b): a thin upper unit, a thick lower unit with high resistivity and a low resistivity zone (Gokarn et al., 2013). The Earth crust of this terrain is slightly thinner (about 60 km) than that of the northern terrain.

Conclusions

The Bundelkhand craton can be subdivided into the Central, Northern, and Southern Bundelkhand terranes on the basis of the combination of its main complexes (TTG, greenstone complexes, mafic-ultramafic, sanukitoids, monzogranite and high-K granites) (Fig. 1a) and the geophysical characteristics (Gokarn et al., 2013). All the terranes display a singular crustal architecture, evolution and geological structure.

We wish to thank the RFBR for a grant (17-55-45005 IND-a) and to the Department of Science and Technology, Gov. of India for grant (INT/RUS/RFBR/P-279). This work is a contribution to the project of KarRC RAS A18-118020290085-4.

Reference

1. Joshi K. B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A. K. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean–Proterozoic boundary in the Bundelkhand craton, Central India. In: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z. (eds) *Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons*. Geological Society, London, Special Publications 449. 2017. P. 123–157.
2. Joshi K.B., Slabunov. A.I. Neoproterozoic sanukitoids from the Karelian and Bundelkhand cratons: comparison of composition, regional distribution and geodynamic setting // *Transactions of Karelian Research Centre of Russian Academy of Sciences*. 2019. V. 2. P. 1–21. DOI: 10.17076/geo841.
3. Gokarn S.G., Rao C.K., Selvaraj C., Gupta G., Singh B.P. Crustal evolution and tectonics of the Archean Bundelkhand craton, Central India // *Journal of the Geological Society of India*. 2013. V. 82. P. 455.
4. Kaur P., Zeh A., Chaudhri N., Eliyas N. Unravelling the record of Archaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, northern India using U–Pb zircon–monazite ages, Lu–Hf isotope systematics, and whole-rock geochemistry of granitoids // *Precambrian Research*. 2016. V. 281. P. 384–413.
5. Mondal M.E.A., Goswami J.N., Deomurari M.P., Sharma, K.K. Ion microprobe 207Pb/206Pb ages of zircons from the Bundelkhand massif, northern India: implications for crustal evolution of the Bundelkhand–Aravalli protocontinent // *Precambrian Research*. 2002. V. 117. P. 85–100.
6. Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. *Geology of India*. Geological Society of India. 2010. 556 p.
7. Roy A.B., Purohit R. *Indian Shield: Precambrian Evolution and Phanerozoic Reconstitution*. 2018. Elsevier. 375 p.
8. Saha L., Frei D., Gerdes A., Pati J.K., Sarkar S., Patoke V., Bhandari A., Nasipur P. Crustal geodynamics from the Archean Bundelkhand Craton, India: constraints from zircon U–Pb–Hf isotope studies // *Geological Magazine*. 2016. V. 153. P. 179–192.
9. Singh P.K., Verma S.K., Singh V.K., Moreno J.A., Oliveira E.P., Mehta P. Geochemistry and petrogenesis of sanukitoids and high-K anatectic granites from the Bundelkhand craton: Implications for the late-Archaean crustal evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019 a. V. 174. P. 263–282. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.12.013>.
10. Singh P.K., Verma S.K., Moreno J.A., Singh V.K., Malviya P.K., Oliveira E.P., Mishra S., Arima M., Geochemistry and Sm–Nd isotope systematics of metabasalts from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand craton: Implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution // *Lithos*. 2019 b. V. 330–331. P. 90–107. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.010>.
11. Singh V.K., Slabunov A. The central Bundelkhand Archean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks // *International Geology Review*. 2015. V. 57. P. 1347–1362.
12. Singh V.K., Slabunov A. Two types of Archean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: Geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution // *Journal of the Geological Society of India*. 2016. V. 88. P. 339–348.
13. Slabunov A., Egorova S., Singh V.K., Svetov S., Kumar S. Archean mafic-ultramafic Ikauna layered intrusion, Bundelkhand craton, India: petrography and geochemistry. *Arch & Anthropol. Open Acc.*3 (suppl-2). 2018. P. 49–55. doi: 10.31031/AAOA.2018.03.000557.
14. Slabunov A.I., Singh V.K. Meso–Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts // *International Geology Review*. 2018. doi.org/10.1080/00206814.2018.1512906.
15. Slabunov A., Singh V.K., Kumar B., Xiaoli L. Paleoproterozoic zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton // *Central India. Current Science*. 2017. V. 112. P. 794–801.
16. Verma S.K., Verma S.P., Oliveira E.P., Singh V.K., Moreno J.A. LA-SF-ICP-MS zircon U–Pb geochronology of granitic rocks from the central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand craton, India // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 118. P. 125–137.

Строение синтетических минералов- фторофосфатоцирконатов (гафнатов), установленное методом ЯМР

Слободюк А.Б.¹, Годнева М.М.²

¹ *Институт химии ФЕБРАН, Владивосток, ampy@ich.dvo.ru*

² *Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Апатиты, motov@chemy.kolasc.net.ru*

Аннотация. С использованием методов ЯМР и ЯМР ВМУ ²³Na, ³¹P, ¹⁹F, ¹H исследовано строение, ионная и молекулярная подвижность в ряде фторофосфатометаллатов (ФФМе). Установлено, что фтор в соединениях координирован к переходному металлу (Me) и преимущественно занимает концевые позиции. При необходимости дополнения координационного числа Me до 6, фтор образует мостиковые связи. Установлено наличие трансляционных движений молекул воды и ионов натрия в ряде соединений.

Ключевые слова: фториды, фосфаты, фторофосфатометаллаты, ЯМР, кристаллическое строение, ионная подвижность.

The structure of the synthetic minerals – fluorophosphatozirconates (hafnates) established with the NMR method

Slobodyuk A.B.¹, Godneva M.M.²

¹ *Institute of chemistry, FEBRAS, Vladivostok, ampy@ich.dvo.ru*

² *Institute of chemistry and technology of rare elements, Apatity, motov@chemy.kolasc.net.ru*

Abstract. The structure and ionic mobility properties of the fluorophosphates metallates (FPMe) have been studied using the ²³Na, ³¹P, ¹⁹F, ¹H NMR and MAS NMR methods. It is established that the fluorine in the FPMe is coordinated to the transition metal (Me) and occupies predominately the terminal positions. In the compounds where it is necessary to supplement the Me coordination number to 6, the bridging fluorine bonds are formed. Several of FPMe are characterized with translational motions of water molecules and sodium cations.

Key words: fluorides, phosphates, fluorophosphatemetallates, NMR, crystalline structure, ionic mobility.

Введение

В работах (Годнева, Михайлова, 2012; Годнева с соавт., 2012 а; Годнева с соавт., 2012 b; Годнева с соавт., 2012 с, Годнева с соавт., 2013 а; Годнева с соавт., 2013 b; Годнева с соавт., 2013 с; Годнева с соавт., 2014 б з.) описаны новые фторофосфаты в системах M^IF– M^{IV}F₄– H₃PO₄– HF– H₂O (M^I – щелочной металл, M^{IV} – Zr, Hf). ФФМе являются разнообразными соединениями с перспективными свойствами. Некоторые из ФФМе являются потенциальными люминофорами (Годнева, Борозновская, 2014 а), используются в качестве катодных материалов (Amatucci, Pereira, 2007), обладающих за счет индуктивного эффекта (Yamada с соавт., 2001) более высоким по сравнению с фосфатами окислительно-восстановительным потенциалом пары M²⁺/M³⁺. В связи с малым размером кристаллов, определение структуры этих соединений методом РСА затруднено. В то же время, ФФМе привлекательны в качестве объектов исследования методом ЯМР, поскольку содержат целый набор ядер с ненулевым магнитным моментом, взаимодействия между которыми малы. В настоящей работе приводится обзор сведений о строении, ионно-транспортных свойствах и истинных формулах ФФМе, установленных с применением метода ЯМР.

Методика эксперимента

Спектры ЯМР (³¹P, ¹⁹F, ¹H, ²³Na) записывали на спектрометре Bruker Avance AV-300 в магнитном поле 7.05 Тл. Для регистрации спектров высокого разрешения использовали вращение образца под магическим углом (ВМУ) в роторе диаметром 4 мм с частотой 12-18 кГц и методику спинового эха Хана, синхронизированного с периодом вращения образца. В качестве эталона химическо-

го сдвига (ХС) ^{19}F использовали CFCl_3 , ^1H – тетраметилсилан, ^{31}P – 85 % H_3PO_4 , ^{23}Na – разбавленный водный раствор NaCl .

Обсуждение результатов

К настоящему времени исследован ряд фосфатофторидных соединений циркония и гафния, в которых М.о. F:Me меняется от 3 до 2/3, при этом соответствующее отношение для фосфатной группы возрастает от 1/2 до 5/3. Наиболее близки к фторидным соединения состава $\text{MMe}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (M=Na, Cs; Me = Zr, Hf) (Годнева, 2012 а; Годнева, 2013 а; Годнева, 2013 b; Годнева, 2012 с; Слободюк, Годнева, 2019; Слободюк с соавт., 2015). М.о. числа атомов фтора и кислорода (исключая кислород молекул воды), которые непосредственно могут входить в координацию атомов переходного металла к числу последних составляет $L_p:\text{Me} = (4+6):2 = 5$. Поскольку минимально возможное КЧ Me равно 6, следует ожидать, что координационная сфера Me будет достраиваться при помощи молекул воды или за счет образования мостиковых связей включающих атомы фтора.

Спектры ЯМР ВМУ ^{19}F этих соединений содержат три сигнала (рис. 1). Анизотропия экранирования атомов фтора, соответствующая сигналу в слабом магнитном поле заметно выше, чем для двух других, на что указывают интенсивности боковых полос от вращения образца. Как известно, величина анизотропии магнитного экранирования фтора коррелирует с типом связи: для концевых атомов она заметно выше, чем для мостиковых (Youngman, Sen, 2005; Габуда с соавт., 1987). Таким образом, в структуре соединения имеются концевые и два типа мостиковых атомов фтора. Форма статических спектров, а именно, наличие дублета в центральной части спектра, указывает на заметную величину диполь-дипольного взаимодействия между мостиковыми атомами ($r_{\text{F-F}} = 2.56 \text{ \AA}$).

На основании полученных данных можно предположить, что структура соединений $\text{MMe}_2\text{PO}_4\text{F}_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ образована семивершинниками $\text{MeO}_2\text{F}_5^{5-}$, объединенными при помощи ионов фтора и фосфатных анионов в двойные слои. Все атомы кислорода фосфатных групп и 2/3 атомов фтора являются мостиковыми. Между слоями расположены щелочные катионы.

Интересно отметить, что для соединения натрия при более высокой неэквивалентности мостиковых атомов, наблюдаемой в спектре ЯМР ВМУ, расщепление дублета уменьшено. Кроме того, если в спектрах ЯМР ВМУ ^{31}P ФФЦ цезия содержится по одному сигналу, то спектр ФФЦ натрия содержит два сигнала различной интенсивности. Можно предположить, что указанные эффекты вызваны малым радиусом и поляризуемостью ионов натрия, благодаря чему возрастает отклонение формы полиэдров $\text{MeO}_2\text{F}_5^{5-}$ от октаэдрической.

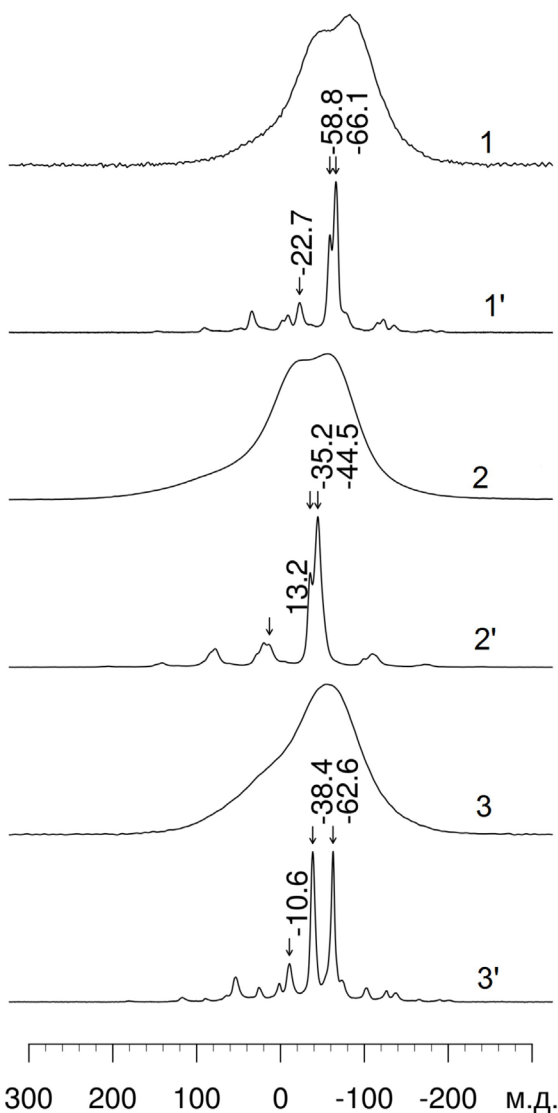


Рис. 1. Статические (1, 2, 3) и ВМУ (1', 2' 3') спектры ЯМР ^{19}F соединений $\text{CsHf}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (1, 1'), $\text{CsZr}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (2, 2') и $\text{NaZr}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (3, 3').

Fig. 1. Static (1, 2, 3) and MAS(1', 2' 3') ^{19}F NMR spectra of $\text{CsHf}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (1, 1'), $\text{CsZr}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (2, 2') и $\text{NaZr}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (3, 3').

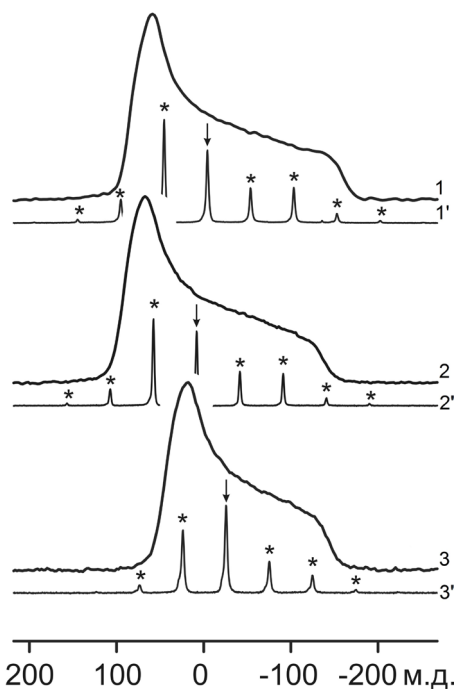


Рис. 2. Статические (1, 2, 3) и ВМУ (1', 2' 3') спектры ЯМР ^{19}F соединений: $\text{K}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$, (1, 1'), $\text{Rb}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$ (2, 2') и $\text{Rb}_3\text{Hf}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$, (3, 3').

Fig. 2. Static and MAS ^{19}F NMR spectra of $\text{K}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$, (1, 1'), $\text{Rb}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$ (2, 2') и $\text{Rb}_3\text{Hf}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$, (3, 3').

Спектры ЯМР ^{19}F соединений $\text{M}_3\text{Me}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$ ($\text{M} - \text{K}, \text{Rb}$; $\text{Me} - \text{Zr}, \text{Hf}$) (Годнева, 2013 с; Годнева с соавт., 2010; Годнева с соавт., 2011; Годнева с соавт., 2008) определяются аксиально-симметричными тензорами магнитного экранирования фтора (рис. 2). Поскольку в известных структурах кислых фосфатов группа OH ионов HPO_4^{2-} , как правило, не входит в координацию комплексообразующего металла, $\text{M.o.L}_p:\text{Me}$ в этой группе соединений равно $(3 \cdot 3 + 2 \cdot 4 + 3) : 3 = 6.67$. Данные ЯМР указывают на то, что в соединении имеются только по одному типу концевых атомов фтора, ионов PO_4^{3-} и HPO_4^{2-} . Если предположить, что оба типа фосфатных групп координированы к трем атомам Me , соединения могут иметь строение, указанное на рис. 3. Структура построена из слоёв, в которых каждый атом Me соединен мостиковой связью с тремя гидрофосфатными и двумя фосфатными ионами. Шестое координационное место при атоме Me занимает фтор (на рисунке не показан).

Закключение

Согласно полученным данным, атомы фтора в исследованных ФФМе координированы к атому циркония или гафния. При величине $\text{m.o.L}_p:\text{Me}$ (L_p – сумма количеств атомов кислорода и фтора) менее 6 фтор образует мостиковые связи, объединяя между собой координационные полиэдры

Можно предположить, что ФФМе может быть построен аналогично представителям группы фторофосфатов $\text{Na}_3\text{M}_2(\text{PO}_4)_2\text{F}_3$ ($\text{M} = \text{Al}, \text{Ga}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Fe}$) и $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_4[\text{Ca}_2(\text{SO}_4)_2\text{F}_2\text{Cl}]$ (влодавецит-минерал, впервые обнаруженный на Камчатке) (Le Meins с соавт., 1999). Структуры построены из димеров $\text{M}_2\text{O}_8\text{X}_3$ ($\text{X} = \text{F}, \text{Cl}$), объединенных с помощью тетраэдрических анионов в слои, причем каждый димер принадлежит одновременно двум слоям. В пустотах образованного таким образом каркаса находятся катионы. В структуре $+4+2)/2=6$. Формально, связь NZP и ФФМе можно представить следующей формулой: $\text{CsHf}_2(\text{PO}_4)_3 + 2\text{HF} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CsHf}_2\text{F}_2(\text{HPO}_4)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, при этом каждой разорванной связи $\text{P-O-Hf} \rightarrow \text{P-OH}$ отвечает фтор в концевом положении. Наличие избытка вакантных структурных позиций приводит к тому, что подвижность молекул воды в соединении достаточно высока.

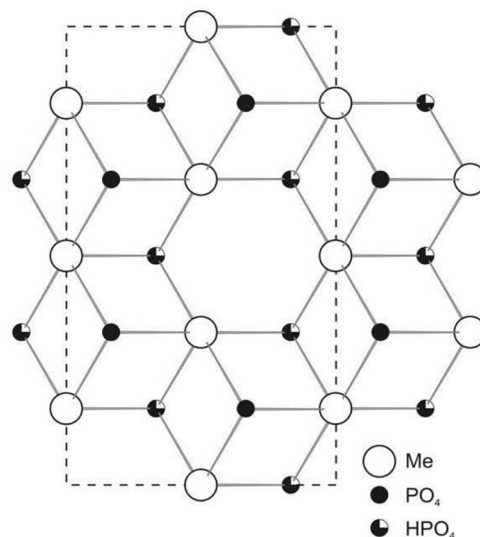


Рис. 3. Фрагмент слоя $\text{M}_3\text{Me}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$. Пунктиром обозначена элементарная ячейка.

Fig. 3. Fragment of the layer in the $\text{M}_3\text{Me}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$ structure. The dashed line marks the elementary cell.

Me. Можно заметить, что с увеличением м.о.Ф:Ме имеется тенденция к сдвигу сигналов ЯМР ^{19}F в направлении сильного магнитное поля. Зависимость сдвига сигналов ЯМР ^{19}F от природы катиона соответствует закону Гутковского-Гофмана. Для соединений гафния характерно расположение сигналов ЯМР ^{19}F в более сильном магнитном поле по сравнению с их циркониевыми аналогами, а сигналов ЯМР ^{31}P – в более слабом поле. Для многих из рассмотренных ФФМе характерно наличие реориентационных и диффузионных движений молекул воды, а в двух из них – и диффузионных движений катионов натрия. Последнее позволяет рассчитывать на возможность практического применения ФФМе в качестве твердых электролитов в числе прочего в натрий-ионных химических источниках тока.

Литература

1. Габуда С.П., Гончарук В.К., В.Я. К., Куликов А.П., Петровский Г.Т. Определение структуры ближнего порядка фторцирконатных стекол по данным анизотропии химических сдвигов сигналов ЯМР ^{19}F // Доклады Академии наук СССР, 1987. Т. 296. № 5. С. 1150–1153.
2. Гобечия Е.Р., Кабалов Ю.К., Петьков В.И., Суханов М.В. Кристаллические структуры двойных ортофосфатов цезия-циркония и бария-циркония // Кристаллография. 2004. Т. 49. № 5. С. 829–834.
3. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Борозновская Н.Н., Кузнецов В.Я. Синтез в системе $\text{ZrO}_2\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-RbF-H}_2\text{O}$ фторофосфатоцирконатов рубидия и их люминесцентные свойства // Журнал неорганической химии. 2010. Т. 55. № 12. С. 1957–1962.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Залкинд О.А. Система $\text{ZrO}(\text{NO}_3)_2\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-KF}(\text{HF})\text{-H}_2\text{O}$ при отношениях $\text{PO}_4/\text{Zr} = 0.5\text{-}1.6$ как основа фазообразования // Журнал неорганической химии. 2011. Т. 56. № 1. С. 13–19.
5. Годнева М.М., Беляевский А.Т., Залкинд О.А. Фазообразование в системе $\text{HfO}(\text{NO}_3)_2\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-CsF}(\text{HF})\text{-H}_2\text{O}$ // Журнал неорганической химии. 2012 а. Т. 57. № 12. С. 1709–1714.
6. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Рыськина М.П., Пахомовский Я.А. Фазообразование в системе $\text{ZrO}(\text{NO}_3)_2\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-CsF}(\text{HF})\text{-H}_2\text{O}$ // Журнал неорганической химии, 2012 б. Т. 57. № 7. С. 1107–1114.
7. Годнева М.М., Михайлова Н.Л. Фазообразование по разрезам системы $\text{HfO}(\text{NO}_3)_2\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-RbF-H}_2\text{O}$ // Журнал неорганической химии. 2012. Т. 57. № 6. С. 949–956.
8. Годнева М.М., Борозновская Н.Н., Михайлова Н.Л. Термическая устойчивость и рентгенолюминесцентные свойства фторофосфатогафнатов цезия // Журнал неорганической химии. 2013 а. Т. 58. № 5. С. 571–577.
9. Годнева М.М., Залкинд О.А., Беляевский А.Т. Исследование строения фторофосфатоцирконатов (гафнатов) щелочных металлов методами ИК спектроскопии и кристалломорфологии // Журнал структурной химии. 2013 б. Т. 54. № 4. С. 651–656.
10. Годнева М.М., Борозновская Н.Н. Люминесценция потенциальных рентгенолюминофоров на основе фтористых, фторосульфатных и фторофосфатных соединений элементов подгруппы титана // Перспективные материалы. 2014 а. № 6. С. 32–41.
11. Годнева М.М., Кузнецов В.Я., Рыськина М.П., Семущин В.В., Михайлова Н.Л. Фазообразование в системе $\text{ZrO}(\text{NO}_3)_2\text{-NaF}(\text{HF})\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-H}_2\text{O}$ при $20\text{ }^\circ\text{C}$ // Журнал неорганической химии, 2014 б. Т. 59. № 8. С. 1071–1080.
12. Годнева М.М. Синтез фторофосфатогафнатов калия при $20\text{ }^\circ\text{C}$ // Журнал неорганической химии. 2014. Т. 59. № 2. С. 160–165.
13. Слободюк А.Б., Диденко Н.А., Годнева М.М. Исследование строения гидратированных фторофосфатоцирконатов (гафнатов) методом ЯМР // Журнал структурной химии. 2015. Т. 56. С. 1111–1117.
14. Слободюк А.Б., Кавун В.Я., Годнева М.М. Особенности строения кислых фторофосфатоцирконатов (гафнатов) по данным ЯМР ^9F , ^{31}P , ^1H // Журнал структурной химии. 2016. Т. 57. № 2. С. 353–358.
15. Слободюк А.Б., Годнева М.М. Строение гидратированных фторофосфатоцирконатов натрия по данным ЯМР // Журнал структурной химии. 2019. Т. 60. № 4. С. 600–608.
16. Amatucci G.G., Pereira N. Fluoride based electrode materials for advanced energy storage devices // Journal of Fluorine Chemistry. 2007. V. 128. N. 4. P. 243–262.
17. Le Meins J.M., Crosnier-Lopez M.P., Hemon-Ribaud A., Courbion G. Phase transitions in the $\text{Na}_3\text{M}_2(\text{PO}_4)_2\text{F}_3$ Family ($\text{M}=\text{Al}^{3+}$, V^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} , Ga^{3+}): synthesis, thermal, structural, and magnetic studies // Journal of Solid State Chemistry. 1999. V. 148. N. 2. P. 260–277.
18. Yamada A., Chung S.C., Hinokuma K. Optimized LiFePO_4 for Lithium Battery Cathodes // Journal of The Electrochemical Society. 2001. V. 148. N. 3. P. A224–A229.
19. Youngman R.E., Sen S. A high-resolution ^{19}F NMR spectroscopic study of barium fluorozirconate glasses and related crystals // Solid State Nuclear Magnetic Resonance. 2005. V. 27. N. 1-2. P. 77–89.

Дыхание почв как индикатор токсичности технозёмов

Слуковская М.В.^{1,2}, Долгих А.В.³, Новиков А.И.¹, Мосендз И.А.², Кременецкая И.П.¹

¹ *Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, slukovskaya.mv@gmail.com*

² *Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики КНЦ РАН, Апатиты*

³ *Институт географии РАН, Москва, dolgikh@igras.ru*

Аннотация. Исследованы свойства технозёмов, созданных с применением различных видов горнопромышленных отходов на участках техногенного ландшафта с высоким уровнем загрязнения тяжелыми металлами в условиях Субарктики. Проанализированы данные о содержании водорастворимых и обменных форм меди, никеля, кальция и магния в технозёмах и исходной почве, рассчитаны модули токсичности как соотношение между суммой никеля и меди к сумме кальция и магния. Установлена взаимосвязь между модулем токсичности почв и эмиссией ими диоксида углерода. Показано, что основным фактором, влияющим на экологическое состояние почв, является высокая токсичность. В то же время, выявлено влияние влажности субстратов на почвенное дыхание, что указывает на необходимость учитывать влагоёмкость материалов при конструировании технозёмов.

Ключевые слова: эмиссии диоксида углерода; медь; никель; горнопромышленные отходы; Субарктика; макроэлементы; тяжелые металлы; фракционирование тяжелых металлов.

Soil respiration as an indicator of the technosol toxicity

Slukovskaya M.V.^{1,2}, Dolgikh A.V.³, Novikov A.I.¹, Mosendz I.A.², Kremenetskaya I.P.¹

¹ *I.V. Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials KSC RAS, Apatity, slukovskaya.mv@gmail.com*

² *Laboratory of Nature-Inspired Technologies and Environmental Safety of the Arctic*

³ *Institute of geography RAS, Moscow, dolgikh@igras.ru*

Abstract. The properties of technosols created using alkaline mining wastes in the area with a high level of trace metals contamination in the Subarctic are investigated. Data on the content of water-soluble and exchangeable forms of copper, nickel, calcium and magnesium in technosols and initial soil have been analyzed, toxicity criteria as the ratio between the sum of nickel and copper to the sum of calcium and magnesium have been calculated. The relationship between the toxicity criteria and the emission of carbon dioxide of soils has been established. It is shown that the main factor affecting the soil respiration is high toxicity. At the same time, the effect of substrate moisture on soil respiration has been revealed, which indicates the need to take into account the moisture capacity of materials in the design of technosols.

Key words: carbon dioxide emission; copper; nickel; mining waste; Subarctic; macronutrients; heavy metals; fractionation of heavy metals.

Введение

Арктические ландшафты – уникальный природный ресурс, выполняющий важнейшие экологические функции и экосистемные сервисы, включая сохранение биоразнообразия, депонирование углерода и влияние на климат. Исследование геохимических свойств материалов, которые могут быть использованы в технологиях уменьшения накопленного экологического ущерба в Арктической зоне РФ (загрязнение почв тяжелыми металлами, деградация и эрозия почв, изменение гидрологического режима и углеродного баланса территорий, формирование отвалов горноперерабатывающих предприятий) и разработка способов, обеспечивающих реабилитацию и устойчивость почвенно-растительных комплексов на деградированных территориях, является важной научной задачей, имеющей как фундаментальный, так и практический аспект.

В настоящей работе представлены результаты полевого эксперимента, который выполняется в зоне воздействия АО «Кольская ГМК» (г. Мончегорск). Атмосферные выбросы предприятия

привели к накоплению никеля и меди в почве, деградации и исчезновению леса, изменению циклов углерода и азота, эрозии почвы и формированию техногенной пустоши (Евдокимова и др., 2011; Кашулина и др., 2015; Лянгузова и др., 2015; Manninen et al., 2015; Кашулина, 2017).

Район проведения исследования и схема эксперимента

Полевой эксперимент по ремедиации почвы с использованием горнопромышленных отходов был заложен в 2010-2013 гг. на двух участках в импактной зоне предприятия. Почвы участков являются наиболее распространенными в регионе исследования: участок 1 – хемозём по абрадированному подзолу (67.940050, 32.838117), участок 2 – торфяная почва без растительности (67.929761, 32.858956).

Технология ремедиации предполагает создание почвенной конструкции (технозёма) с использованием горнопромышленных отходов (слой 1, толщина – 5 см), вспученного вермикулита (слой 2, толщина – 1 см) и семян четырёх видов злаков. Для создания слоя 1, нанесенного на поверхность деградированной почвы, были использованы такие горнопромышленные отходы, как серпентинитомagnesит (СМ), карбонатитовые отходы (КО), и серпентиновые отходы (СО) а также песок (П) в качестве субстрата сравнения. Цель исследования – оценка влияния токсичности почвенно-растительных конструкций на дыхание технозёмов.

Отбор почв (слой 0-5 см) и измерения эмиссии CO₂ проводился в вегетационный сезон 2018 г. Измерение эмиссии диоксида углерода проводилось методом закрытых камер с использованием системы на основе газоанализатора AZ-7752 (AZ-Instruments, КНР) (Карелин и др., 2015). Водорастворимые формы определялись в водной вытяжке, обменные – в аммонийно-ацетатном буферном растворе (ААБ), рН 4.65 (Ладонин, 2006; Минкина и др., 2008; Сиромля, 2009). Для торфяных высокозагрязнённых почв применялась трёхкратная обработка почвы ААБ (Слуковская и др., 2018). Полученные растворы анализировали с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer, США).

Результаты и обсуждение

Горнопромышленные отходы содержат высокие концентрации карбонатов и силикатов кальция и магния и являются основной корнеобитаемой средой для злаков. Известно, что ионы Ca²⁺ и Mg²⁺ могут конкурировать с Cu²⁺ и Ni²⁺ и обеспечивать защитный эффект для живых организмов

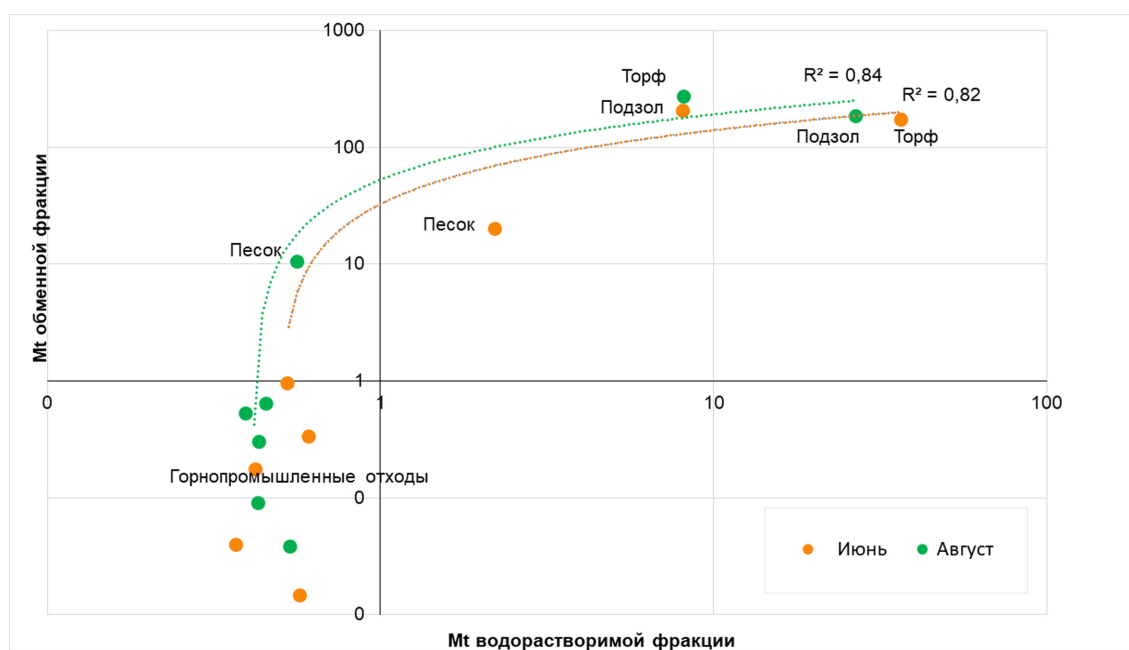


Рис. 1. Модуль токсичности почв и технозёмов, слой 0-5 см.

Fig. 1. The module of soil and technosol toxicity, a layer of 0-5 cm.

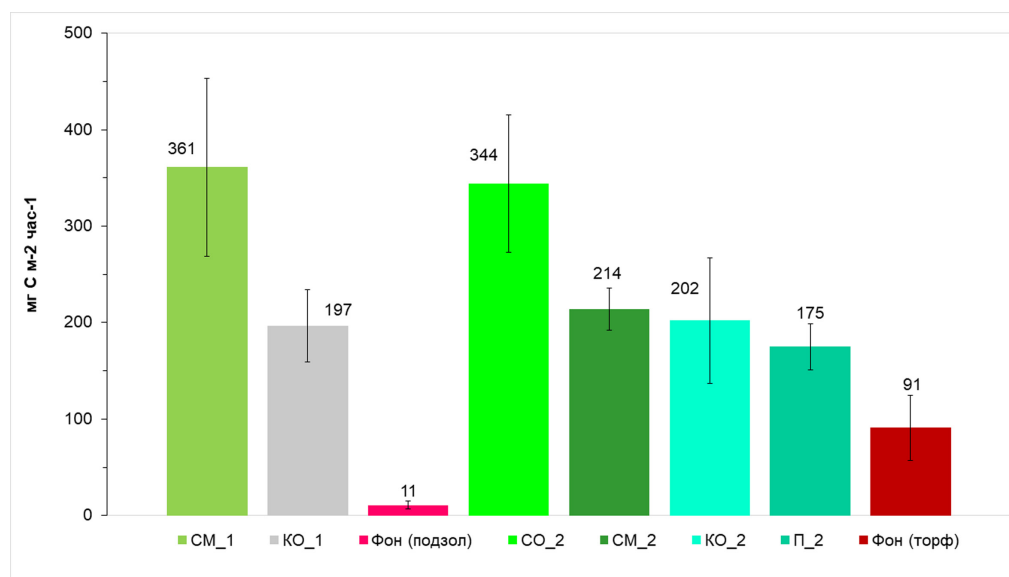


Рис. 2. Почвенная эмиссия диоксида углерода. Fig. 2. Carbon dioxide soil emission.

(Thakali et al., 2006; Antunes et al., 2007). В частности, результаты многих исследований показывают, что кальций и магний уменьшают токсичность металлов для растений (Kinraide et al., 2004; Lock et al., 2007; Luo et al., 2008; Wu & Hendershot, 2010). Токсичность почвы и технозёма при мультиэлементном загрязнении тяжелыми металлами предложено оценивать с помощью критерия токсичности (Mt), основанного на мольном соотношении тяжелых металлов к макроэлементам (Евдокимова и др., 2011; Slukovskaya et al., 2017):

$$Mt = (v_{Ni} + v_{Cu}) \times 100 / (v_{Ca} + v_{Mg}).$$

Существует высокая степень корреляции между критерием токсичности водорастворимой и обменной фракций ($R^2 = 0.7$), причем логарифмическая кривая наилучшим образом описывает это соотношение (рис. 1).

Модуль токсичности водорастворимой фракции слабо коррелирует между началом и концом вегетационного периода ($R^2 = 0.35$), а Mt обменной фракции – сильно ($R^2 = 0.95$), что можно объяснить высокой мобильностью элементов в водорастворимой форме (Сиромля, 2009). Максимальные значения модуля токсичности ($Mt = 172-272$) соответствуют контрольным почвам обоих участков. Песчаный технозём имел значения $Mt = 0.6-2.2$ для водорастворимых фракций и $Mt = 10.5-20.0$ для обменных фракций.

Модуль токсичности обеих фракций для всех технозёмов из горнопромышленных отходов имел значения меньше единицы. Ранее показано, что при значениях критерия токсичности больше 1 происходит ингибирование ростовых процессов и фотосинтетической активности злаковых растений (Слуковская и др., 2017; Slukovskaya et al., 2017).

Наименьшие значения эмиссии диоксида углерода отмечены для фонового хемозёма по подзолу участка 1 (9 ± 4 мг С/м²·час при средней влажности 15 %) и торфяной фоновой почвы без растительности участка 2 (77 ± 29 мг С/м²·час при влажности 42 %). Среди технозёмов наименьшие значения эмиссии соответствовали варианту с песком (150 ± 20 мг С/м²·час, влажность 47 %). Значения дыхания почвы для технозёмов с использованием горнопромышленных отходов составляли 178-319 мг С/м²·час (рис. 2).

Дыхание почвы имело высокий уровень отрицательной корреляции с модулем токсичности, причем коэффициент корреляции с Mt обменной фракции составлял 0.74-0.82, а с корреляция с Mt водорастворимой фракции был немного ниже, коэффициент корреляции составлял 0.52-0.76.

Существенная разница в дыхании почвы между вариантами CM и KO участка 1 может быть обусловлена более высокой влажностью CM (17 %) по сравнению с KO (9 %). Влажность технозёмов на участке 2 составляла 22 % для KO, 27% для CO и 39 % для CM.

Таким образом, основным лимитирующим фактором эмиссии диоксида углерода является токсичность почвы или технозёма ($Mt > 1$), а второстепенным (при отсутствии токсичности) – влажность субстрата, что характерно и для природных криогенных экосистем (Карелин и др., 2015).

Заключение

Впервые проведено изучение эмиссии диоксида углерода на участках ремедиации техногенной пустоши с помощью горнопромышленных отходов и ее связи с комплексным показателем токсичности почвы, включающим подвижные формы поллютантов и макроэлементов. Показано, что ингибирование почвенного дыхания происходит при значениях данного показателя меньше 1, что полностью соответствует полученным ранее данным для биометрических и физиологических параметров злаковых растений.

Критерии токсичности, рассчитанные на основе содержания водорастворимых и обменных форм элементов, были существенно связаны между собой и проявляли схожие закономерности по влиянию на почвенное дыхание. Наиболее тесная взаимосвязь наблюдается между почвенным дыханием и содержанием элементов в обменной фракции.

При отсутствии токсического действия тяжелых металлов (модуле токсичности менее 1) фактором, оказывающим влияние на эмиссию диоксида углерода, является влажность почвы или технозёма. Таким образом, при выборе материалов для ремедиации и создания корнеобитаемого слоя, необходимо учитывать показатели их влагоемкости и гранулометрического состава для обеспечения оптимального функционирования экосистемы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 16-35-60022, полевые измерения эмиссии диоксида углерода выполнены в рамках темы ГЗ № 0148-2019-0006.

Литература

1. Ладонин Д.В. Формы соединений тяжелых металлов в техногенно-загрязненных почвах. Автореф. докт. биол. наук. Москва. 2016. 42 с.
2. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Краев Г.Н. Методическое руководство по анализу эмиссий углерода из почв поселений в тундре. М. Изд-во: ЦЭПЛ РАН. 2015. 64 с.
3. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Зукерт Н.В., Честных О.В., Почикалов А.В., Краев Г.Н. Межгодовые изменения ФАР и влажности почвы в теплый сезон могут быть важнее для направления годового углеродного баланса в тундрах, чем колебания температуры. Журнал общей биологии. 2013. Т. 74. № 1. С. 3–22.
4. Минкина Т.М., Мотузова Г.В., Назаренко О.Г., Крыщенко В.С., Манджиева С.С. Комбинированный прием фракционирования соединений металлов в почве. Почвоведение. 2008. № 11. С. 1324–1333.
5. Сиромля Т.И. К вопросу о подвижных формах соединений химических элементов в почвах. Сибирский экологический журнал. 2009. № 2. С. 307–318.
6. Слуковская М.В., Кременецкая И.П., Дрогобужская С.В., Новиков А.И. Модификация метода последовательного экстрагирования для анализа высокозагрязненной торфяной почвы Мончегорской техногенной пустоши. Материалы Всероссийской научной конференции «Химическое и биологическое загрязнение почв». Товарищество научных изданий КМК. Пушкино. 2018. С. 253–256.
7. Antunes, P.M.C., Hale, V.A., Ryan, A.C., 2007. Toxicity versus accumulation for barley plants exposed to copper in the presence of metal buffers: progress towards development of a terrestrial biotic ligand model. Environ. Toxicol. Chem. V. 26. P. 2282–2289.
8. Kinraide, T.B., Pedler, J.F., Parker, D.R., 2004. Relative effectiveness of calcium and magnesium in the alleviation of rhizotoxicity in wheat induced by copper, zinc, aluminum, sodium, and low pH. Plant Soil 259. P. 201–208.
9. Lock, K., Criel, P., De Schamphelaere, K.A.C., Van Eeckhout, H., Janssen, C.R., 2007. Influence of calcium, magnesium, sodium, potassium and pH on copper toxicity to barley (*Hordeum vulgare*). Ecotoxicol. Environ. Saf. V. 68. P. 299–304.
10. Luo, X.S., Li, L.Z., Zhou, D.M., 2008. Effect of cations on copper toxicity to wheat root: implications for the biotic ligand model. Chemosphere. V. 73. P. 401–406.
11. Slukovskaya M.V., Kremenetskaya I.P., Ivanova L.A., Vasilieva T.N. Remediation in conditions of an operating copper-nickel plant: results of perennial experiment. Non-ferrous Metals. 2017. V. 2. P. 20–26.
12. Слуковская М.В., Новичонок Е.В., Кременецкая И.П., Мосендз И.А., Дрогобужская С.В., Марковская Е.Ф. Применение *Festuca rubra* L. в фиторемедиации: комплексная оценка влияния техногенного грунта на растение. Ученые записки Петрозаводского государственного университета. 2017. № 4 (165). С. 70–80.

13. Slukovskaya M.V., Ivanova L.A., Kremenetskaya I.P., Gorbacheva T.T., Drogobuzhskaya S.V., Lashchuk V.V., Markovskaya E.F. Rehabilitation of industrial barren in arctic region using mining wastes. *The Open Ecology Journal*. 2018. V. 11. P. 1–13.
14. Slukovskaya, M.V.; Kremenetskaya, I.P.; Drogobuzhskaya, S.V.; Ivanova, L.A.; Mosendz, I.A.; Novikov, A.I. Serpentine mining wastes - materials for soil rehabilitation in Cu-Ni polluted wastelands. *Soil Science*. 2018. V. 183 (4). P. 141–149.
15. Thakali, S., Allen, H., Di Toro, D., Ponizovsky, A., Rooney, C., Zhao, F., McGrath, S., A terrestrial biotic ligand model. 1. Development and application to Cu and Ni toxicities to barley root elongation in soils. *Environ. Sci. Technol.* 2006. V. 40. P. 7085-7093.
16. Wu, Y.H., Hendershot, W.H. Effect of calcium and pH on copper binding and rhizotoxicity to pea (*pisum sativum* L.) root: empirical relationships and modeling. *Arch. Environ. Contam. Toxicol.* 2010. V. 59. P. 109–119.

Молибден в донных отложениях озера Большой Вудъявр, Мурманская область: вертикальное распределение и формы нахождения

Слуковский З.И.¹, Мицуков А.С.², Даувальтер В.А.²

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slukovsky87@gmail.com

² Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, mitsukovaleks@gmail.com, vladimir@dauvalter.com

Аннотация. В статье приводятся результаты исследования геохимической специфики современных донных отложений оз. Большой Вудъявр, испытывающей антропогенную нагрузку в результате деятельности АО «Апатит». Анализируется поведение основного загрязнителя водоема – молибдена, поступающего в озеро с рудными водами. Приводятся сведения о формах нахождения этого металла в донных отложениях оз. Большой Вудъявр.

Ключевые слова: молибден, донные отложения, озеро Большой Вудъявр, оценка загрязнения.

Molybdenum in bottom sediments of Lake Bolshoi Vudjavr, Murmansk region: vertical distribution and forms of this metal

Slukovskii Z.I.¹, Mitsukov A.S.², Dauvalter V.A.²

¹ Institute of Geology Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, slukovsky87@gmail.com

² Institute of the North Industrial Ecology Problems, Kola Science Centre of RAS, Apatity, mitsukovaleks@gmail.com

Abstract. The article reviews results of an investigation of the geochemical specific features of modern sediments of Lake Bolshoi Vudjavr, which is under anthropogenic load in result of the activity of JSC «Apatit». The behavior of main pollutant of reservoir – molybdenum, entering the lake coupled with ore waters has been studied. As the title implies, the article describes forms of molybdenum in the sediments of Lake Bolshoi Vudjavr.

Key words: molybdenum, bottom sediment, Lake Bolshoi Vudjavr, assessment of pollution.

Введение

В условиях антропогенного воздействия горнорудной промышленности Мурманской области на состояние окружающей среды водные экосистемы испытывают наиболее заметные техногенные нагрузки. В условиях Крайнего Севера, из-за низкой способности водоемов к самоочищению, техногенное влияние приводит к необратимым последствиям для природной среды, что выражается в трансформации химического состава воды, донных отложений (ДО) водных объектов и в смене комплексов и групп живых организмов. Самые сложные ситуации, близкие к условиям экологического риска или кризиса, наблюдаются в водных объектах, расположенных в непосредственной близости от техногенного источника преобразования окружающей среды. Одним из таких объектов является оз. Большой Вудъявр (далее Б. Вудъявр), на берегу которого расположен г. Кировск Мурманской области (рис. 1).

Оз. Б. Вудъявр – самый крупный внутренний водоем Хибинского горного массива. В северо-восточную часть оз. Б. Вудъявр поступают шахтные воды рудников «Расвумчоррский» и «Кировский» (ОАО «Апатит»). Кроме того, озеро, несомненно, испытывает антропогенную нагрузку вследствие близости к нему городской среды и автомобильных и железнодорожных путей сообщения, связывающих г. Кировск и территории рудников. Ранее проводившиеся исследования ДО оз. Б. Вудъявр (Югай и др., 2013) выявили высокий уровень загрязнения водоема различными элементами, в том числе тяжелыми металлами (Cu, Zn, Ni, Sr и др.). При этом химическое загрязнение озера сказалось на развитии живых организмов водоема, в частности была отмечена трансформация состава диатомового комплекса оз. Б. Вудъявр в период интенсивной антропогенной нагрузки на водный объект (Денисов и др., 2006).

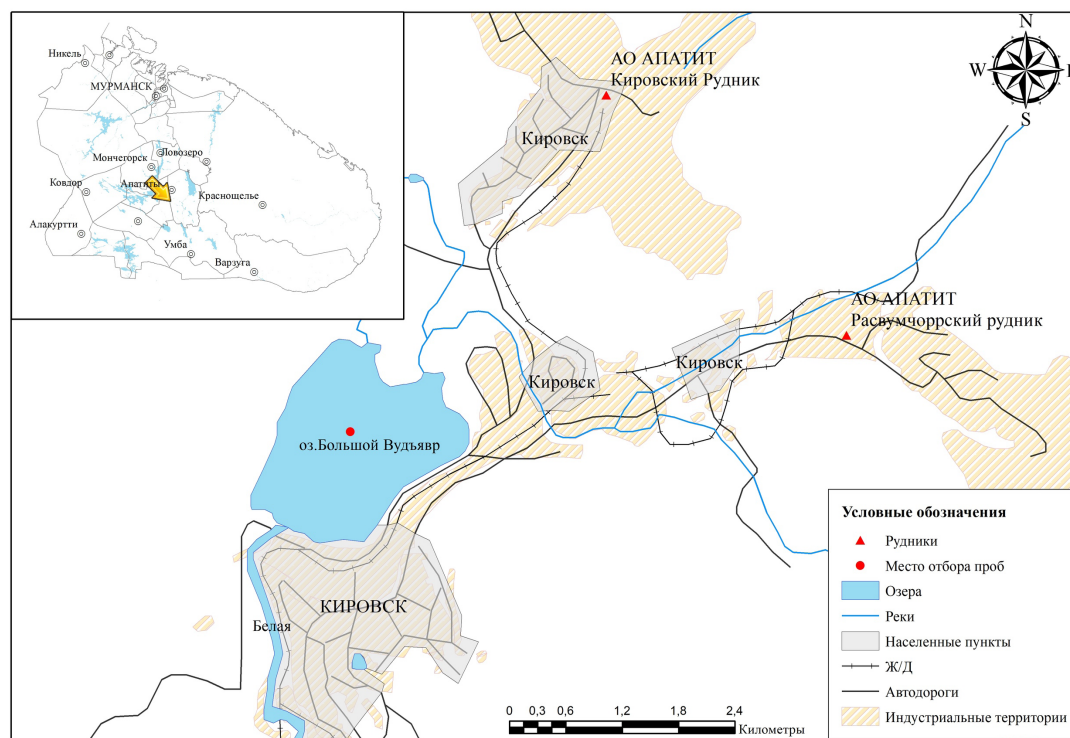


Рис. 1. Карта-схема района исследования. Fig. 1. Map of the research area.

Известно, что в природных водах, приуроченных к району разработки месторождения апатит-нефелиновых руд в районе Хибинского горного массива, обнаружено присутствие молибдена (Mo) в количествах, значительно превышающих ПДК для рыбохозяйственных водоемов (Молибден..., 2016). Большая часть этих вод поступает в оз. Б. Вудъявр, где концентрации Mo в 25 раз превышают нормативные показатели (Чукаева, Матвеева, 2018). Следует отметить, что Mo сравнительно недавно вошел в число контролируемых показателей в нашей стране, а при высокой стоимости экологических платежей за его сброс возросла заинтересованность предприятий в очистке сточных вод от этого металла. Актуальной проблемой является анализ поведения Mo в современных ДО оз. Б. Вудъявр. Таким образом, цель данной работы – оценить интенсивность загрязнения оз. Б. Вудъявр молибденом по результатам исследований его вертикального распределения и установления форм нахождения в толще современных ДО.

Объект и методы исследования

Колонки ДО мощностью 23 и 27 см были отобраны 26 апреля 2018 года в центральной части озера на глубине 37.4 м (рис. 1). Отбор проб производился при помощи пробоотборника открытого гравитационного типа со льда озера. После отбора ненарушенные колонки донных отложений транспортировались в лабораторию, где они были поделены на слои по 1 см для определения валового содержания микроэлементов и на слои по 5 см (0-5, 5-10, 10-15 и 18-23) для оценки форм нахождения тяжелых металлов. Измерение pH проводилось в лаборатории сразу после отбора образцов при помощи портативного pH-метра-милливольтметра pH-420. Для определения различных форм нахождения тяжелых металлов использовалась методика (схема) последовательного экстрагирования форм элементов в почвах (Tessier et al., 1979), включающая в себя определение:

- водорастворимых форм (реагент H_2O);
- подвижных (обменных) форм (реагент NH_4CH_3COO);
- форм, связанных с гидроксидами железа и марганца (реагенты 0.04 M $NH_2OH \cdot HCl$ в 25 % CH_3COOH);

- форм, связанных с органическим веществом (реагенты 0.02 М HNO_3 + 30 % H_2O_2 и 3.2 М $\text{NH}_4\text{CH}_3\text{COO}$ в 20 % HNO_3);
- кислоторастворимые (остаточных) форм (реагент HNO_3).
- минеральных (силикатных) форм, получаемых в результате вычета суммы концентраций всех вышеперечисленных форм из валовых концентраций.

Разложение образцов отложений для определения валовых концентраций элементов проводили путем кислотного вскрытия с использованием HF , HNO_3 и HCl в открытой системе. Содержание микроэлементов в пробах ДО определяли масс-спектральным методом на приборе XSeries-2 ICP-MS (Thermo Fisher Scientific) в аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Для статистической обработки данных и подготовки иллюстраций были использованы программы Statistica (version 10), Microsoft Office Excel 2016, ArcGIS for Desktop 10.4.1.

Результаты и обсуждение

ДО оз. Б. Вудъявр представляют из себя ил, в составе которого преобладают частицы размером от 0.001 до 0.25 мм (Югай, Даувальтер, 2011). Анализ вертикального распределения химических элементов в колонке ДО мощностью 27 см установил значительное увеличение концентраций многих элементов в верхних слоях озерных осадков по сравнению с нижележащими слоями. Это полностью согласуется с ранее проводимыми исследованиями (Денисов и др., 2006; Югай и др., 2013). Все элементы, ведущие себя описанным образом, попадают в ассоциацию №1 на факторной модели геохимических особенностей, изучаемых ДО (рис. 2). Кроме анализируемых ранее в ДО оз. Б. Вудъявр Ni, Cu, Sr, Zn, Co, Cd, Pb и Mn в этой группе оказались также U, V, Sn, Cs, группа редкоземельных элементов и другие. Эти элементы тесно коррелируют с фактором 1, который имеет вес 58 % от суммы всех факторов. Со вторым по значимости фактором, имеющим вес 23 % от суммы всех факторов, тесно связаны концентрации Mo и As. Следует отметить, что вертикальное распределение Mo имеет специфический вид с двумя пиками концентраций в верхней и нижней части изучаемой колонки ДО оз. Б. Вудъявр (рис. 3). При этом максимальное содержание этого металла (15 мг/кг) отмечается в нижней части колонки.

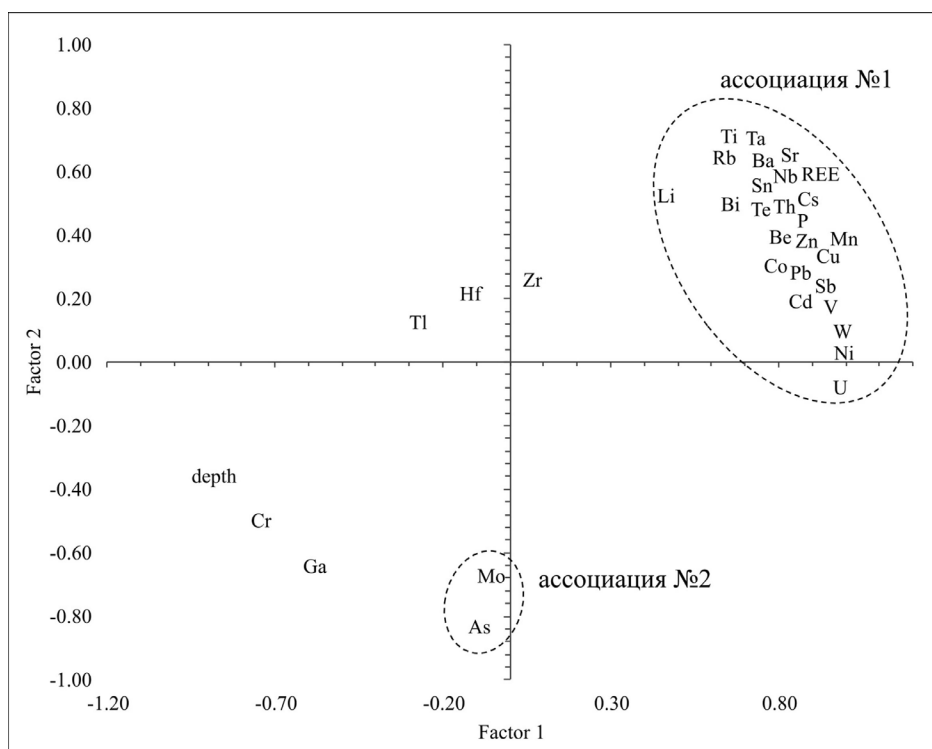


Рис. 2. Факторная модель геохимических особенностей донных отложений оз. Б. Вудъявр.

Fig. 2. Principal components analysis of elements from bottom sediments of Lake Bolshoi Vudjavr.

Главными минералами Мо в рудах Хибинского массива являются молибденит MoS_2 , молибдит MoO_3 , вольфенит PbMoO_4 и ферримолибдит $\text{Fe}_2(\text{MoO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. В результате выщелачивания из первичных минералов, в подземные и поверхностные воды, а затем и в ДО попадают значительные концентрации Мо, формируя специфические аномалии. Учитывая, что типичный минерал мышьяка (As) арсенопирит имеет преимущественно гидротермальное происхождение, как и молибденит, то возможен парагенезис этих минералов и как следствие совместная миграция их в водную среду и ДО озер. Этим можно объяснить их вхождение в ассоциацию № 2 факторной модели на рисунке 2. Кроме того, следует отметить, что на миграцию Мо в природных водах и дальнейшее осаждение влияет pH среды. В частности, в более щелочных условиях происходит растворение основных соединений Мо в водах, поступающих в оз. Б. Вудъявр (Чукаева, Матвеева, 2018). Отмечается, что между слоями изучаемой колонки ДО 19-20 и 20-21 см происходит резкое изменение pH ДО, чем, вероятно, и можно объяснить повышение концентраций Мо в нижней части колонки (рис. 3).

Анализ форм нахождения Мо в современных ДО оз. Б. Вудъявр показал, что преимущественно этот металл находится в нерастворимой минеральной форме, особенно в нижней части колонки ДО (рис. 4). Однако от 16 до 30 % концентраций Мо в ДО оз. Б. Вудъявр аккумуляровано органическими соединениями, доля которых в изученных осадках увеличивается в верхних слоях, что можно судить по увеличению концентраций фосфора. Именно в слое 0-5 см отмечается наибольшая значимость органики в накоплении Мо (рис. 4). В этом же слое ДО выявлена повышенная концентрация Мо в водорастворимой форме, что, вероятно, связано с непосредственным контактом с водной средой самых верхних слоев ДО оз. Б. Вудъявр. В более глубоких слоях значимость водорастворимой формы Мо снижается с 16 до 6-9% от суммы всех форм нахождения этого металла. При этом роль подвижных форм Мо и форм, связанных с соединениями железа и марганца, незначительна во всей изученной толще осадков.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить специфичность накопления Мо, поступающего в оз. Б. Вудъявр в результате деятельности рудников ОАО «Апатит», в колонке современных ДО. Наибольшее накопление этого металла приходится на нижнюю часть изученного разреза, где, кроме Мо повышенным накоплением характеризуется другой токсичный элемент As. Основной формой содержания Мо в изученных озерных ДО является минеральная форма,

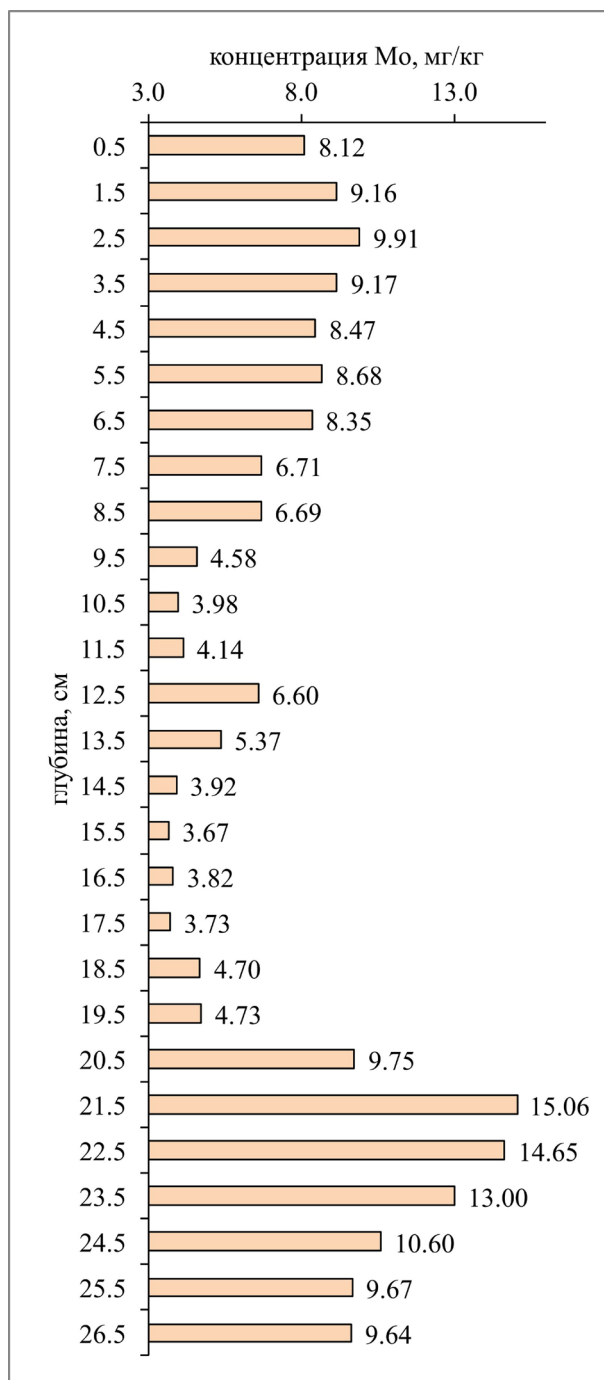


Рис. 3. Вертикальное распределение валовых концентраций Мо в колонке ДО оз. Б. Вудъявр.

Fig. 3. Vertical distribution of total molybdenum in sediment core of Lake Bolshoi Vudjavr.

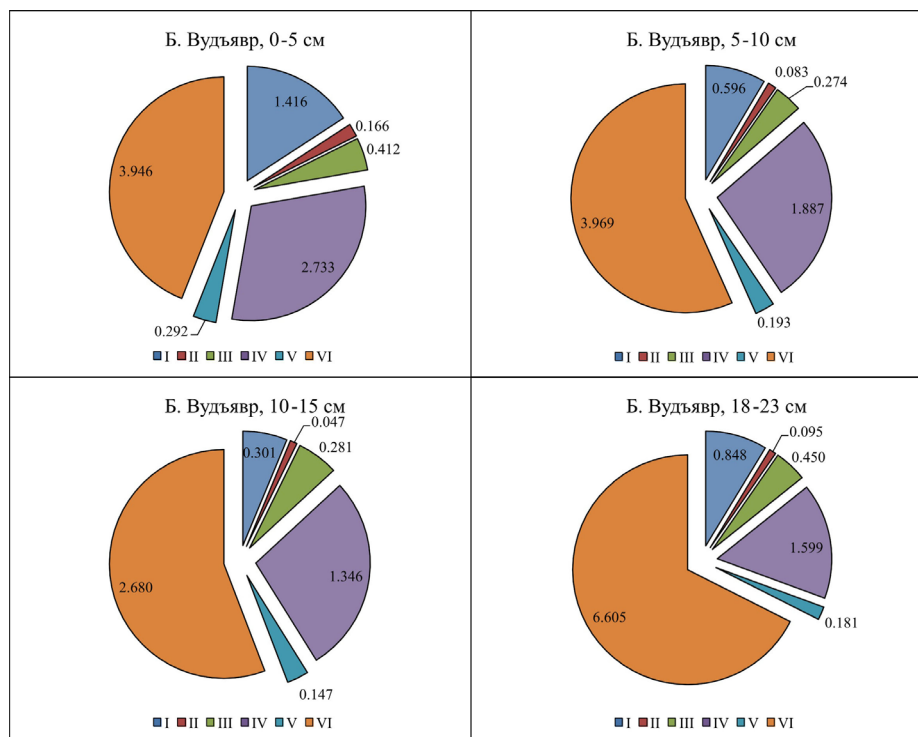


Рис. 4. Распределение разных форм нахождения Мо в ДО оз. Б. Вудъявр в слоях 0-5, 5-10, 10-15 и 18-23 см. Расшифровка: I – водорастворимые формы, II – обменные катионы (подвижные формы), III – формы, связанные с гидроокислами Fe и Mn, IV – формы, связанные с органическим веществом, V – кислоторастворимые (остаточные) формы, VI – минеральные формы.

Fig. 4. Forms of molybdenum in sediments of Lake Bolshoi Vudjavr (layers 0-5, 5-10, 10-15 and 18-23 cm). I – water associated fraction, II – exchangeable fraction, III – Fe-Mn oxide bound fraction, IV – organic bound fraction, V – residual fraction, VI – mineral phase.

однако органическим веществом аккумулируется от 16 до 30 % поступающего в озеро Мо. В самом верхнем слое ДО высока роль водорастворимой формы этого металла, что связано с непосредственным контактом с водной средой.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-05-00897 и 18-05-60125, в рамках реализации гранта Президента Российской Федерации № МК-462.2019.5, а также в рамках темы НИР №0226-2019-0045.

Литература

1. Денисов Д.Б., Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Каган Л.Я. Долговременные изменения состояния субарктических водоемов в условиях антропогенной нагрузки (по данным диатомового анализа) // Биология внутренних вод. 2006. № 1. С. 24–30.
2. Сулименко Л.П., Кошкина Л.Б., Мингалева Т.А., Светлов А.В., Некипелов Д.А., Макаров Д.В., Маслобоев В.А. Молибден в зоне гипергенеза Хибинского горного массива. Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2016. 147 с.
3. Чукарева М.А., Матвеева В.А. Современное гидрохимическое состояние гидроэкосистем, находящихся под техногенным влиянием АО «Апатит» // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 6. С. 685–690.
4. Югай В.С., Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Содержание биодоступных форм соединений металлов в донных отложениях водоемов и коэффициент накопления (K_d) как показатели экологической обстановки водоемов (на примере озер Мурманской области) // Вестник МГТУ. 2013. Т. 16. № 3. С. 591–600.
5. Югай В.С., Даувальтер В.А. Особенности донных отложений озер Малый и Большой Вудъявр // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября 2011 г.). Апатиты. СПб. 2011. Т. 2 (Л-Я). С. 333–336.
6. Tessier A., Campbell P.G., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry. 1979. V. 51(7). P. 844–851.

Комплексная технология о фрактальности среды под наземной лавой

Смагличенко Т.А.¹, Смагличенко А.В.^{2,3}, Саянкина М.К.¹

¹ *Институт проблем нефти и газа ИПНГ РАН, Москва, tasmaglichr@gmail.com; msayankina@gmail.com*

² *Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова ИПУ РАН, Москва, losaeylin@gmail.com*

³ *Институт сейсмологии и геодинамики КФУ им В.И. Вернадского, Симферополь, losaeylin@gmail.com*

Аннотация. В статье анализируются фрактальные свойства геологической среды на юге Исландии, по результатам практического применения междисциплинарной, так называемой «рамочной» технологии, поиска конфигураций устойчивого линейного роста скорости сейсмической волны с глубиной. В основу технологии положен вычислительный метод нахождения градиентной 1D минимальной модели, также разработанный авторами. Отличием метода от существующих подходов 1D моделирования – в использовании известного разложения Тейлора относительно только двух параметров линейного градиента. Исследована среда, включающая видимую Тьюрсау лаву, извергавшуюся в голоцене. Отметим, лавовые потоки расположены в непосредственной близости от гидротермальных районов производства энергии. Применение технологии выявило градиентную фрактальность, а именно сейсмические свойства, оцененные для структуры к западу от вулкана Хекла в диапазоне глубин 1–4 км, оказались идентичны свойствам структур, расположенных на 2 км глубже в низменности между реками Олфуса и Тьюрсау.

Ключевые слова: 1D минимальная модель, метод наименьших квадратов, Тьюрсау лава, южная сейсмическая исландская зона, комплексный подход, фрактальность среды, гидротермальные поля.

Complex technology about fractality of the medium under the ground lava

Smaglichenko T.A.¹, Smaglichenko A.V.^{2,3}, Sayankina M.K.¹

¹ *Research Oil and Gas Institute IPNG RAS, Moscow, tasmaglichr@gmail.com; msayankina@gmail.com*

² *V.A. Trapeznikov Institute of Control Sciences IPU RAS, Moscow, losaeylin@gmail.com*

³ *Institute of Seismology and Geodynamics V.I. Vernadsky CFU, Simferopol, losaeylin@gmail.com*

Abstract. Fractal properties of a geological medium in the south of Iceland have been analyzed in this article. Results have been obtained by practical application of interdisciplinary, so-called «framework» technology performing the search of configurations of stable linear growth of the seismic wave velocity with depth. The technology is based on the computational method for finding the gradient 1D minimum model that is also developed by the authors. The difference of the method from approaches of 1D modeling is in using the well-known Taylor expansion for only two parameters of a linear gradient. The medium that includes the visible Thjorsa lava erupted in the Holocene has been investigated. It should be noted that lava flows are located close to hydrothermal areas of energy production. An application of the technology revealed a gradient fractality, namely, seismic properties, estimated for the structure to the west of the Hekla volcano in the depth range of 1–4 km, are identical to the properties of structures located deeper on 2 km in the lowland between the Olfus and Thjorsa rivers.

Key words: 1D minimum model, least-square method, Thjorsa lava, south Iceland seismic zone, a complex approach, fractality of a medium, hydrothermal fields.

Введение

1-D минимальные однородно-слоистые модели были изначально предложены для улучшения качества решения инверсионной проблемы, связывающей одновременно два определяемых параметра: скорость сейсмической волны и координаты гипоцентров (Kissling, 1988, Husen et al., 2003). Затем они хорошо зарекомендовали себя для преодоления систематической ошибки в исходных данных вступлениях сейсмических волн (Mauer et al., 2010), а также для более точного распределения гипоцентров на локальном и региональном уровнях (Husen et al., 2011; Kianimehr et al., 2018).

Следует отметить, что для некоторых регионов результаты взрывного профилирования (Vjarnason et al., 1993; Miller and Xia, 1996) показывают близость моделей к линейным градиентам. В то же время надо понимать, что это не повсеместное явление. Так, на Фенноскандинавском щите в

пробуренных на значительную глубину скважинах не установлена прямая связь с градиентным распределением скорости (Шаров, 2017). Однако присутствие отдельных сегментов градиентного поведения при общей тенденции региона к мозаично-блоковой модели с фрактальной структурой возможно (Шаров, 2017).

Продвижением в теории инверсионных методов явилась разработка метода нахождения 1D минимальной градиентной модели (Smaglichenko et al., 2016) и на его основе создание технологии поиска площадей, в рамках конфигураций которых градиентная модель является устойчивой в смысле статистических оценок по отношению к произвольному множеству других 1D моделей (Smaglichenko et al., 2018). В статье мы сопоставляем найденные модели для районов, расположение которых совпало с территорией наземных лавовых потоков на юге Исландии в системе реки Тьюрсау. Согласно (Гептнер, 2014), это подушечные лавы, сформированные в плейстоцене, а также голоценовые лавовые покровы. Наземные лавовые потоки находятся в одной зоне с промышленным объектом по добыче газа-диоксида углерода в окрестности вулкана Гримснес, с геотермальной электростанцией в южной части зоны вулкана Хенгиль (Бьорнссон, 2007). Более того, на лаве построены города Селфосс, Эйрарбакки и Стокксейри.

1. «Рамочная» технология на основе метода поиска 1D минимальной градиентной модели

Метод поиска 1D минимальной градиентной модели базируется на применении разложения Тейлора к функции времени пробега сейсмической волны, распространяющейся от источника к приёмнику. Применение разложения Тейлора в сейсмологии впервые было предложено Л. Гейгером в 1910 г., когда в качестве известных входных параметров использовались координаты и начальное время стартового гипоцентра, а неизвестными были четыре параметра поправок к этим стартовым значениям (Geiger, 1910). В 1976 г. К. Аки по аналогии сформулировал проблему, но неизвестными параметрами были как поправки к гипоцентрам, так и множество 3D вариаций скорости по отношению к стартовой модели (Aki and Lee, 1976). В 1988 г. Э. Кисслинг ввёл концепцию минимальной однородно-слоистой 1D модели, упростив 3D минимизацию путём нахождения поправок для стартовой слоистой модели (Kissling, 1988). В 2016 г. была опубликована теория по определению минимальной градиентной 1D модели (Smaglichenko et al., 2016). Вычислительное преимущество градиентной модели перед слоистым аналогом в том, что значительно уменьшается число определяемых параметров модели. А именно, вместо многочисленных мощностей слоёв и значений скорости в них определяются только два параметра градиента: значение скорости на поверхности и значение наклона линейной функции. Это позволяет сузить класс допустимых решений с целью преодоления проблемы многозначности решений в смысле метода наименьших квадратов.

Метод был протестирован для данных неглубоких (до 8 км глубины) 203 землетрясений, зарегистрированных Метеорологической Службой Исландии с 4.01.2001 по 28.10.2001 в юго-западной вулканической зоне Исландии. В качестве начальных моделей использовались две модели, имеющие различные параметры линейных градиентов. Первая модель соответствовала SIL модели, полученной в результате проведения взрывных работ на сейсмических профилях на юге Исландии в 1990 г. (Vjarnason et al., 1993). Эта модель до сих пор является общепринятой используемой моделью для материковой части Исландии и до глубины 8 км была аппроксимирована моделью, имеющей параметры $V(z) = a + b \cdot z$, где $a = 3.926$, $b = 0.479$. Вторая модель была найдена по данным землетрясений, очаги которых расположены в море на северо-востоке Исландии в разломной зоне Тьернес (Smaglichenko et al., 2009), её параметры: $a = 5.9895$, $b = 0.0579$. Метод был применён к обоим стартовым моделям, и в результате были построены минимальные модели, которые практически совпали. Таким образом, с какой бы стартовой модели не началось применение метода, в результате получается одна и та же минимальная модель, имеющая параметры $a = 4.147$, $b = 0.441$ и статистические оценки $mean = -0.0013$; $std = 0.0371$. Тот факт, что параметры исходных стартовых моделей сильно отличались, свидетельствует об устойчивости метода по отношению к большим колебаниям в значениях параметров начальных моделей.

Разработанная технология для поиска геотермального поля основана на междисциплинарном подходе, который объединяет численные методы, географические и геодинамические данные, а также понятия теории хаоса (Smaglichenko et al., 2018). Множество исходных природных сейсмических источников и станций, принявших сигналы, делится на подмножества, соответствующие географическим компонентам. Различные районы могут включать высокогорья, низменности, области вулканов. Границы районов могут быть выбраны с учетом местоположения реки, линий разломов. Для каждого выбранного района применяется разработанный метод поиска минимальной линейной градиентной модели, оценивающий линейную функцию скорости сейсмической волны $V(z)$, которая зависит только от глубины z . Модель считается построенной в рамках выбранной конфигурации среды, если удовлетворены разработанные критерии для получения устойчивых оценок.

2. Минимальные градиентные модели для районов в области наземной лавы Тьюрсау

Обработка данных нескольких тысяч микроземлетрясений, зарегистрированных в южной исландской сейсмической зоне с 2.02.1991 по 31.12.1991, позволила установить, что основная часть событий, имеющая ошибку гипоцентров в пределах допустимой нормы, распределена до 6 км глубины. Было выявлено несколько районов, которые имели устойчивую минимальную градиентную модель. В данной статье мы исследуем три района, на поверхности которых расположена видимая застывшая лава, являющаяся следствием извержения кратеров вулкана Ватнаолдур в голоцене в центральной Исландии (Hjartarson, 1994). Рисунок 1 показывает район I близ города Эйрарбакки; район II, прилегающий к западному побережью реки Тьюрсау; район III к западу от вулкана Хекла.

Вычисленные градиенты линейного увеличения скорости продольной волны с глубиной совпали для районов I и II, параметры градиентов были определены как $a=4.7$, $b=0.16$. Для района III получены следующие значения: $a=4.96$, $b=0.18$. По этим данным ближе к поверхности более низкие скорости могут быть приурочены к районам I и II, расположенным в низменности. Они объясняются присутствием рек и близостью к океану. Микросейсмичность здесь на порядки сильнее, чем в районе III, расположенном севернее ближе к горной местности вулкана Хекла (высота 1.491 м) и характеризующемуся в целом повышением уровня моря. Детальный анализ конкретных значений, вы-

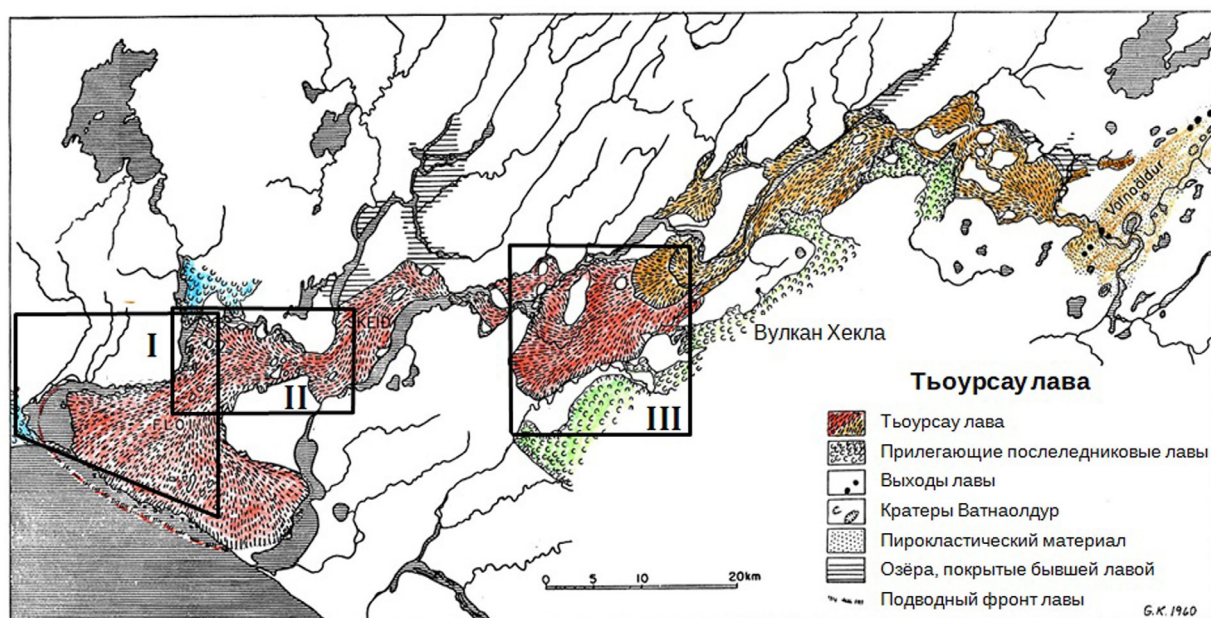


Рис. 1. Наземное распределение Тьюрсау лавы и прилегающие послеледниковые лавовые поля. Данные Гудмундур Кьяртанссон модифицированы Арни Хьяртарсон (Hjartarson, 1988). Выявленные технологией районы I, II, III обозначены сплошной линией.

Fig. 1. Distribution of Thjorsa Lava covering lowlands and adjacent postglacial lava fields. Modified after Guðmundur Kjartansson by Árni Hjartarson (Hjartarson, 1988). Subareas revealed by the technology are noted by a solid line.

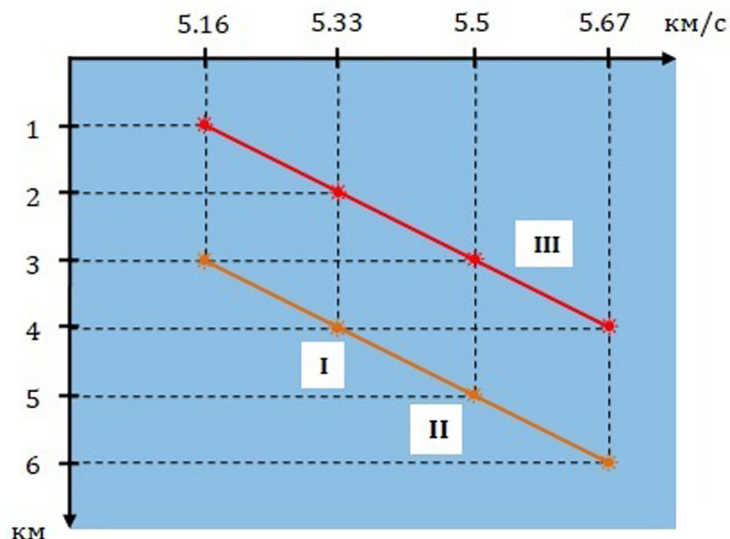


Рис. 2. Оцененные значения скорости продольной волны, характеризующие фрактальные структуры для районов I, II и III.

Fig. 2. Estimated values of P-wave velocity that characterize fractal structures for subareas I, II and III.

численных для разных глубин в соответствии с найденными двумя основными линейными функциями, показал, что строение коры для районов I и II в диапазоне глубин 3–6 км повторяется для района III ближе к поверхности (диапазон глубин 1–4 км). Рисунок 2 иллюстрирует градиентную фрактальность для этих районов.

Заключение

Предыдущие исследования показали, что применение комплексной междисциплинарной технологии может дать достаточно интересные сведения о подземных структурах и имеет перспективы для поисковых задач (Смагличенко и др., 2017; Smaglichenko et al., 2018). Результаты, продемонстрированные в данной статье, позволили увидеть фрактальность, проявляющуюся в смещении одинаковых структур по глубине на различных участках среды, связанных одним и тем же геологическим процессом. Это расширяет возможности детального изучения площадей с помощью рассматриваемого технологического «инструмента» – 1D минимальной градиентной модели.

Работа выполнена в рамках тем НИР №0139-2019-0009, № 10.331-17, № 5.6370.2017/БЧ

Литература

1. Бьорнссон С. Развитие геотермальной энергетики и исследования в Исландии: Пер. с исланд. Рейкьявик: Национальный Энергетический Комитет и Министерство промышленности и торговли Исландии. 2007. 39 с.
2. Гептнер А.Р. Вулканогенно-осадочный литогенез в наземной рифтовой зоне Исландии. М.: ГЕОС. 2014. 236 с.
3. Смагличенко Т.А., Чигарев Б.Н., Смагличенко А.В. Несмещенная линейная оценка сейсмической скорости при различных температурных режимах геотермальных площадей // Актуальные проблемы нефти и газа. 2017. 2(17). 8 с.
4. Шаров Н.В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2017. 173 с.
5. Aki K., Lee W.K.H. Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies under a Seismic Array using First, P-Arrival Times from Local Earthquakes: 1. A Homogeneous Initial Model // Journal of Geophysical Research. 1976. V. 81(23). P. 4381–4399.
6. Bjarnason I.Th., Menke W., Flovenz O.G., Caress D. Tomographic image of the Mid-Atlantic Plate Boundary in Southwestern Iceland // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98(B4). P. 6607–6622.
7. Geiger L. Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten // Nachrichten von der Koniglichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Gottingen. 1910. P. 331–349.
8. Hjartarson A. Þjórsárhraunið mikla – stærsta nútímahraun jarðar // Náttúrufræðingurinn. 1988. V. 58. P. 1–16.
9. Hjartarson A. Environmental changes in Iceland following the great Thjorsa Lava Eruption 7800 14C years BP / In: Stütter J, Wilhelm F, editors. Environmental change in Iceland. Munchen: Geobuch. 1994. P. 147–155.

10. Husen S, Kissling E, Deichmann N, Wiemer S, Giardini D, Baer M. Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models: application to Switzerland // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108(B2). 26 p.
11. Husen S., Kissling E., Clinton J. Local and Regional Minimum 1D Models for Earthquake Location and Data Quality Assessment in Complex Tectonic Regions: Application to Switzerland // *Swiss Journal of Geosciences*. 2011. V. 104(3). P. 455–469.
12. Kissling E. Geotomography with local earthquake data // *Reviews of Geophysics*. 1988. V. 26. P. 659–698.
13. Maurer V., Kissling E., Husen S., Quintero R. Detection of systematic errors in travel-time data using a minimum 1D model: application to Costa Rica seismic tomography // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. P. 629–639.
14. Miller R.D., Xia J. Large near-surface velocity gradients on shallow seismic reflection data // *Geophysics*. 1998. V. 63(4). P. 1348–1356.
15. Kianimehr H., Kissling E, Yaminifard F., Tatar M. Regional minimum 1-D P-wave velocity model for a new seismicity catalogue with precise and consistent earthquake locations in southern Iran // *Journal of Seismology*. 2018. V. 22(6) P. 1529–1547.
16. Smaglichenko T., Jacoby W., Fedorova T., Wallner H. Stable Estimate of Velocity Anomalies around Grimsey Lineament (Tjornes Fracture Zone, Iceland) with Differentiated Tomography / In: Arabelos DN, Tscherning CC, editors. EGU General Assembly Conference Abstracts. 2009. V. 11. P. 11–1332.
17. Smaglichenko T.A., Bjarnason I.Th., Smaglichenko A.V., Jacoby W.R. Method to find the minimum 1-D linear gradient model for seismic tomography // *Fundamenta Informaticae*. 2016. V. 146(2). P. 211–217.
18. Smaglichenko T.A., Smaglichenko A.V., Zelinka I., Chigarev B. Seismic attractor can assist in finding of geothermal area? // *International Journal of Parallel, Emergent and Distributed Systems*. 2018. V. 33 (5). P. 503–512.

Геохимия расслоенных интрузий палеопротерозоя Мончегорского рудного района, Кольский регион

Смолькин В.Ф.¹, Мокрушин А.В.²

¹ Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, vsmolkin@sgm.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, mokrushin@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Выполнен комплексный геохимический анализ пород рудоносных расслоенных интрузий – Мончеплутона и Имандровского комплекса, массивов габбро-анортозитов комплекса Главного хребта и близких по возрасту дайковых образований палеопротерозойского возраста. Полученные результаты, с учетом новых геологических и изотопных данных, позволяют пересмотреть строение и последовательность формирования интрузий, их генетические взаимоотношения и рудный потенциал.

Ключевые слова: Кольский регион, палеопротерозой, расслоенные интрузии, габбро-анортозиты, геохимический анализ.

Geochemistry of the Paleoproterozoic layered intrusions of the Monchegorsk ore area, Kola region

Smolkin V.F.¹, Mokrushin A.V.²

¹ Vernadsky State Geological Museum of Russian Academy of Sciences, Moscow, vsmolkin@sgm.ru

² Geological Institute KSC RAS, Apatity, mokrushin@geoksc.apatity.ru

Abstract. A comprehensive geochemical analysis of the rock of the ore-bearing layered intrusions, i.e. the Monchepluton and Imandra complex, gabbro-anorthosite of the Main Ridge complex and close by age paleoproterozoic dyke formations has been performed. The results obtained, in view of the new geological and isotope data, allow us to revise the structure and sequence of the intrusions formation, their genetic relationships and ore potential.

Key words: The Kola region, the Paleoproterozoic, layered intrusions, gabbro-anorthosites, geochemical analysis.

Введение

Мончегорский рудный район, расположенный в центральной части Кольского региона, является уникальным полигоном для изучения расслоенных интрузий палеопротерозойского возраста. Это обусловлено расположением на его территории расслоенных интрузий базит-ультрабазитового состава двух возрастных групп (2.5 и 2.45 млрд. лет), разновозрастных комагматических даек и массивов габбро-анортозитов, а также наличием разнообразных месторождений и рудопроявлений сульфидных Cu-Ni-PGE, малосульфидных платинометалльных, хромитовых и титаномагнетитовых руд, хорошей обнаженностью и доступностью территории (Расслоенные..., 2004).

Большой объем изотопных исследований U-Pb (TIMS, SIMS), Sm-Nd и Re-Os систем, полученных начиная с 90-ых годов до настоящего времени, позволил определить возраст, длительность и последовательность их формирования (Смолькин, 2017). Однако вопрос о их генетических взаимоотношений остается открытым. Одним из методов решения этого вопроса является геохимический анализ пород, слагающих расслоенные интрузии.

Объекты

Для анализа были выбраны расслоенные интрузии обеих возрастных групп, комплекс габбро-анортозитов Главного хребта и дайки. Первая группа представлена Мончеплутон (2507-2496 млн. лет), включая породы предгорья Вурэчуайвенч, Нюд-П, габбро 10 аномалии. Их внедрение в начале палеопротерозоя и последующая ледниковая эрозия в период гуронского оледенения предшествовали заложению крупнейшего Печенгско-Варзугского палеорифтогенного пояса (Smolkin, 1997). Ко второй группе относятся массивы Прихибинский, Умбареченский и Большая Варака Имандровского комплекса (2442-2437 млн. лет), а также Островской массив (2445 ± 11 млн. лет). Их формирова-

ние происходило позднее, в рифтогенных условиях на фоне интенсивного базальтового и среднекислого вулканизма.

Комплекс габбро-анортозитов Главного хребта представлен массивами Мончетундры (2521-2467 млн. лет) и Чуна- и Волчьих тундр (2473-2463 млн. лет), которые разделены крупными разломами в период 1.9 млрд. лет. Изучены дайки и пластовые тела гарризитов, прорывающее породы Мончетундры, габброноритовая дайка (Оленегорская, 2491 ± 4 млн. лет) и дайки габбро, норита, феррогаббро и микрогранита, секущие породы Дунитового блока (2496 ± 14 млн. лет) и Лойпишнюн (2487 ± 12 млн. лет). Проанализированы также подводящий канал для Мончеплутона, вскрытый скв. М-1 (инт. 2037-2387 м), вмещающие породы (гнейсы, диориты, роговики, бластокатаклазиты), жилы гранофинов, а также глубинные ксенолиты из кимберлитов.

Методы анализа и схема обработки данных

Для выполнения исследований был создан Банк современных данных, включающий анализы породобразующих элементов методом Emission-ICD, рудных, редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS. Основная их часть была получена в Национальном центре научных исследований Франции (г. Нанси) в рамках проекта РФФИ-CNRS. Дополнительно были использованы данные (Криволуцкая и др., 2010; Нерович и др., 2009, Чашин и др., 2012; Groshev et al., 2018; Sharkov, Chistyakov, 2012).

Схема обработки данных включала построение диаграмм для породобразующих компонентов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 tot., CaO, $\text{Na}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}$, P_2O_5 относительно MgO; для рудных элементов Ni – Cu, Ni – Cr, Ni/Cu – MgO, Ni/Co – f порода, Ni/Cu – S; для анализа соотношения когерентный/некогерентный элементы La/Yb – TiO_2 , Th/Yb – Nb/Yb, Th/Nb – La/Yb, La/Sm – Gd/Lu; а также спектров РЗЭ, нормированных к хондриту и спайдер-диаграмм содержаний редких элементов, нормированных к деплетированной мантии (DM). Диаграммы строились с учетом особенностей формирования и строения интрузий: для Мончеплутона были выделены 5 мегаритмов, обусловленных фазным внедрением магм; в строении разрезов Мончетундры и Имандровского комплекса – по три главных зон (Расслоенные..., 2004; Смолькин, 2017); породы Чуна- и Волчьих тундр представлены раздельно.

Результаты геохимического анализа

Мончеплутон. Слагающие его породы образуют два четко выраженных тренда. Первый включает в себя дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты I, II и III мегациклов, для которых устанавливается значительное повышение содержания SiO_2 по мере снижения MgO и низкие нормированные содержания РЗЭ, что обусловлено кристаллизацией под оливиновым контролем. Второй тренд – это нориты-габбронориты-анортозиты IV и V мегациклов с значительным увеличением содержания Al_2O_3 , CaO при относительно стабильном SiO_2 по мере уменьшения MgO. Составы пород обоих трендов значительно перекрываются по содержанию Fe_2O_3 tot и летучих – P_2O_5 .

Породы I и II мегациклов отличаются повышенным содержанием Cr, а III мегацикла – Ni и высоким отношением Ni/Co. Метагаббро 10 аномалии близки по содержанию большинства породобразующих компонентов и спектрам РЗЭ к породам V мегацикла, отличаясь высоким содержанием TiO_2 и низким – Ni.

Для всех пород характерным является плоский характер нормированных спектров РЗЭ с небольшим увеличением содержания ЛРЗЭ (рис. 1), положительная Sr и отрицательная Nb-Ta аномалии на спайдер-диаграммах. Состав исходной магмы по большинству параметров, за исключением низкого содержания P_2O_5 , отвечает составу оливинового габбронорита придонной зоны г. Травяная. Комагматические дайки габброноритов, секущие породы Мончеплутона и расположенные вне его, различаются по MgO и Al_2O_3 , но близки по спектрам РЗЭ. По своим геохимическим особенностям они близки к породам IV мегацикла.

Монче-, Чуна- и Волчьих тундры. Породы нижней зоны Мончетундры, преимущественно представленные меланоноритами, ортопироксенитами и плагиогарцбургитами, существенно отличаются от пород средней и верхней зон более высоким содержанием MgO, Cr и низким – Al_2O_3 , CaO,

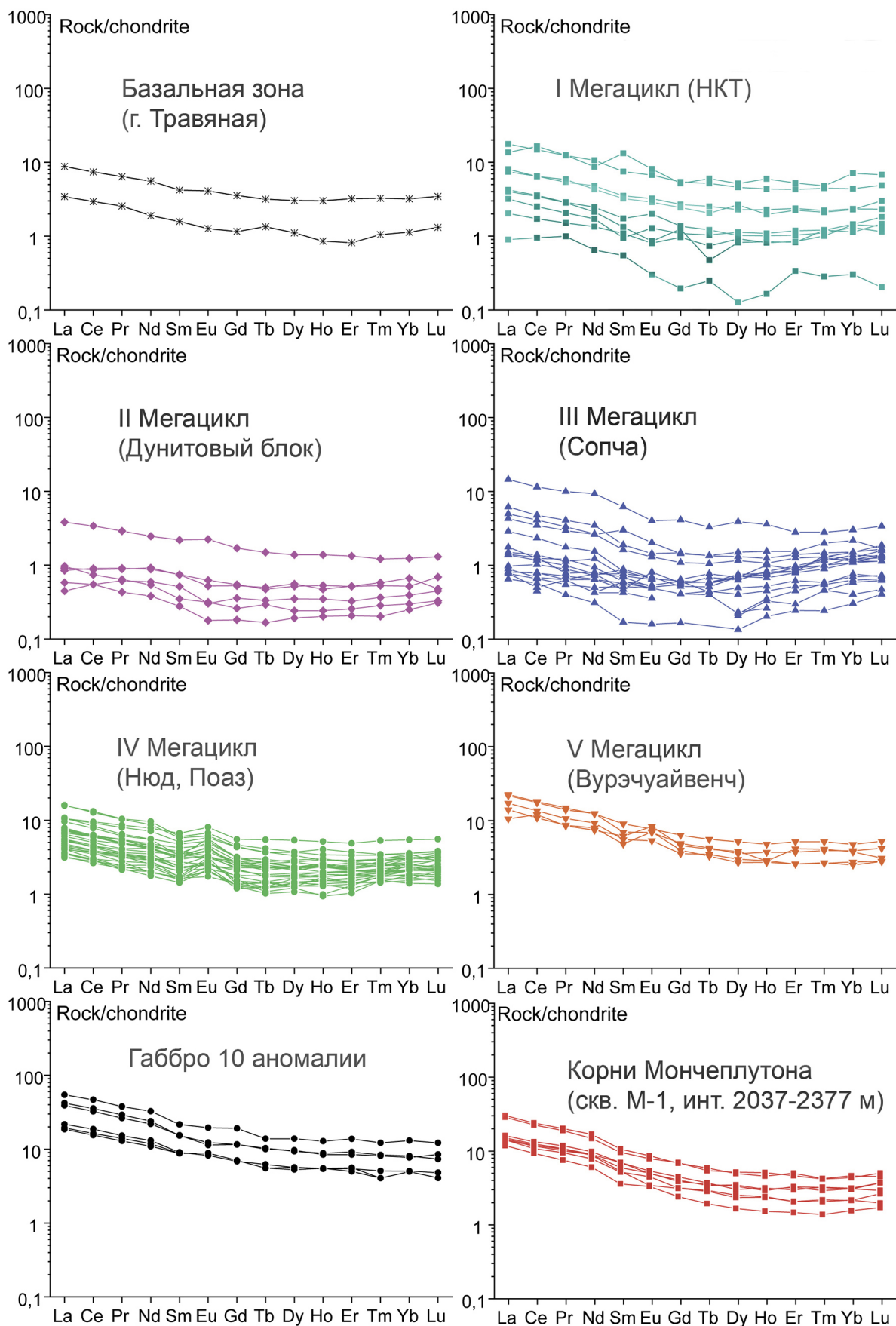


Рис. 1. Распределение РЗЭ в породах Мончеплутона, нормированное к хондриту по (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 1. REE distribution in rocks of the Monchepлутон, chondrite-normalized after (McDonough, Sun, 1995).

РЗЭ. Они сопоставимы по большинству параметров, включая спектры РЗЭ, с породами IV мегацикла Мончеплутона.

Составы пород средней и верхней зон Мончетундры в значительной степени перекрываются. Породы Чуна- и Волчьих тундр, максимально обедненные MgO , Fe_2O_3 tot, но обогащенные Al_2O_3 , $Na_2O_3 + K_2O$, завершают тренд пород средней и верхней зон.

Для пород Мончетундры характерным является однотипный плоский характер распределения спектров РЗЭ и слабо выраженная положительная Eu аномалия, для пород Чуна- и Волчьих тундр – обогащение ЛРЗЭ и сильно выраженная положительная Eu аномалия (рис. 2). Судя по спайдер-диаграммам, для пород Мончетундры и Чунатундры, как и для пород Мончетундры, установлены положительная Sr и отрицательная Nb-Ta аномалии.

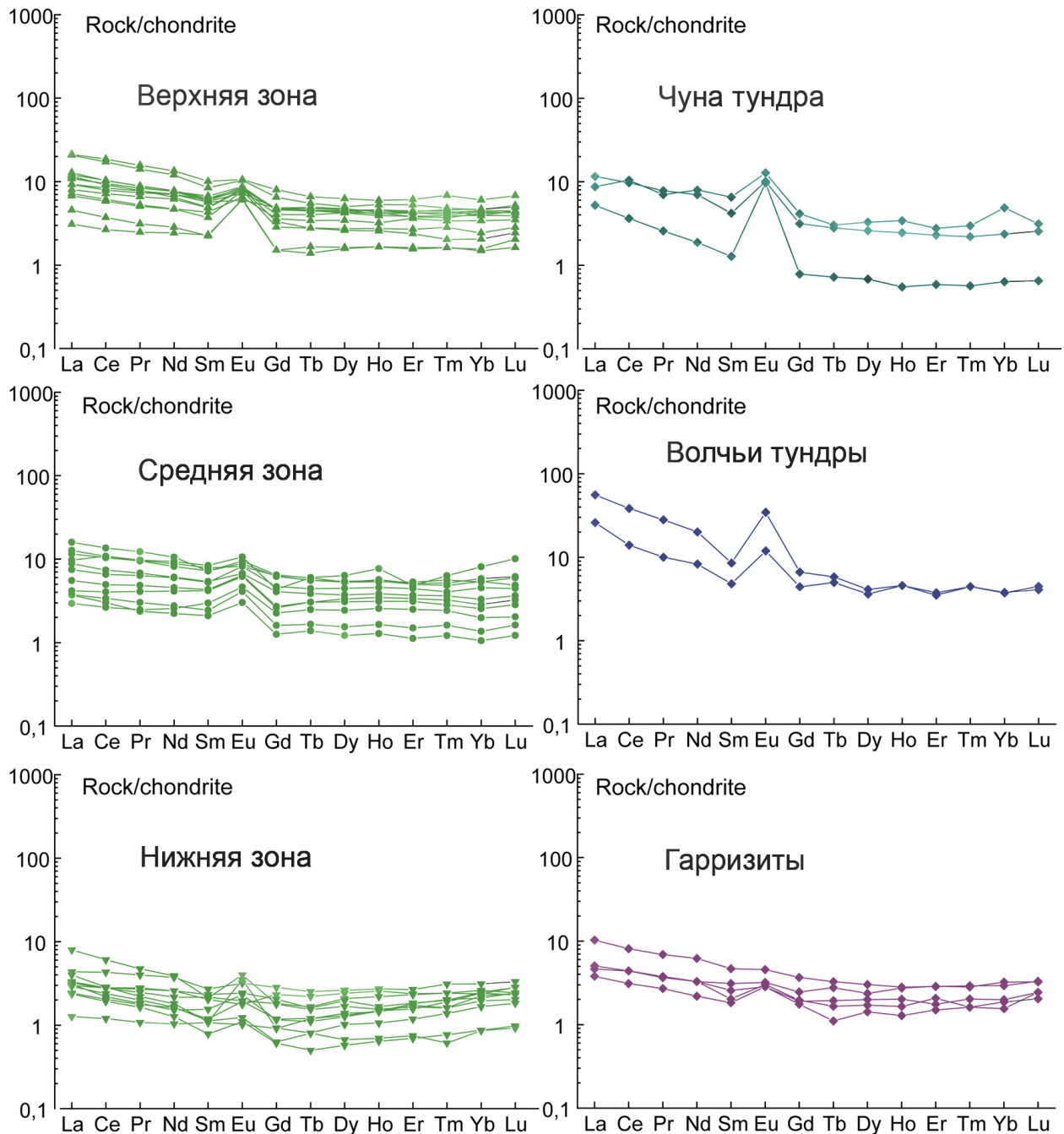


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, нормированное к хондриту.

Fig. 2. REE distribution in the rocks of the Monche-Chuna-Wolf tundra, chondrite-normalized.

Ультрабазиты подводющего канала, вскрытого скв. М-1, по своим геохимическим, а также минералогическим особенностям, значимо отличаются от пород Мончетундры, что подтверждает независимость их образования. Дайки и пластовые тела гарризитов, прорывающие габброиды верхней зоны Мончетундры, не имеют аналогов среди магматических образований района и обладают специфическими особенностями – высоким содержанием $Fe_2O_3\text{tot}$ (18-21 мас. %), повышенным – Ni и низким P_2O_5 .

Имандровский комплекс и Островской массив. Породы Имандровского комплекса не образуют единый тренд и разделяются на 2 кластера. Первый кластер включает породы Нижней расчлененной зоны (Большая Варака, Умбареченский) с повышенным содержанием MgO, Ni и Cr; второй кластер – породы Главной и Верхней расчлененных зон (Прихибинский) с повышенным содержанием Al_2O_3 и CaO. Специфичными являются породы Прикровельной зоны с высокими содержаниями TiO_2 и $Fe_2O_3\text{tot}$, и гранофиры с высокими содержаниями SiO_2 , K_2O и повышенными – P_2O_5 .

Породы Островского массива наиболее близки к породам 2 кластера, в том числе по спектрам РЗЭ, отличаясь более высокими содержаниями Ni и низкими – Cr. Для пород Имандровского комплекса и Островского массива установлены повышенное общее содержание РЗЭ и относительное обогащение ЛРЗЭ по сравнению с породами Мончеплутона, отрицательная Nb-Ta и положительная Sr аномалии, а также отсутствие Eu аномалии (рис. 3 а, б).

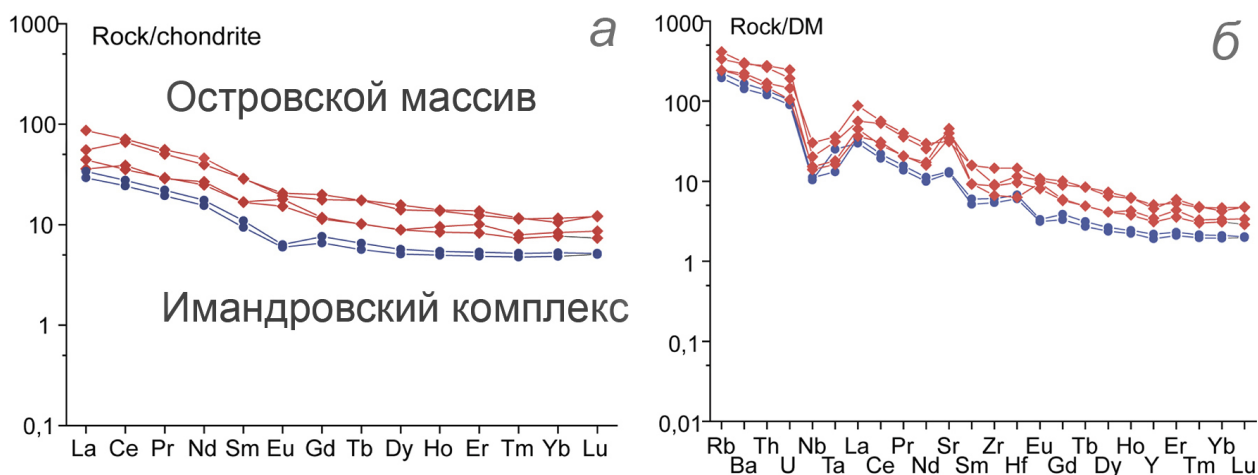


Рис. 3. Спектр РЗЭ в породах Имандровского комплекса и Островского массива (а), и спайдер-диаграмма (б), нормированная к DM по (Salters, Stracke, 2005).

Fig. 3. The spectrum of REE in the rocks of the Imandra complex and Ostrovsky array (а), and spider-diagram (б) normalized to DM after (Salters, Stracke, 2005).

Заключение

Расчлененные интрузии и массивы габбро-анортозитов, геологические взаимоотношения между которыми имеют сложный характер, обнаруживают генетическую связь, что выражается в сходстве состава отдельных зон. Это является одним из оснований для пересмотра истории их формирования.

Изученные магматические образования могут рассматриваться как производные плюма, расположенного в пределах нижней коры и эволюционирующего в течение 2.5-2.4 млрд. лет. Их разнообразие обусловлено степенью плавления первичного мантийного субстрата, характером и степенью контаминации магм веществом нижней коры, эволюцией магм в глубинных промежуточных очагах, пульсационным характером подъема и внедрения магм в верхнюю кору, дифференциацией магм в пределах магматической камеры, которая контролируется снижением температуры, флюидным режимом и окислительным потенциалом.

На основе геохимического анализа интрузивных пород Мончегорского рудного района с учетом ранее полученных геологических и изотопных данных сделаны следующие выводы:

1. Первичные мантийные магмы, глубинные очаги которых находились в пределах нижней коры, испытали в различной степени коровую контаминацию. Об этом свидетельствует Nb-Ta аномалия, относительная обогащенность ЛРЗЭ, а также отрицательные значения первичного отношения ϵ_{Nd} .

2. Расслоенные интрузии и массивы габбро-анортозитов, геологические взаимоотношения между которыми имеют сложный характер, обнаруживают генетическую связь, что выражается в сходстве состава отдельных зон. Это является одним из оснований для пересмотра истории их формирования.

3. Для массивов комплекса Главного хребта характерным является положительная Eu аномалия, отсутствующая в породах Мончеплутона. Значение ее возрастает от пород Мончетундры к Чуна- и Волчьим тундрам, что обусловлено увеличением степени фракционирования и накопления плагиоклаза по мере продвижения магмы в южном направлении.

4. Формирование Мончеплутона сопровождалось термическим выплавлением жил микрогранитов из вмещающих пород архейского возраста; внедрение массивов Имандровского комплекса привело к активному взаимодействию магмы с участие флюидов с перекрывающимися кислыми вулканитами с образованием гранофиров.

5. Имандровский комплекс и Островской массив обнаруживают значительное геохимическое сходство пород. Поэтому они могут быть объединены в один комплекс, что согласуется с их близким U-Pb возрастом.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №2 и темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053.

Литература

1. Криволицкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Беляцкий Б.В., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: 1. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия. 2010. № 3. С. 16–44.
2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. Т. 12. № 3. 2009. С. 461–477.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 367 с.
4. Смолькин В.Ф. Рудоносные расслоенные интрузии базит-ультрабазитов палеопротерозоя восточной части Балтийского щита: проблемы длительности и фазности их формирования // Тезисы Всерос. конф. «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты». М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2017. С. 461–464.
5. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Серов П.А. Волчьетундровский массив комплекса автономных анортозитов Главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрохимические и изотопно-геохронологические исследования // Петрология. 2012. Т. 20. С. 514–540.
6. Groshev N., Yu., Pripachkin P.V., Karykowski B.T., Malygina A.V., Rodionov B.V., Belyatsky B.V. Genesis of a Magnetite Layer in the Gabbro-10 Intrusion, Monchegorsk Complex, Kola Region: U–Pb SHRIMP-II Dating of Metadiorites // *Geology of Ore Deposits*. 2018. V. 60. № 6. P. 486–496.
7. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
8. Salters U.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* // *An electronic Journal of the Earth Sciences*. 2004. V. 5. № 5. P. 1–27.
9. Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk Layered Mafite–Ultramafite Massif in the Kola Peninsula: Geology, Petrology, and Ore Potential // *Petrology*. 2012. V. 20. № 7. P. 607–639.
10. Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5–1.7 Ga) midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // *Can. J. Earth Sci. Special Publ.* 1997. V. 34. P. 426–443.

Условия образования месторождения Голец Высочайший по данным изучения флюидных включений (Ленский золотоносный район)

Сокерина Н.В., Онищенко С.А.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, sokerina@geo.komisc.ru

Аннотация. Проведено исследование флюидных включений в кварце перекристаллизованных золотоносных сульфидных прослоев и в пирротин-кварцевом прожилке месторождения Голец Высочайший. Установлено, что минералообразующий флюид имел соленость 7-13 мас. % экв. NaCl. В жидкой фазе растворены хлориды натрия и магния. В составе газов присутствовали азот, метан и углекислота, в подчиненных количествах – пропан и этан. Гомогенизация включений проходила при температурах 232-473 °С.

Ключевые слова: флюидные включения, золото, углеродистые сланцы, сульфиды.

Conditions of deposit Goletz Vysochayshy formation, according to the study of fluid inclusions (Lensky gold region)

Sokerina N.V., Onishchenko S.A.

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar, sokerina@geo.komisc.ru

Abstract. We have studied fluid inclusions in quartz of recrystallized gold sulfide layers and in a pyrrhotine-quartz vein of the Goletz Vysochayshy deposit. The mineral formation proceeded in aqueous solutions with the salinity 7-13 wt. % the NaCl eq. Sodium and magnesium chlorides dissolved in liquid phase. The gases included nitrogen, methane and carbon dioxide, propane and ethane are also present in small quantities. The homogenization temperature of the fluid inclusions in quartz of laminated sulfide segregations was 232-473 °C.

Key words: fluid inclusions, gold, carboniferous shales, sulfide.

Введение

Золоторудные месторождения Ленского района (Байкало-Патомское нагорье) заключены в мощной (несколько км) толще докембрийских углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений, слагающих Бодайбинский синклиниорий (Иванов, 2008). Породы смяты в серию линейных складок запад-северо-западного простирания. Золото концентрируется на нескольких стратиграфических уровнях, к отложениям хомолхинской свиты рифейского возраста приурочено месторождение Голец Высочайший (нижняя подсвита), а также крупнейшее месторождение России – Сухой Лог (верхняя подсвита). Условия образования золоторудной минерализации месторождения Сухой Лог неоднократно обсуждались в литературе. Близкое к нему территориально, по характеру локализации и времени образования, месторождение Голец Высочайший в значительно меньшей степени привлекало внимание исследователей. Между тем, более простое строение этого месторождения, которое проявляется в меньшей дислоцированности рудоносных отложений, незначительном развитии кварцево-жильной минерализации, полном отсутствии интрузивных пород в рудном поле, позволяет считать его эталоном метаморфогенно-гидротермальных золоторудных объектов в углеродисто-терригенных черносланцевых толщах.

Геологическое строение месторождения

Месторождение Голец Высочайший приурочено к северному пологому крылу антиклинальной складки, в ядре которой обнажаются терригенно-карбонатные отложения угаханской свиты, а крылья сложены терригенными отложениями хомолхинской свиты. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и подверглись региональному рассланцеванию, плоскость которого под острым углом пересекает слоистость.

Золотоносными являются темно-серые и черные углеродистые сульфидсодержащие алевритистые сланцы нижней подсвиты хомолхинской свиты. Рудная залежь имеет субпластовую форму, осложнена раздувами и пережимами, при длине залежи около 2 км ее мощность колеблется от 5 до 120 м.

Рудоносные породы имеют хлорит-кварц-серицитовый состав. Присутствуют карбонаты (2-10 мас. %), которые входят в состав тонких (2-3 см) прослоев карбонатсодержащих сланцев или образуют неравномерную вкрапленность в породе. Среди карбонатов преобладает анкерит, распространен кальцит, отмечается сидерит. Углеродистое вещество (0.6-2 мас. %, максимально 5 мас. %) находится в виде тонкодисперсной вкрапленности или мельчайших скоплений и ячеистых сгустков в цементе породы. Текстура породы слоистая, наложенная сланцеватая.

Наиболее яркой чертой руд месторождения являются сульфидные выделения, концентрирующиеся в виде прослоев монолитного или густовкрапленного строения, подчеркивающих слоистую текстуру породы. Содержание сульфидов в рудах составляет около 5 %, за пределами рудных залежей уменьшается до 2-2.5 %. Сульфиды представлены пиритом и пирротинном, их соотношение значительно варьирует от места к месту, но в целом по месторождению эти минералы распространены примерно одинаково. В небольшом количестве присутствуют также халькопирит, арсенопирит, сфалерит и галенит, отмечаются сульфиды никеля.

Пирит-пирротинные прослои имеют линзовидную форму, толщина их составляет 0.3-3 см, протяженность обычно изменяется от 0.3 до 2 м. Для них наиболее характерна средне- и крупнозернистая гранобластовая структура с размером зерен в агрегате 0.5-5 мм, иногда до 1.0-1.2 см. Сульфидные прослои содержат гнезда и прожилки кварца, включения вмещающей породы и часто окружены тонкой (до 1.5 мм) кварцевой оторочкой. К сульфидным прослоям и линзам приурочена вкрапленность самородного золота, которое находится в сростании с сульфидами, а также в тонких кварцевых прожилках в сульфидном агрегате.

Строение сульфидных прослоев отражает многоэтапную историю их формирования, включающую седиментацию, диагенез и, главным образом, метаморфические преобразования. Породы смяты в складки и подверглись региональному рассланцеванию совместно с заключенными в них сульфидсодержащими прослоями. При метаморфизме происходила перекристаллизация пород и частичное перемещение сульфидного вещества, что наиболее заметно проявляется в замещении пирротина пиритом, а также разрастании сульфидных обособлений при сохранении их послынного распределения.

В рудной залежи присутствуют немногочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы мощностью до 15 см, иногда содержащие сульфидную минерализацию и золото.

Методы исследования

Изучение флюидных включений в кварце проводилось в полированных пластинах методами гомогенизации и криометрии с использованием термо-криостоллика THMSG600 фирмы Linkam. Соленость растворов во включениях измерялась по температуре плавления льда (Воднар, 1994). Солевой состав включений определялся по температуре эвтектики водно-солевой системы (Борисенко, 1977). Газовый состав индивидуальных включений изучался в полированных пластинах на высоко-разрешающем рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) при комнатной температуре. Для регистрации спектров применялась решетка спектрометра 600 ш/мм, размер конфокального отверстия составлял 300 и 500 мкм, щель – 100 мкм, мощность возбуждающего излучения He-Ne лазера (длина волны 632.8 нм) – 20 мВт, Ar⁺ лазера – 120 мВт (514.5 нм). Все анализы были выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН.

Результаты исследований

Проведено изучение флюидных включений в кварце трех типов (табл. 1, рис. 1):

1. Включения в мелкокристаллическом кварце кварц-сульфидных прослоев. Этот тип кварца изучен особенно тщательно, связано это с тем, что именно с ним связано основное количество золота. Кварц образует тонкие каймы, прожилки, линзы и стяжения, которые не выходят за пределы сульфидного агрегата. Их мощность обычно не превышает 1-2 мм. Самородное золото заключено как в сульфидах, так и в кварцевых обособлениях.

Изучение флюидных включений в этом кварце показало, что во всех образцах распространены двухфазовые (водный раствор солей + газ) и однофазовые газовые включения (табл. 1). Сре-

ди газовых встречаются высокоплотные включения. Это наиболее характерно для образцов, которые содержат видимое золото. В образцах без видимого золота такие включения встречаются значительно реже. Гомогенизация двухфазовых включений происходила как в жидкую, так и в газовую фазу. По температуре эвтектики было установлено, что в составе водной фазы присутствуют, вероятнее всего, хлориды натрия и, реже, магния. Соленость растворов 7-12 мас. % экв. NaCl. В составе газов преобладает азот и метан, в подчиненном количестве присутствует углекислый газ, причем однофазовые газовые включения отличаются незначительным содержанием CO₂ или его отсутствием. В некоторых включениях в очень малых количествах встречаются этан и пропан.

Таблица 1. Флюидные включения в кварце месторождения Голец Высочайший.
 Table 1. Fluid inclusions in quartz of the Goletz Vysochayshy deposit.

Тип кварца	Типы включений						Т эвт., °С	Солен., мас. %, NaCl экв
	Однофазовые	Двухфазовые с гомогенизацией в газовую фазу, °С	Двухфазовые с гомогенизацией в жидкую фазу, °С	Высокоплотные включения				
				Тгом ГФ, °С	Тпл. ГФ, °С	Тгом, °С		
В кварц-сульфидных прослоях	много газовых	399–473 (n=5)	232–415 (n=34)	-130 – -92 (n=18)	–	–	-37.5±0.5 (n=4) -34 (n=1) -30 (n=4) -25±3 (n=10)	8–12
В пирротин-кварцевом прожилке	много газовых	400–507 (n=7)	385–400 (n=2)	мало			-26.5±0.5 (n=3)	11–13 (n=4)
				-47 – -37 (n=4)	~ -75 (n=4)	~270*		
На участке Барон	мало газовых	380–560 (n=5)	320–420 (n=15)	много			-26±2 (n=17) -37.5±0.5 (n=3)	8–10 (n=14)

Примечание: * – взрыв включения до гомогенизации. В скобках указано количество измерений; Тгом – температура гомогенизации; Тпл – температура плавления; Т эвт. – температура эвтектики; ГФ – газовая фаза.

2. Включения в пирротин-кварцевом прожилке из рудной залежи. Прожилок мощностью 2–3 см сложен белым полупрозрачным крупнокристаллическим кварцем, который содержит гнезда пирротина. Флюидные включения в этом кварце разнообразны по составу. Как и в предыдущем случае, распространены однофазовые газовые и двухфазовые включения (водный раствор солей + газ). Газовая фаза некоторых включений представлена сжиженной углекислотой с примесью других газов. Гомогенизация включений происходила как в жидкую, так и в газовую фазу. Температура эвтектики растворов во включениях, вероятно, свидетельствует о присутствии в составе водной фазы хлоридов натрия и магния. Соленость растворов 11-13 мас. % экв. NaCl. В составе газов присутствует азот, метан и углекислый газ. В отдельных включениях отмечаются примеси этана, водорода и сероводорода, а также наличие гидросульфид-иона. Предполагается, что сульфидсодержащие кварцевые прожилки, как и кварц в сульфидных прослоях, формируются в ходе единого процесса метаморфизма руд.

3. В крупнокристаллическом кварце, отобранном за пределами месторождения Голец Высочайший на участке Барон. Этот тип кварца не связан с золоторудной минерализацией. Данные по этому типу приведены для сравнения. Включения в этом типе жильного кварца отличаются очень высоким содержанием CO₂, что визуально фиксируется наличием во включениях трех фаз (водный раствор солей, жидкая углекислота и газовая фаза), наблюдаемых при комнатной температуре или, чаще, при их охлаждении.

Заключение

В работах Буряка В.А. на примере золоторудных месторождений Ленского района (Сухой Лог, Голец Высочайший и др.) предложена модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования (Буряк, 1982, Буряк, Хмелевская, 1997). Согласно этой модели рудообразование связано с региональным метаморфизмом металлоносных углеродистых толщ, причем в первичном накоплении

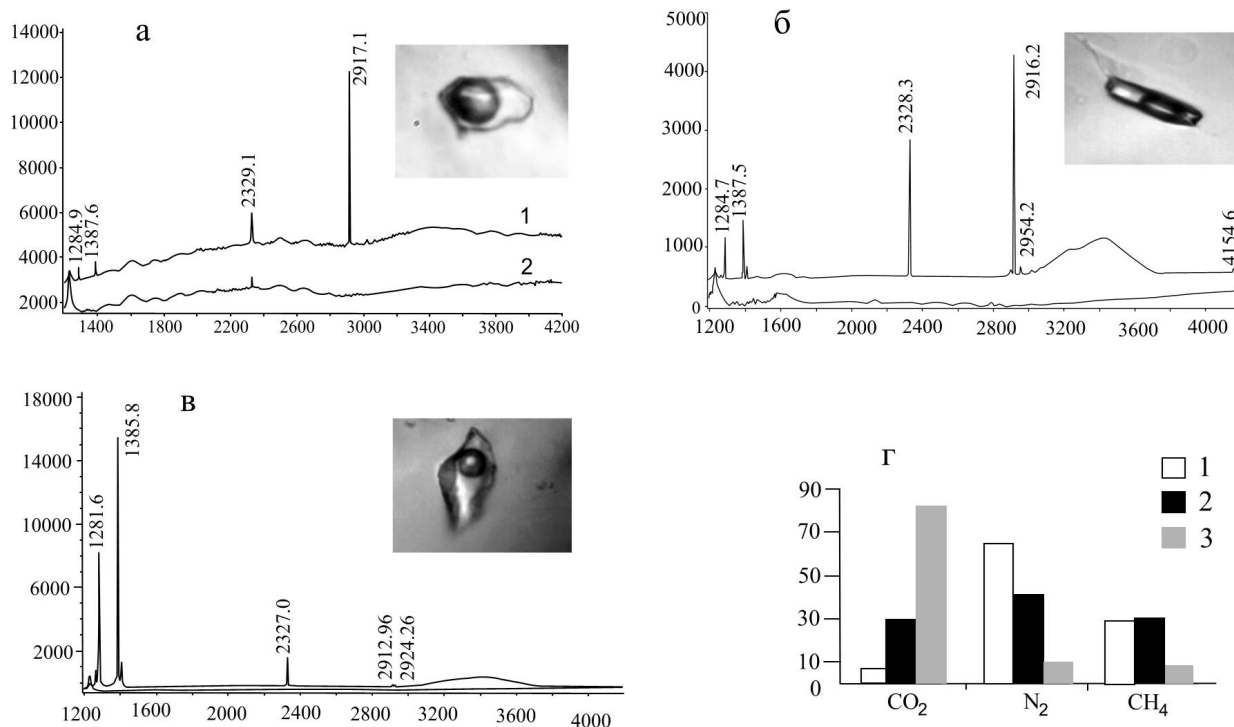


Рис. 1. а-в – типичные спектры газовой фазы во флюидных включениях: а – в мелкозернистом кварце кварц-сульфидных прослоев; б – в крупнозернистом кварце пирротин-кварцевого прожилка; в – в крупнозернистом кварце, отобранном за пределами месторождения; г – среднее содержание газов в составе флюидных включений (1 – в мелкозернистом кварце кварц-сульфидных прослоев; 2 – в пирротин-кварцевом прожилке; 3 – в крупнокристаллическом кварце на участке Барон).

Fig. 1. а-в – typical spectra of the gas phase in fluid inclusions: а – in fine-grained quartz of sulfide layers; б – in coarse-grained quartz of a pyrrhotine-quartz vein; в – in coarse-grained quartz in the Baron area, г – average content of gases in the fluid inclusions (1 – in fine-grained quartz of sulfide layers; 2 – in pyrrhotine-quartz vein; 3 – in coarse-crystallized quartz in the Baron area).

сульфидов и золота в осадке значительная роль отводится гидротермально-осадочными процессам. При последующем метаморфизме пород первичное оруденение подвергалось трансформации и переотложению с образованием промышленных руд.

Реалистичность этой модели была показана для месторождения Сухой Лог на основании данных по распределению золота в последовательно формировавшихся генерациях пирита. Золото в обогащенных органическим веществом глинистых сланцах фиксировалось в структуре диагенетического мышьяковистого пирита. При перекристаллизации диагенетического пирита в процессе метаморфических преобразований пород золото высвобождалось и концентрировалось в виде свободного золота в метаморфическом пирите и деформированных послойных пирит-кварцевых прожилках (Large et al., 2007, и др.).

Результаты изучения месторождения Голец Высочайший вписываются в концепцию первичной концентрации золота в углеродисто-терригенных черносланцевых отложениях с последующим их преобразованием в результате метаморфогенно-гидротермальных процессов (Онищенко, 2014). Переотложение сульфидов и золота происходило, видимо, во время и после основных складчатых деформаций.

Изучение газовой-жидких включений в кварце сульфидных прослоев и в пирротин-кварцевом прожилке позволило оценить условия гидротермально-метаморфического этапа образования руд.

Состав флюидов в кварце послойных сульфидных обособлений – водный раствор солей, метан, азот, уголекислота, в небольшом количестве также пропан и этан. Минералообразование проте-

кало при температурах близких 230-470°С. Золотоносные флюиды имели восстановительный характер, отношение CO_2/CH_4 в флюидных включениях заключено в интервале от 0.07 до 0.40.

Состав флюидов в пирротин-кварцевом прожилке отличается большей долей углекислоты, отношение CO_2/CH_4 увеличивается до 1.0. Кроме того, в составе газовой фазы иногда фиксируется примесь сероводорода. Температура гомогенизации включений 380-507°С.

Работа выполнена по теме НИР госзадания (ГРН№ АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН. Аналитические исследования выполнены в ЦКП «Геонаука».

Литература

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
2. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М. Изд-во: Недра. 1982. 256 с.
3. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток. Изд-во: Дальнаука. 1997. 156 с.
4. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.
5. Онищенко С.А. Геохимия золотоносных черных сланцев (месторождение Голец Высочайший, Ленский золотоносный район) // Геохимия литогенеза: материалы Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар, 17-19 марта 2014 г.). Сыктывкар. 2014. С. 302–306.
6. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O - NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena. 1994. P. 117–130.
7. Large R.R., Maslennikov V., Robert F., Danyushevsky L.V. and Chang, Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia / Economic Geology. 2007. V. 102. P. 1233–1267.

Новые данные по генезису корунда - синего сапфира Ильменогорского комплекса, Южный Урал: предварительные результаты LA-ICP-MS микро-примесного картирования

Сорокина Е.С.¹, Аносова М.О.¹, Рассомахин М.А.^{2,3}

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва, elensorokina@mail.ru

² Ильменский государственный заповедник УрО РАН, Миасс, miha_rassomahin@mail.ru

³ Институт минералогии УрО РАН, Миасс

Аннотация. В статье приводятся предварительные результаты LA-ICP-MS микро-примесного картирования кристаллов зонального сине-коричневого корунда (сапфира) из сиенит-пегматитов жилы 298 Ильменогорского комплекса. Показано влияние содержания микропримеси железа на коричневую окраску минерала. Формирование зональных кристаллов корунда вероятно проходило в течение двух стадий минералообразования, зафиксированных в изменении его геохимических особенностей.

Ключевые слова: корунд, геохимия, LA-ICP-MS картирование, сиенит-пегматиты, Ильменогорский комплекс.

New data on the genesis of corundum - blue sapphire of the Ilmenogorsky complex, South Urals: preliminary results of LA-ICP-MS trace-element mapping

Sorokina E.S.¹, Anosova M.O.¹, Rassomakhin M.A.^{2,3}

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical chemistry RAS (GEOKHI RAS), Moscow, elensorokina@mail.ru

² Ilmen State Reserve UrORAS, Miass, miha_rassomahin@mail.ru

³ Institute of Mineralogy UrORAS, Miass

Abstract. The article presents preliminary results of LA-ICP-MS mapping of zonal blue-brown corundum (sapphire) crystals from syenite-pegmatite mine 298 in the Ilmenogorsky complex. The influence of increasing the iron trace element content on the brown color of the mineral is shown in the article. The formation of zonal corundum crystals likely occurred during the two stages of mineral formation recorded in a change in its geochemical features.

Key words: corundum, geochemistry, LA-ICP-MS mapping, syenite-pegmatites, Ilmenogorsky complex.

Введение

Корунд $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ является типичным минералом многих магматических и метаморфических пород. Однако его разновидность – синий сапфир, окрашенный ионами Fe^{3+} и/или $\text{Fe}^{2+}/\text{Ti}^{4+}$, встречается только в нескольких типах вмещающих пород, обогащенных глиноземом и обедненных кремнеземом. Между тем, производство сапфиров ювелирного качества сосредоточено главным образом во вторичных месторождениях дискуссионного генезиса (Sorokina et al., 2016, 2017). Следовательно, исследование генетической природы образования синего сапфира, обнаруженного *in situ* во вмещающих породах, может потенциально помочь в понимании петрогенеза корундов, обнаруженных на вторичных россыпных объектах.

В Ильменских горах на Южном Урале синий корунд обнаружен в сиенит-пегматитах жил 210, 298, 299, 311 и 349. Корундовые сиенит-пегматиты обнаружены в экзоконтактной зоне основного интрузивного тела Ильменогорского комплекса, нефелиновых сиенитах (миаскитах), и генетически связаны с ними. Кристаллы корунда часто зональные по цвету (серо-синие или коричнево-синие) размером до 6 см. При этом центральная часть часто коричневого цвета с многочисленными твердофазовыми микровключениями сдвойникованных игл ильменита в виде «распада твердого раствора». Дополнительно в коричневых зонах наблюдаются псевдо-вторичные трехфазные флюидные включения, где жидкая фаза представлена CO_2 , а дочерняя фаза – диаспором (Sorokina et al., 2016, 2017). В синей зоне флюидные включения не обнаружены.

Результаты и обсуждение

Нами были проведены первые эксперименты по разработке методики микро-примесного картирования при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) образцов зонального (сине-коричневого) корунда жилы 298 сиенит-пегматитов Ильменогорского комплекса (рис. 1). LA-ICP-MS является локальным микро-разрушающим методом, который активно используется в исследовании геологических объектов последние 40 лет. В сравнении с электронно-зондовым микроанализом, LA-ICP-MS имеет более низкий порог обнаружения для измерения различных элементов (до долей ppmw). Тогда как в отличие от масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS), LA-ICP-MS является более экспрессным методом и позволяет получать большие объемы данных за сравнительно короткий период времени. Измерения проведены после-

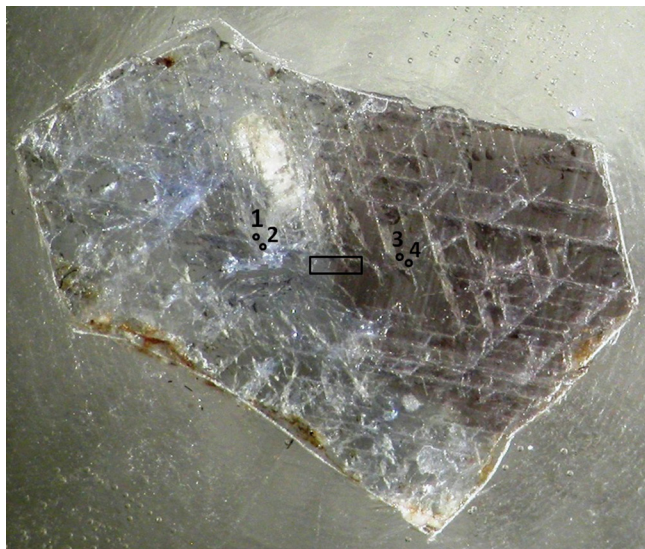


Рис. 1. Образец корунда размером 1.1 × 0.6 см из сиенит-пегматитов жилы 298, использованный для LA-ICP-MS картирования. Черным прямоугольником обозначена область измерения, черные круги – контрольные точки 1, 2, 3 и 4.

Fig. 1. 1.1 × 0.6 cm corundum sample from syenite-pegmatite mine 298 used for LA-ICP-MS mapping. The black rectangle is the measured area; the black circles are the reference points 1, 2, 3 and 4.

Таблица 1. LA-ICP-MS микро-примесный состав корунда (ppmw) из сиенит-пегматитов жилы 298 Ильменогорского комплекса, Южный Урал.

Table 1. LA-ICP-MS trace-element composition of corundum (ppmw) from syenite-pegmatite mine 298 of the Ilmenogorsky complex, South Urals.

Элемент	T 1*	T 2	T 3	T 4	P1 - 1	P1 - 2	P1 - 3	P1 - 4	P1 - 5	P1 - 6	P1 - 7
Be ⁹	bdl	bdl	14	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ca ⁴⁴	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	397	bdl	bdl	bdl
Ti ⁴⁷	bdl	105	154	107	bdl	24	57	36	44	35	34
V ⁵¹	12	13	15	16	13	13	15	15	16	15	16
Mn ⁵⁵	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	2,8	4.5	bdl	4	bdl
Fe ⁵⁷	3322	3631	5527	5802	3429	3616	3741	3891	3971	3916	4038
Zn ⁶⁶	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	10
Ga ⁷¹	190	182	208	211	204	207	206	205	219	190	205
Y ⁸⁹	bdl	bdl	bdl	bdl	0,2	bdl	0.2	bdl	bdl	bdl	bdl
Zr ⁹¹	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	7	bdl	bdl
Nb ⁹³	bdl	0.1	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1	bdl	0.6	0,1	bdl
Ta ¹⁸¹	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.7	bdl	bdl
Pb ²⁰⁸	bdl	0.5	0.2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.2	bdl	bdl

Примечание. *T1, T2, T3, T4 – контрольные точки 1, 2 в голубой зоне и 3, 4 – в коричневой зоне кристалла корунда; P1 – 1 – ряд 1, точка 1 и т.д.; Li⁶, Mg²⁴, Sc⁴⁵, Cr⁵³, Co⁵⁹, Ni⁶⁰ и Sr⁸⁸ были измерены, но полученные значения были ниже порога обнаружения (bdl). Порог обнаружения для Mn⁵⁵ – 1.8-2.4 ppmw, Y⁸⁹ – 0.1-0.2 ppmw, Nb⁹³ – 0.05-0.1 ppmw, Ta¹⁸¹ – 0.05-0.1 ppmw, Pb²⁰⁸ – 0.1-0.3 ppmw.

Продолжение табл. 1
 Table 1 contd.

Элемент	P2-1*	P2-2	P2-3	P2-4	P2-5	P2-6	P2-7	P2-8	P2-9	P3-1	P3-2	P3-3	P3-4	P3-5	P3-6	P3-7	P3-8	P3-9
Li ⁶	bdl	bdl	bdl	bdl	46	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	43	bdl	bdl	bdl
Mg ²⁴	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	31	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ca ⁴⁴	bdl	bdl	339	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ti ⁴⁷	30	32	69	bdl	99	59	56	bdl	64	18	24	30	bdl	63	84	50	30	90
V ⁵¹	14	14	14	14	15	15	17	16	15	14	14	12	16	14	16	16	14	15
Cr ⁵³	bdl	bdl	bdl	bdl	11	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	26	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Mn ⁵⁵	bdl	bdl	bdl	bdl	7	bdl	bdl	bdl	2.76	bdl	bdl	3	bdl	bdl	3	bdl	bdl	3
Fe ⁵⁷	4485	4439	4561	4265	4649	4104	3997	4141	4196	4345	4407	4734	4487	4865	5036	4882	4931	5308
Ga ⁷¹	194	210	203	205	207	201	208	203	219	210	198	205	208	195	206	202	204	197
Sr ⁸⁸	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Y ⁸⁹	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1	bdl	bdl
Nb ⁹³	bdl	bdl	0.2	0.1	0.1	bdl	0.1	bdl	bdl	0.2	0.1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1
Ta ¹⁸¹	bdl	bdl	0.1	bdl	bdl	bdl		bdl	bdl	0.1	bdl	bdl	bdl	0.1	bdl	bdl	bdl	bdl
Pb ²⁰⁸	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1	bdl	0.1	bdl	0.2	0.3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.3

Примечание. *P2 – 1 – ряд 2, точка 1 и т.д.; Be⁹, Sc⁴⁵, Co⁵⁹, Ni⁶⁰, Zn⁶⁶ и Zr⁹¹ были измерены, но полученные значения были ниже порога обнаружения; Порог обнаружения для Sr⁸⁸ – 1-2 ppmw, Y⁸⁹ – 0.1-0.2 ppmw, Nb⁹³ – 0.05-0.1 ppmw, Ta¹⁸¹ – 0.05-0.1 ppmw, Pb²⁰⁸ – 0.1-0.3 ppmw.

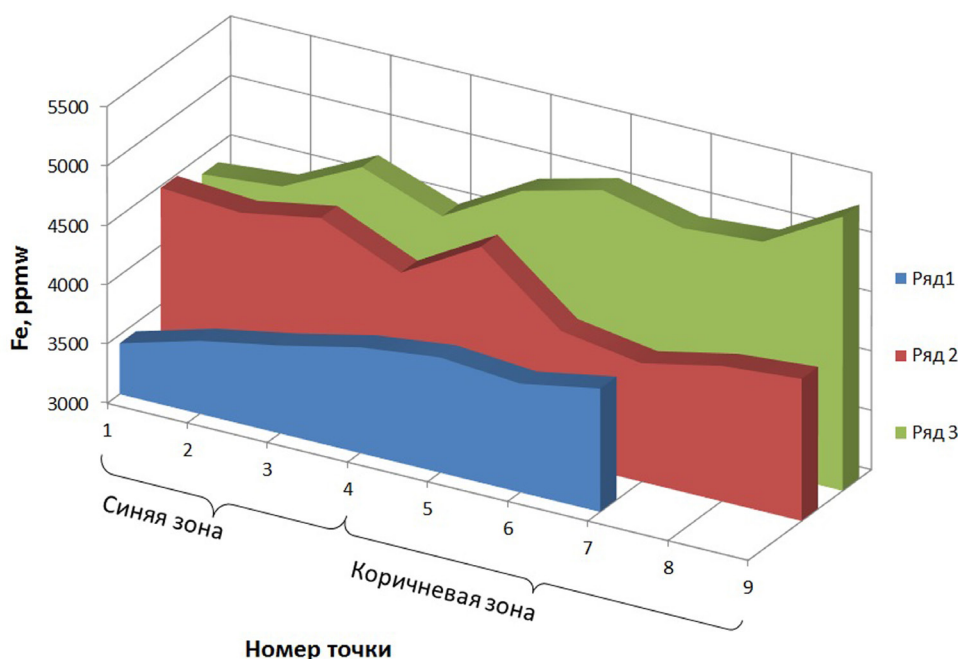


Рис. 2. Содержание примеси железа в разных цветовых зонах корунда сиенит-пегматитов жилы 298 по данным LA-ICP-MS картирования.

Fig. 2. The content of iron trace element in differently colored zones of the corundum from syenite-pegmatite mine 298, according to LA-ICP-MS mapping data.

довательно в точках диаметром 30 мкм, расположенных в виде сетки с шагом 5 мкм в переходной цветовой зоне образца. Частота измерения 10 Hz, энергия 14 Дж/см² с измерением в течении 60 с, wash in/wash out – 80 с и 90 с. Подобраны оптимальные стандарты – искусственные стекла NIST 610, и NIST 612, а также природное стекло АТНО-G было использовано для контроля качества анализов (QCM); стандарты и QCM измеряются блоками через каждые 2 часа съемки. Ошибка измерения стандартов и QCM не превышала 10-15 % от предпочтительных значений элементов, большая ошибка измерения связана с интерференцией элементов, которую нельзя избежать при использовании данного метода.

Было измерено 3 ряда точек (см. табл. 1) и 4 контрольные точки в двух цветовых зонах образца (по 2 точки на зону). Полученные значения содержания микропримесей Ti, Fe, V и Ga в корунде примерно одинаковые по сравнению теми, полученными ранее при использовании этого же метода, а также с помощью электронно-зондового микроанализа (Sorokina et al., 2016, 2017). Таким образом установлено, что коричневая зона образца более обогащена железом по сравнению с синей зоной (на рис. 2 видно осцилляционное накопление примеси железа в коричневой зоне кристалла). При этом во втором ряду точек, напротив, видно снижение содержания железа в коричневой зоне (см. рис. 2), что, вероятно, связано с захватом микровключений ильменита с синей зоне (в точках 3-5 и 7-2-го ряда видно накопление примесей Nb и Ta, нехарактерных для корунда). Таким образом, полученные данные согласуются с данными UV-Vis-NIR спектроскопии: окраска корундов связана преимущественно с ионами Fe³⁺; в спектре корундов не наблюдались пики обменно-связанных пар ионов Fe²⁺ - Ti⁴⁺ (Sorokina et al., 2017). Диагностика флюидных включений только в коричневой зоне кристаллов корунда связана скорее всего с перерывом в минералообразовании и формировании синей зоны кристалла позднее при последующих термальных событиях, что согласуется с данными геохронологии (неопубликованные данные Сорокиной Е.С.).

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации (№ проекта МК-4459.2018.5).

Литература

1. Sorokina E.S., Koivula J.I., Muyal J., Karamelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N. Multiphase fluid inclusions in blue sapphires from the Ilmen Mountains, Southern Urals // *Gems and Gemology*. 2016. V. 52 (2). P. 209–211.
2. Sorokina E.S., Karamelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N., Semiannikov B.S. Sapphire megacrysts in syenite pegmatites from the Ilmen Mountains, south Urals, Russia: New mineralogical data // *Canadian Mineralogist*. 2017. V. 55 (5). P. 823–843.

Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пирохлора и возраст формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов

Сорохтина Н.В.¹, Беляцкий Б.В.², Антонов А.В.², Лепехина Е.В.², Кононкова Н.Н.¹

¹ ГЕОХИ РАН, Москва, nat_sor@rambler.ru

² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, bbelyatsky@mail.ru

Аннотация. Установлен полистадийный генезис пирохлоровых кальцит-доломитовых карбонатитов массива Вуориярви. Эволюция состава минералов гр. пирохлора проходит с накоплением Nb и уменьшением U, Pb, согласно схемам изоморфизма: $2\text{Ti}^{4+} + \text{U}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Nb}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$ и $\text{U}^{4+} + \text{вакансия} \leftrightarrow 2\text{Ca}^{2+}$. Вторичные разновидности обогащены Ba, Sr, Th, LREE. Краевые и измененные зоны кристаллов представлены катион-дефицитным и Si-обогащенным пирохлором. Обнаружены многочисленные включения фторапатита, кальцита, доломита, Sr-Ca-Ba карбонатов, бадделеита, цирконолита, ниобиевого рутила, ильменита, а также замещение цирконом и хошелагоитом. U-Pb датировки единичных зерен пирохлора из карбонатитов (SIMS, SHRIMP-II) показали дисперсию возраста от 410 до 350 млн. лет и менее, связанную с нарушением Th/U отношения в минерале за счет катионнообменных процессов и вторичных преобразований матрицы минерала. Локальное датирование кристаллов пирохлора позволяет установить последовательность постмагматических низкотемпературных преобразований структуры и состава пирохлора, так как закрытие U-Pb системы минерала контролируется взаимодействием с остаточными щелочными флюидами.

Ключевые слова: Кольский п-ов, редкометальные карбонатиты, минералы группы пирохлора, включения, зональность, возраст.

Phase and intraphase heterogeneity of the pyrochlore group minerals and the age of the rare-metal mineralization at the Vuoriyarvi massif, Kola Peninsula

Sorokhtina N.V.¹, Belyatsky B.V.², Antonov A.V.², Lepekhina E.N.², Kononkova N.N.¹

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry, Moscow, nat_sor@rambler.ru

² Karpinsky Geological Institute (VSEGEI), St-Petersburg, bbelyatsky@mail.ru

Abstract. The genesis of rare-metal calcite-dolomite carbonatites from the Vuoriyarvi massif has been multistage. The composition evolution of pyrochlore group minerals are characterized by increasing Nb and decreasing U, Pb, according to substitution reactions: $2\text{Ti}^{4+} + \text{U}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Nb}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$ and $\text{U}^{4+} + v$ (vacancy) $\leftrightarrow 2\text{Ca}^{2+}$. The secondary varieties of pyrochlore are enriched by Ba, Sr, REE, Th. The marginal and fractured zones of pyrochlore crystals are represented by phases with a cation deficiency and increased Si. Many inclusions are found in pyrochlore crystals, i.e. fluorapatite, calcite, dolomite, Sr-Ca-Ba carbonates, baddeleyite, zirconolite, Nb-rich rutile, ilmenite. Marginal and transition zones of pyrochlore grains are replaced by zircon and hochelagaite. The pyrochlore age varies within the 410-320 Ma interval (U-Pb SHRIMP-II), while individual grain from the rocks of the earliest magmatic stages has an age of about 410 Ma, but from calcite and dolomite carbonatites pyrochlores are younger: 350 ± 8 Ma and 324 ± 6 Ma, respectively. This age dispersion appears to be associated with a disturbed Th/U ratio due to high ability for cation-exchange processes of crystalline matrix and secondary transformations of pyrochlore as well.

Key-words: Kola Peninsula, rare-metal carbonatites, pyrochlore group minerals, inclusions, zoning, age.

На территории интрузивного щелочно-ультраосновного с карбонатитами массива Вуориярви выделяются несколько участков с различной рудной минерализацией: Тухтавара – апатит-титаномagnetитовыми рудами, Пятиянваря – с редкоземельной минерализацией и Нескевара – с пирохлоровыми рудами (Афанасьев, 2011). Изучен химический состав минералов гр. пирохлора ($\text{Nb} > \text{Ta} > \text{Ti}$) из обогащенных этим минералом кальцит-доломитовых карбонатитов участка Нескевара. Рудные разновидности пород представлены среднезернистым карбонатитом с равномерно вкрапленными крупными (до 0.5 см) кристаллами пирохлора насыщенного коричневого цвета. Под ми-

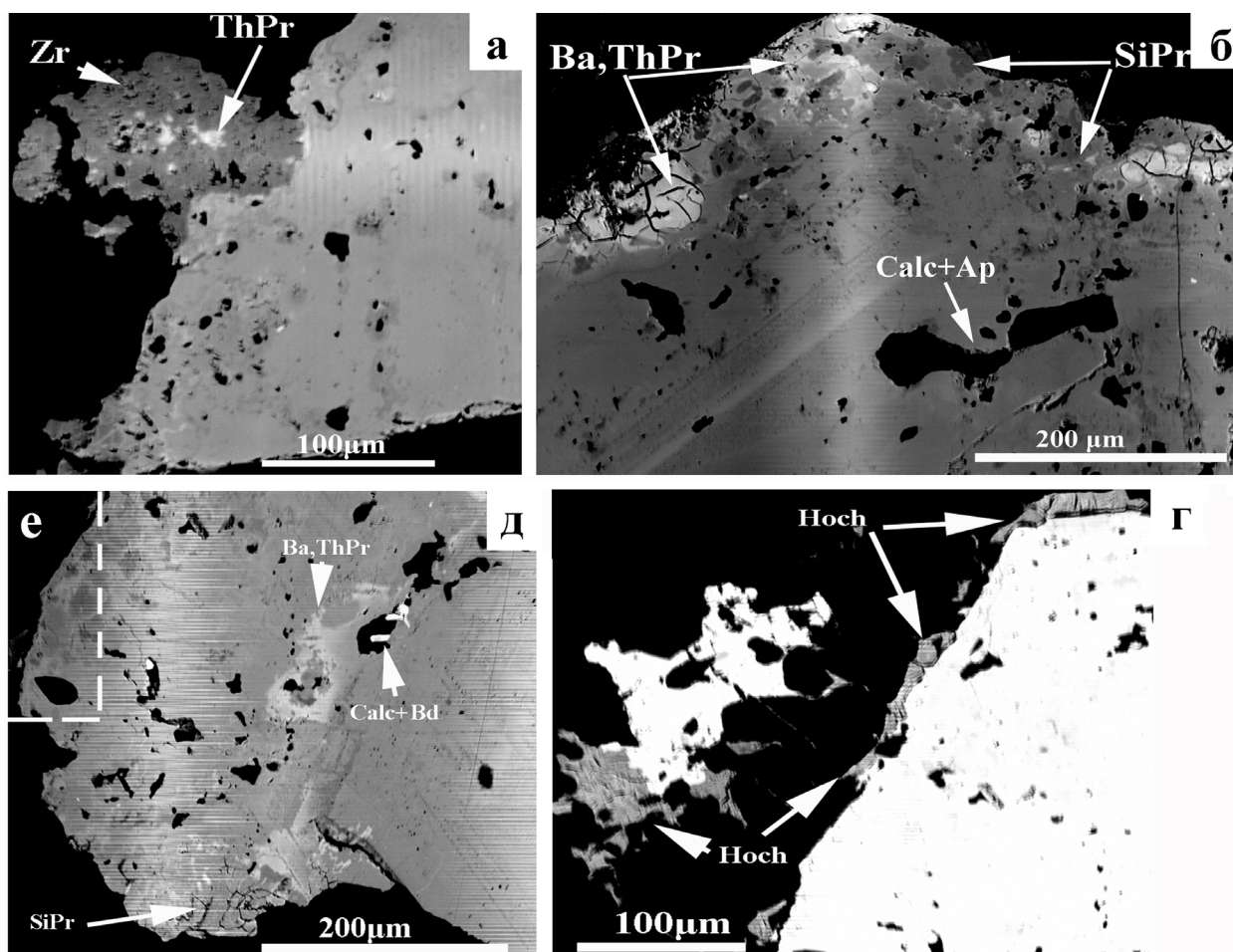


Рис. 1. Изображение в отраженных электронах. а, г – пироклор из кальцит-доломитовых карбонатитов участка Нескевара, замещенный цирконом (Zr) с Th-обогащенным пироклором (ThPr) и хошеллагаитом (Hoch); б, д – пироклор с Th, Ba и Si-обогащенными зонами (Ba, ThPr и SiPr), включениями кальцита (Calc), фторапатита (Ap), бадделеита (Bdd).

Fig. 1. BSE images of pyrochlore from calcite-dolomite carbonatites of the Neskevara replacement by zircon (Zr), Th-rich pyrochlore and hochelagaite (Hoch) – (a, d) and (b, c) pyrochlore with Th, Ba и Si- enriched zones (Ba, ThPr и SiPr), calcite (Calc), fluorapatite (Ap) and baddeleyite (Bdd).

кроскопом обнаруживается концентрическая зональность и многочисленные твердофазные включения, от крупных (300 мкм), сложенных кальцитом, доломитом и фторапатитом, состав которых близок составу этих минералов в породе, до мелких (менее 20 мкм), представленных Sr-Ca-Ba карбонатами, бадделеитом, цирконолитом, ниобиевым рутилом, ильменитом. По поверхности кристаллов пироклора часто развивается корочка листоватого минерала – хошеллагаита, иногда, обнаруживается псевдоморфное развитие комковатого агрегата циркона, в центральных частях которого находится реликтовый торий-обогащенный пироклор (рис. 1, табл.1).

Изученные минералы гр. пироклора относятся к подгруппе пироклора (Hogarth, 1977) и различаются по химическому составу (рис. 2, табл. 1). Центральные части характеризуются осциляторной зональностью в отношении Nb, Ta, Ti, Th, Ca, REE, в промежуточных зонах с вторичной диффузной зональностью отмечается уменьшение суммы катионов в позиции A при увеличении содержания Th, Ba и Sr, в краевых участках минерал становится декатионирован, возрастает содержание Si, что соответствует эволюции состава минералов группы пироклора в щелочных породах и карбонатитах (рис. 2). Обнаружены локальные, главным образом, в краевой зоне и по трещинам, участки, обогащенные ThO₂ до 7 и BaO до 20 мас. %, которые возникают как вторичные зоны замещения минерала при катионнообменных процессах (рис. 1). Последовательная смена U, Ti, Ta обогащенных

Таблица 1. Вариации состава минералов гр. пирохлора, хошелагаита и цирконолита из кальцит-доломитовых карбонатитов участка Нескевара, массив Вуориярви (мас.%).
 Table 1. Variations of chemical composition of the pyrochlore group minerals, hochelagaite and zirconolite from calcite-dolomite carbonatites of the Neskevara, Vuoriyarvi massif (wt.%).

№№	1С	2I	3I	4R	5R	6R	7R	8R	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	6.09	0.14	нпо	0.14	0.26	5.48	0.67	нпо	0.18	0.07	0.05	0.03	0.07	нпо	нпо	нпо
CaO	14.93	8.32	5.75	5.30	2.89	14.94	6.30	4.58	5.83	5.38	4.17	6.44	5.38	12.37	12.23	9.05
SrO	0.26	1.22	2.19	1.67	1.01	0.30	4.32	3.43	0.32	0.32	0.37	0.20	0.32	нпо	нпо	нпо
BaO	нпо	2.26	2.73	19.69	14.64	0.13	6.33	3.90	0.29	0.09	0.21	0.09	0.09	0.33	0.17	0.19
La ₂ O ₃	0.19	0.13	0.49	0.17	0.37	0.10	0.31	0.29	0.07	нпо	нпо	нпо	нпо	0.19	0.32	0.25
Ce ₂ O ₃	1.82	1.28	0.76	нпо	нпо	1.11	нпо	0.44	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	1.52	2.10	2.00
Nd ₂ O ₃	0.23	1.14	0.45	0.45	0.55	0.39	0.58	0.11	нпо	нпо	0.04	нпо	нпо	0.80	1.32	2.29
Sm ₂ O ₃	0.79	1.23	0.68	0.42	0.59	0.74	0.57	0.36	но	но	но	но	но	но	но	но
MgO	нпо	нпо	0.16	0.01	0.06	нпо	0.24	0.23	1.67	1.79	2.42	1.29	1.79	0.02	0.29	0.35
MnO	0.02	0.13	0.06	0.12	нпо	0.06	0.06	0.16	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.14	0.17	0.27
Fe ₂ O ₃	0.20	0.83	6.20	0.67	0.10	0.26	2.63	1.74	0.39	0.62	0.76	0.64	0.61	4.58	4.67	5.83
ThO ₂	3.98	6.86	9.48	4.75	4.75	2.16	4.36	1.32	0.16	нпо	0.03	0.18	нпо	1.63	5.07	6.54
TiO ₂	4.30	4.98	3.73	4.83	2.28	4.26	3.45	5.04	0.67	1.46	0.95	1.86	1.46	27.77	13.21	16.87
Nb ₂ O ₅	60.91	52.50	44.66	57.61	58.51	61.20	51.29	55.12	77.64	78.48	77.85	77.05	78.48	18.30	33.60	19.05
Ta ₂ O ₅	1.91	0.19	0.33	0.38	0.32	2.47	0.12	0.26	0.08	0.18	нпо	0.05	0.18	нпо	0.26	0.13
ZrO ₂	2.41	6.23	1.46	0.61	0.83	5.03	0.46	1.51	0.01	нпо	нпо	нпо	нпо	26.12	18.66	24.64
HfO ₂	0.03	0.18	0.23	0.13	0.18	0.10	0.08	нпо	0.05	0.02	нпо	0.05	нпо	1.73	0.55	0.98
SiO ₂	0.05	5.12	7.22	5.25	2.22	нпо	8.83	4.79	1.05	0.24	0.23	0.44	0.24	нпо	нпо	нпо
K ₂ O	нпо	0.37	0.12	0.00	0.08	0.07	0.11	0.32	0.08	0.05	0.04	0.04	0.05	но	но	но
F	3.94	1.39	0.54	0.12	0.10	3.77	0.16	0.11	0.04	нпо	0.08	0.09	0.02	но	но	но
-O=F ₂	1.65	0.58	0.23	0.05	0.04	1.58	0.07	0.05	0.02	нпо	0.03	0.04	0.01	но	но	но
сумма	100.41	93.92	87.01	102.27	89.70	101.21	90.80	83.67	88.62	88.80	87.25	88.50	88.78	95.50	92.88	90.17
Формульные количества минералов																
Na	0.727	0.018		0.018	0.035	0.625	0.100		0.038	0.015	0.011	0.006	0.015			
Ca	0.985	0.582	0.516	0.377	0.216	0.941	0.518	0.333	0.681	0.625	0.495	0.752	0.625	0.846	0.915	0.712
Sr	0.009	0.046	0.106	0.064	0.041	0.010	0.192	0.135	0.020	0.020	0.024	0.013	0.020			
Ba		0.058	0.090	0.512	0.400	0.003	0.190	0.104	0.012	0.004	0.009	0.004	0.004	0.008	0.005	0.005
La	0.004	0.003	0.015	0.004	0.010	0.002	0.009	0.007	0.003					0.004	0.008	0.007
Ce	0.041	0.031	0.023			0.024		0.011	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.036	0.054	0.054
Nd	0.005	0.027	0.013	0.011	0.014	0.008	0.016	0.003			0.002			0.018	0.033	0.060
Sm	0.017	0.028	0.020	0.010	0.014	0.015	0.015	0.008								
Mg			0.020	0.001	0.006		0.027	0.023	0.271	0.289	0.399	0.210	0.290	0.002	0.030	0.038
Mn	0.001	0.007	0.004	0.007		0.003	0.004	0.009	0.004	0.004	0.001	0.004	0.004	0.008	0.010	0.017
Fe	0.009	0.041	0.391	0.033	0.005	0.012	0.152	0.089	0.032	0.051	0.063	0.052	0.050	0.220	0.245	0.322
Th	0.056	0.102	0.181	0.072	0.075	0.029	0.076	0.020	0.004		0.001	0.004	0.000	0.024	0.081	0.109
A	1.855	0.942	1.380	1.109	0.815	1.674	1.299	0.742	1.068	1.010	1.007	1.047	1.010	нр	нр	нр
Ti	0.199	0.245	0.235	0.241	0.119	0.188	0.199	0.257	0.055	0.119	0.079	0.152	0.119	1.332	0.694	0.932
Nb	1.696	1.550	1.692	1.730	1.843	1.626	1.779	1.688	3.826	3.849	3.895	3.797	3.850	0.528	1.061	0.633
Ta	0.032	0.003	0.008	0.007	0.006	0.039	0.003	0.005	0.002	0.005		0.001	0.005		0.005	0.003
Zr	0.072	0.198	0.060	0.020	0.028	0.144	0.017	0.050	0.001					0.813	0.635	0.883
Hf	0.001	0.003	0.006	0.002	0.004	0.002	0.002		0.002	0.001		0.002		0.032	0.011	0.021
Si	0.003	0.334	0.605	0.349	0.155		0.678	0.325	0.114	0.026	0.025	0.048	0.026			
K		0.031	0.013		0.007	0.005	0.011	0.028	0.011	0.007	0.006	0.006	0.007			
F	0.767	0.287	0.143	0.025	0.022	0.701	0.039	0.024	0.014	0.000	0.028	0.031	0.007			
O	6.456	6.561	7.859	6.767	6.132	6.260	7.673	6.331	10.992	10.960	10.987	10.977	10.959	7	7	7

Примечание. 1-8 – минералы гр. пирохлора, С, I, R – центральная, промежуточная и краевая зоны кристалла, соответственно. 9-13 – хошелагаит. 14-16 – цирконолит. В сумму включено: 6 – 0.22 мас. % UO₂ (0.03 ф.е. U); 15 – 0.27 мас. % Y₂O₃ (0.01 ф.е. Y), 0.26 мас. % Pr₂O₃ (0.007 ф.е. Pr); 16 – 0.25 мас. % Y₂O₃ (0.0101 ф.е. Y), 1.73 мас. % Pr₂O₃ (0.05 ф.е. Pr). нпо – ниже предела обнаружения, но – не определялось, нр – не рассчитывалось. Формульные коэффициенты рассчитаны для минералов подгруппы пирохлора на сумму катионов в позиции B=2, согласно формуле A₂Nb₂(O, OY)₆Z, где в позицию Nb включены Ti, Ta, Zr, Hf; для хошелагаита на сумму катионов в позиции B=4, согласно формуле CaNb₄O₁₁*8H₂O, где в позицию Nb включены Ti, Ta, Zr, Hf, Si; для цирконолита на сумму O=7, согласно формуле CaZrTi₂O₇, где в позицию Zr включен Hf, в позицию Ti – Nb, Ta, Fe.

Ca-Na доминантных пироксидов – ниобий обогащенными с повышенными содержаниями Th, Sr и Ba соответствует следующим схемам изоморфизма: $2\text{Ti}^{4+} + \text{U}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Nb}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$; $\text{Ta}^{5+} \leftrightarrow \text{Nb}^{5+}$; $\text{U}^{4+} + \text{вакансия} \leftrightarrow 2\text{Ca}^{2+}$; $2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Ba}^{2+} + \text{Sr}^{2+}$.

В целом, для минералов группы пироксидов из палеозойских комплексов Кольского п-ва характерно уменьшение содержания Pb, Th, U и Th/U отношения от ранних карбонатитов к поздним, и вариации U-Pb SHRIMP-II возраста пироксидов в интервале 420-320 млн. лет: пироксид ранних фоскоритов имеет возраст около 420, из более поздних кальцитовых карбонатитов – 350, а из доломитовых 325 млн. лет (Лепехина и др., 2016; Sorokhtina et al., 2017). Изученная пироксидовая минерализация массива Вуориярви имела полистадийный генезис, и сопровождалась вторичным обогащением из дополнительных флюидных источников, что фиксируется по изменению возраста в зонах перекристаллизации и диффузного катионо-обмена. Минералы группы пироксидов из ранних силикатных пород – фоскоритов характеризуются U-Pb возрастом 410 млн. лет, а из более поздних кальцит-доломитовых – 320-330 млн. лет, что отражает активизацию процессов переотложения рудного вещества на этом рубеже (рис. 3). Локальное определение возраста в кристаллах пироксидов позволяет проследить процессы поздних постмагматических низкотемпературных преобразований структуры и состава минерала, закрытие U-Pb системы контролируется взаимодействием с остаточными щелочными флюидами.

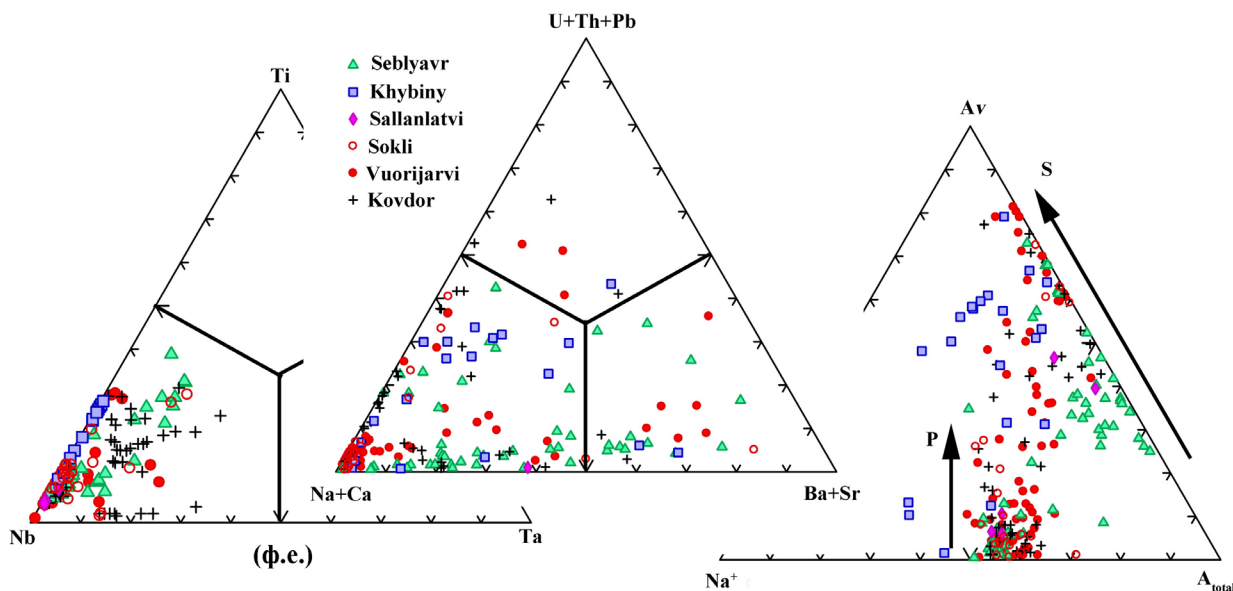


Рис. 2 Эволюция состава минералов гр. пироксидов из палеозойских щелочных и щелочно-ультраосновных интрузий Карело-Кольской провинции (наши данные для Себлявра и Вуориярви; Зайцев А.Н. и др. 2011; Лапин, 1977; Лапин и Куликова, 2000; Субботин и др., 1985; Субботин и Субботина, 2000; Эпштейн и др., 1991; Chakhmouradian & Williams, 2004; Lee et al., 2006; Lindqvist & Rehtijirvi, 1979; Williams, 1996; Zaitsev et al., 2015). Стрелками показаны первичный (P) и вторичный (S) эволюционные тренды для пироксидов из щелочных пород и карбонатитов (Lumpkin and Ewing, 1995). Графики для элементов в позициях B и A в формуле пироксидов, φ.е.

Fig. 2 Evolution of composition of the pyrochlore group minerals from Paleozoic alkaline and alkaline-ultrabasic intrusions of the Kola-Karelian Province (our data for Seblyavr and Vuorijarvi; Lapin, 1977; Lapin & Kulikova, 2000; Subbotin et al., 1985; Subbotin & Subbotina, 2000; Aepshstein et al., 1991; Chakhmouradian & Williams, 2004; Lee et al., 2006; Lindqvist & Rehtijirvi, 1979; Williams, 1996; Zaitsev et al., 2011, 2015). The arrow shows primary (P) and secondary (S) evolutionary trends of the pyrochlore group minerals from alkaline rocks and carbonatites (Lumpkin and Ewing, 1995). Plot of elements at the B and A positions in the pyrochlore formula (a.p.f.u.).

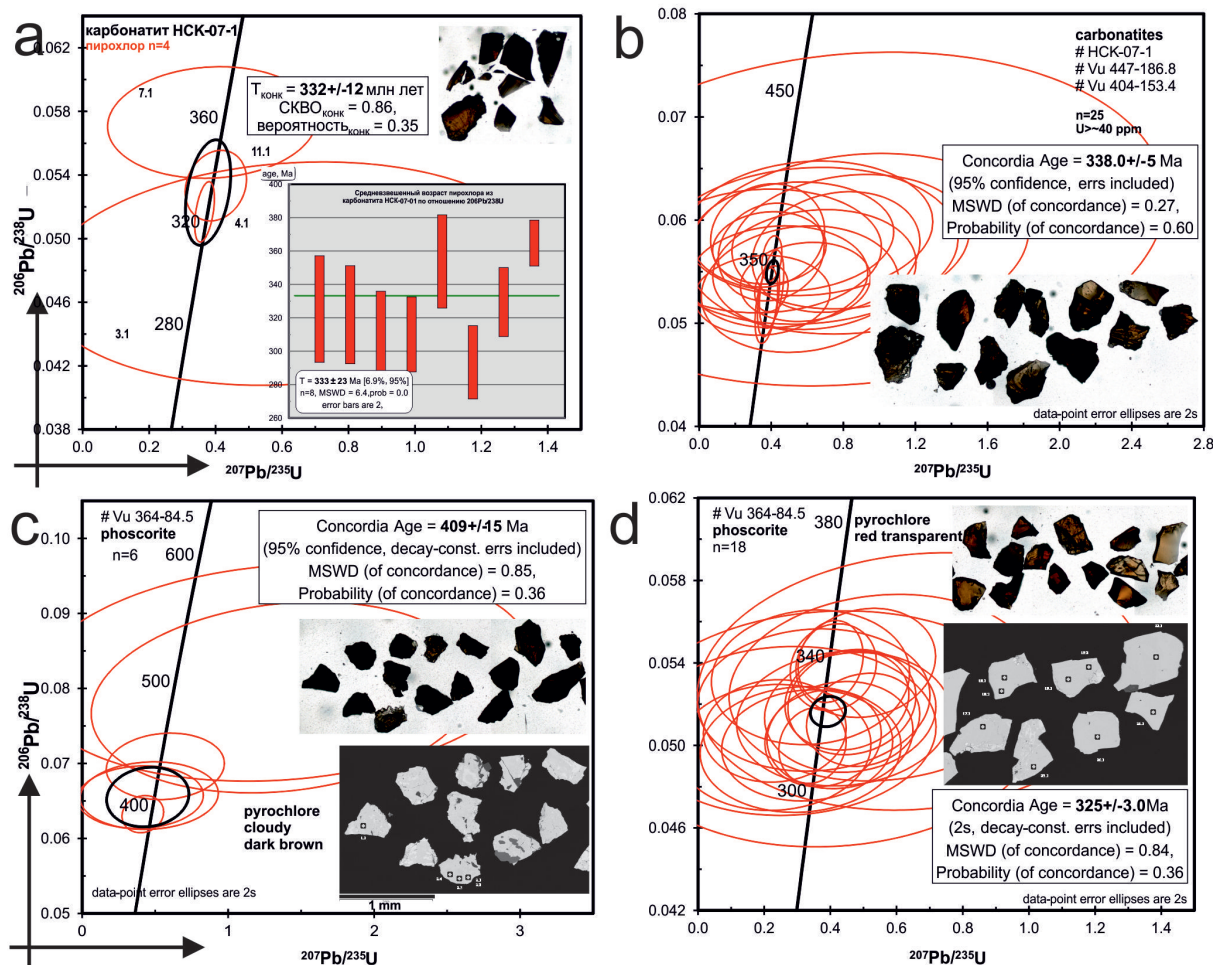


Рис. 3. U-Pb диаграммы с конкордией по результатам локального датирования единичных зерен пирохлора из пород и редкометалльных руд массива Вуориярви.

Fig. 3. U-Pb concordia diagrams based on results of local dating of single pyrochlore grains from rocks and rare-metal ores of the Vuoriyarvi massif.

Работа выполнена в рамках темы Гос. № 0137-2019-0014 и госконтракта № K41.2014.014 с Севзапнедра (Роснедра) в 2014-2016 гг.

Литература

1. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щёльно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. / СПб. Изд-во: Роза ветров. 2011. 224 с.
2. Зайцев А.Н. и др. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора из фоскоритов и карбонатитов Хибинского щелочного массива // ЗРМО. 2011. № 3. С. 40–55.
3. Лапин А.В. Минеральный парагенезис апатитовых руд и карбонатитов Себлявурского массива // Геология рудных месторождений. 1977. № 4. С. 21–33.
4. Лапин А.В., Куликова И.М. Онтогенетические типы зональности кристаллов пирохлора в карбонатитах и их диагностика // ЗВМО. 2000. №1. С. 75–82.
5. Лепехина Е.Н. и др. Особенности U-Pb датирования пирохлора из щелочно-ультраосновного полифазного массива Ковдор (Сев. Карелия): изотопно-геохимические характеристики эволюции состава минералов группы пирохлор // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 86–94.
6. Субботин В.В. и др. Вещественный состав апатитоносных пород Центральной зоны массива Себлявур / Петрология и минерагения щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты. 1985. С. 61–69.
7. Субботин В.В., Субботина Г.Ф. Минералы группы пирохлора в фоскоритах и карбонатитах Кольского полуострова // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 273–284.

8. Эпштейн Е.М. и др. Гипогенный бариопирохлор из карбонатитового комплекса // ЗВМО. 1991. Т. 120. № 6. С. 74–79.
9. Chakmouradian A.R., Williams C.T. Mineralogy of high-field-strength elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in phoscoritic and carbonatitic rocks of the Kola Peninsula, Russia / In: Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province (Edited by F. Wall and A.N. Zaitsev). Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, London. 2004. P. 293–340.
10. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // Am. Min. 1977. V. 62. P. 403–410.
11. Lee M.J. et al. Pyrochlore chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association // Geochemical Journal. 2006. V. 40. P. 1–13.
12. Lindqvist K., Rehtijarvi P. Pyrochlore from the Sokli carbonatite complex, Northern Finland. // Bull. Geol. Soc. Finland. 1979. V. 51. P. 81–93.
13. Lumpkin G.R., Ewing R.C. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Pyrochlore subgroup // Amer. Miner. 1995. V. 80. P. 732–743.
14. Sorokhtina N.V., Belyatsky B.V., Kononkova N.N., Rodionov N.V., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. Pyrochlore group minerals from Paleozoic carbonatite massifs of the Kola Peninsula: composition and evolution // Vadodara. Gujarat. India. 2017. International Seminar «Carbonatites – alkaline rocks, and associated economic mineral deposits». Abstract. P. 20–21.
15. Williams C.T. The occurrence of niobian zirconolite, pyrochlore and baddeleyite in the Kovdor carbonatite complex, Kola Peninsula, Russia // Miner. Mag. 1996. V. 60. N. 401. P. 639–646.
16. Zaitsev A.N. et al. Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes // Ore Geology Reviews. 2014. V. 61. P. 204–225.

Программное приложение для термального моделирования интрузий

Степенщиков Д.Г., Грошев Н.Ю.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaygroshv@gmail.com

Аннотация. В статье приводится описание программного приложения, разработанного для одномерного моделирования теплообмена между различными интрузивными телами и рамой.

Ключевые слова: термальное моделирование; расслоенные интрузии; остывание интрузивных тел; сульфидное оруденение; контактовый тип.

The application software for thermal modeling of intrusions

Stepenshchikov D.G., Groshev N.Yu.

Geological institute KSC RAS, Apatity, nikolaygroshv@gmail.com

Abstract. The article describes the application software for one-dimensional modeling of heat transfer between various intrusive bodies and their frame.

Key words: thermal modeling; layered intrusions; cooling of intrusive bodies; sulfide mineralization; contact-style.

Предпосылкой разработки приложения для термального моделирования явилась гипотеза о критическом значении температурного фактора при формировании контактовых месторождений элементов платиновой группы в расслоенных интрузиях (Karykowski et al., 2018). Такие месторождения приурочены к мафит-ультрамафитовым расслоенным комплексам, которые, как правило, были образованы в результате нескольких внедрений магмы. Согласно вышеупомянутой гипотезе, температурное влияние ранних интрузий создает условия для значительного частичного плавления пород рамы при последующих внедрениях, что за счет притока флюида снижает вязкость магмы и, в конечном счете, способствует эффективному концентрированию сульфидов вблизи дна магматической камеры. В зависимости от особенностей строения конкретного месторождения, с помощью моделирования можно уточнить сценарий его формирования, оценив мощность зоны частичного плавления и временной разрыв между интрузивными фазами (Грошев, Степенщиков, 2019).

Основой вычислений является одномерное уравнение теплопроводности, которое методом конечных разностей сводится к рекуррентному соотношению:

$$\frac{dT}{dt} = k \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \Rightarrow T_i^{n+1} = T_i^n + k\Delta t \left(\frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{(\Delta x)^2} \right), \quad (1)$$

где T_i^n – температура на глубине $i \times \Delta x$ м через $n \times \Delta t$ лет. Подробный вывод уравнения приведён в (Karykowski et al., 2018). Вся моделируемая толща мощностью H (м) разбивается на элементарные слои толщиной Δx (м), в каждом из которых температура принимается постоянной. Начальное температурное распределение по всей толще задаётся температурой на поверхности T_0 (°C) и геотермическим градиентом Γ (°C/м), линейно повышающим температуру с увеличением глубины. Формально распределение температуры можно представить в виде таблицы с числом строк $H/\Delta x$, в i -ой ячейке первого столбца которой записывается значение $T_0 + i \times \Delta x \times \Gamma$ ($i = 0..H/\Delta x$). Для вычислений используется второй столбец таблицы, в котором заданы первый и последний элемент – температура на поверхности, постоянно равная T_0 (первый элемент столбца) и температура на максимальной глубине $T_H = T_0 + H \times \Gamma$ (последний элемент столбца). Вычисления новых значений температуры через интервал времени Δt осуществляются по рекуррентной формуле (1) последовательно сверху вниз, начиная со второго элемента столбца до предпоследнего (рис. 1). Затем весь второй столбец копируется в первый и процесс повторяется.

Интрузивные тела задаются четырьмя числами: границей кровли (м), мощностью (м), температурой (°C) и моментом внедрения (лет). Их может быть задано любое количество как в один и тот же, так и в разные моменты времени. Для каждого тела данные записываются одной строкой в

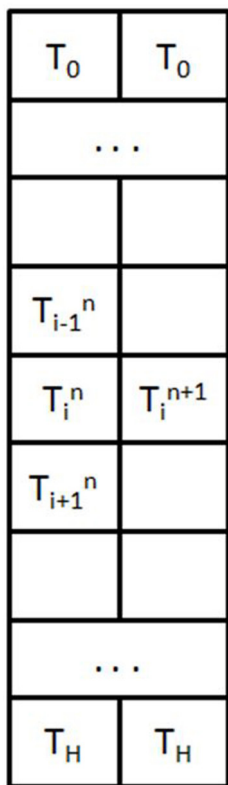


Рис. 1. Схема расчёта новых значений температуры.

Fig. 1. Scheme of calculating of new temperature points.

окне 1 интерфейса приложения (рис. 2). В ходе моделирования происходит постоянная сверка текущего времени с заданными для интрузивов моментами внедрения. В случае совпадения времени с каким-либо моментом, слоям толщи, соответствующим расположению интрузива, мгновенно присваивается его температура, и затем процедура расчёта продолжается.

Для отслеживания динамики картины, необходимо задать список интересующих глубин (окно 2, рис. 2) и времени контроля температуры (окно 3, рис. 2). И глубины, и временные моменты при считывании данных автоматически упорядочиваются по возрастанию и переотображаются в соответствующих окнах. На их основе создаётся таблица, в которую записываются основные результаты моделирования – температура толщи на заданных глубинах в заданные моменты времени (окно 5, рис. 2). Таблица может быть сохранена в формате XLS для Microsoft Excel. Результаты моделирования для указанных временных отсечек из окна 3, графически отображаются в окне 4. Данное окно может быть также полезно для тестирования корректности заданных параметров

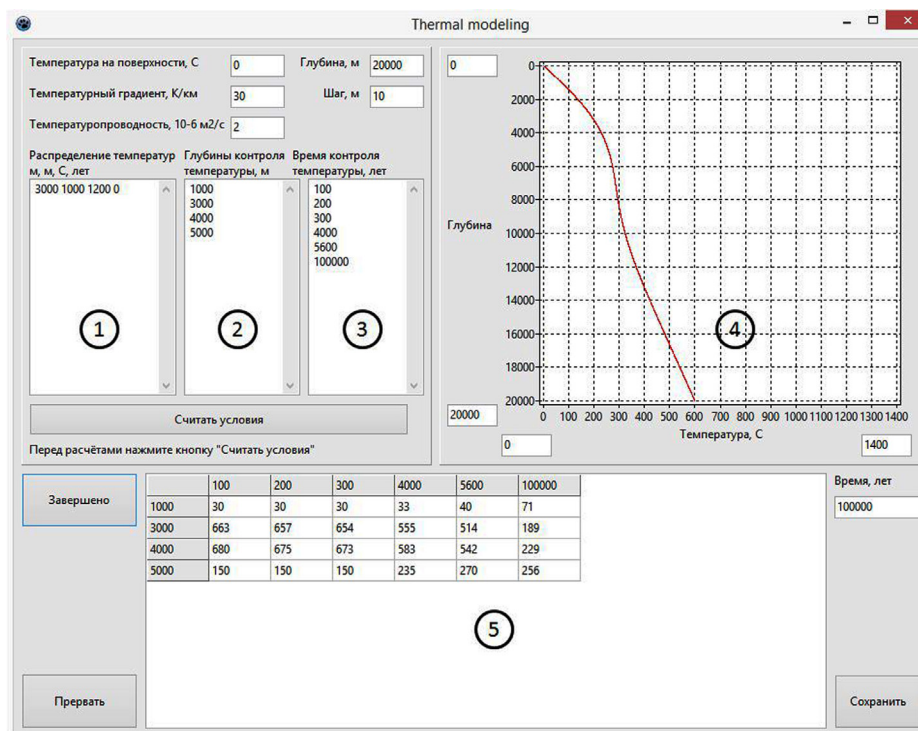


Рис. 2. Интерфейс программы. 1 – параметры интрузивов, 2 – глубины контроля температуры, 3 – моменты контроля температуры, 4 – график «температура-глубина», 5 – таблица температур для заданных глубин и моментов времени (окна 2 и 3).

Fig. 2. The program interface. 1 – parameters of intrusions, 2 – temperature control depths, 3 – temperature control points, 4 – temperature-depth graph, 5 – temperature table for given depths and time points (windows 2 and 3).

интрузивов. Ввиду того, что время моделирования ничем не ограничено сверху и может привести к длительной работе программы, предусмотрен досрочный останов её выполнения без сохранения точки останова, то есть после прерывания вычисления начнутся заново.

В ходе реализации программы были выяснены следующие особенности модели.

1) Вариация геотермального градиента в толще не имеет смысла (например, 20 °С/км до половины глубины, а затем 30 °С/км ниже), поскольку в стационарном случае ($dT/dt=0$) распределение температуры во всей толще будет подчиняться линейной зависимости:

$$\frac{\partial^2 T}{\Delta x^2} = 0 \Rightarrow T = Ax + B. \quad (2)$$

Иными словами, изначально заданное в виде ломаной вдоль всей толщи температурное распределение при стремлении к равновесному режиму вырождается в прямую линию.

2) Фактически рассеиваемое магматическое тепло уходит через крайние точки толщи – поверхность и самый глубокий элементарный слой. И, если рассеивание тепла на поверхности можно считать обоснованным, то на глубине процесс теплообмена обрывается – последний слой всегда имеет постоянную температуру и не поглощает поступающую сверху тепловую энергию. При малых H и достаточно мощных и/или горячих интрузиях этот граничный эффект может привести к погрешностям.

3) Температура элементарного слоя до очередного момента внедрения не учитывается – модель в принципе не приспособлена «раздвигать» слои толщи, освобождая место для магмы. Вместо этого элементарные слои, соответствующие глубине залегания и мощности интрузии, сами «становятся магмой», мгновенно нагреваясь до её температуры.

4) Коэффициент температуропроводности (k в формуле (1)), согласно модели и критерию стабильности фон Неймана связан с Δx и Δt соотношением $\Delta x^2 = 4k\Delta t$. При варьировании k в толще с необходимостью должны меняться либо толщина элементарного слоя, либо шаг времени, что в рамках данной модели невозможно. Зависимость величины k , например, от температуры, показана в (Гаджиев и др., 2014). Примечательно, что в самой рекуррентной формуле (1) все эти три величины взаимоуничтожаются, неявно присутствуя только в индексах T :

$$T_i^{n+1} = T_i^n + k\Delta t \left(\frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{(\Delta x)^2} \right) = T_i^n + k\Delta t \left(\frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{4k\Delta t} \right) = \frac{T_{i+1}^n + 2T_i^n + T_{i-1}^n}{4}. \quad (3)$$

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Литература

1. Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Economic Geology*. 2018. 113(4). P. 911–935. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4576.
2. Гаджиев Г.Г., Рамазанова А.Э., Эмиров С.Н. Теплофизические свойства гранита при высоких давлениях и температурах // *Известия РАН. Серия физическая*. 2014. Т. 78. № 4. С. 452–454.
3. Грошев Н.Ю., Степенщиков Д.Г. Термальная история базального контакта в расслоенном интрузиве Фёдоровой тундры, Кольский регион, Россия // *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2019. 16. (этот сборник).

Трансформация элементного состава почвы еловых лесов в условиях долговременного атмосферного загрязнения

Сухарева Т.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, s.tat.a@mail.ru

Аннотация. Выполнена оценка варьирования химического состава органогенного горизонта почв в лесных экосистемах, в том числе на территории Лапландского государственного природного биосферного заповедника в зоне влияния промышленных эмиссий комбината «Североникель» (г. Мончегорск, Мурманская обл.). Исследования проведены на стационарных пробных площадях на разном удалении от источника выбросов с учётом парцеллярной структуры биогеоценозов. За исследуемый период в органогенных горизонтах подкronовых пространств дефолирующих лесов отмечено достоверное увеличение концентрации Са и Mg. Органогенные горизонты техногенных редколесий продолжают обедняться Са, К, Mg, Mn. Анализ пространственно-временной динамики элементов питания и поллютантов с учётом парцеллярной структуры показал, что наиболее выражены изменения в почвах древесных парцелл еловых техногенных редколесий.

Ключевые слова: почва, органогенный горизонт, химические элементы, атмосферное загрязнение, еловые леса.

Transformation of the elemental composition of soils of spruce forests in the conditions of long-term air pollution

Sukhareva T.A.

Institute of Problems of Industrial Ecology of the North KSC RAS, Apatity, Murmansk region; s.tat.a@mail.ru

Abstract. The variation of the chemical composition of the organogenic soil horizon in forest ecosystems, including the Lapland State Natural Biosphere Reserve in the area of influence of industrial emissions of the «Severonikel» smelter (Monchegorsk, Murmansk region), has been estimated. The studies have been conducted in stationary sample areas at different distances from the emission source, taking into account the parcel structure of biogeocenoses. During the study period, a significant increase in the concentration of Ca and Mg has been registered in the organogenic horizons of the subcron spaces of defoliating forests. Organogenic horizons of technogenic woodlands continue to be depleted by Ca, K, Mg, Mn. The analysis of the spatial and temporal dynamics of nutrients and pollutants taking into account the parcel structure has showed that the most pronounced changes in the soils of tree parcels of sparse spruce forests.

Key words: soil, organogenic horizon, chemical elements, atmospheric pollution, spruce forests.

Введение

В процессе техногенной дигрессии происходит трансформация свойств почв. Кислотные осадки и загрязнение атмосферы соединениями тяжелых металлов могут приводить к значительным изменениям кислотности и питательного режима почв лесных биогеоценозов: повышению кислотности почв; возрастанию растворимости и мобильности тяжелых металлов и алюминия; снижению запасов элементов минерального питания (Са, К, Mg, Mn и др.), которые могут замещаться в почвенном поглощающем комплексе ионами водорода, катионами тяжелых металлов и выноситься из корнеобитаемого пространства мобильными анионами (например, сульфатами) (Zoettl, Huettl, 1991). Согласно современным представлениям основным источником минерального питания растений с корневой стратегией питания является органогенный горизонт. Условия минерального питания определяют функционирование и устойчивость отдельных растений и лесных сообществ в целом. Органогенный горизонт рассматривается как эффективный биогеохимический барьер для тяжелых металлов, поступающих в экосистемы в результате атмосферного загрязнения (Лукина и др., 2008, Копчик, 2012, Лянгузова и др., 2016). Для оценки состояния лесных биогеоценозов в условиях аэротехногенного загрязнения большое значение приобретает изучение пространственно-

временной динамики кислотности почв и содержание доступных соединений элементов в органо-генном горизонте почв, особенно в условиях меняющихся факторов среды.

Лесные почвы, благодаря своим физическим и химическим свойствам, выступают как наиболее эффективные кратковременные и долговременные поглотители поллютантов. В почвенно-экологических исследованиях при оценке и контроле загрязнения почв тяжёлыми металлами широко применяется валовое содержание элемента, хотя почва способна связывать соединения металлов, переводя их в недоступные для растений формы. Поэтому для оценки поступления металлов из почвы в растения большое значение приобретают не столько валовые, сколько их доступные формы.

Цель исследования – оценка содержания доступных для растений соединений элементов в органо-генном горизонте Al-Fe-подзолистых почв в процессе техногенной дигрессии еловых лесов, формирующихся в условиях долговременного техногенного загрязнения.

Объекты и методы исследования

Объекты исследования влияния воздушного промышленного загрязнения на элементный состав почв представляют собой стадии техногенно-пирогенной сукцессии ельников кустарничково-зеленомошных в Мурманской области в окрестностях комбината «Североникель». Почвы в районе исследования представлены Al-Fe-гумусовыми подзолами, развитыми на ледниковых моренных песчаных отложениях (Переверзев, 2011). В современной классификации (Классификация..., 1997) подзолы, имеющие профиль О-Е-ВН-С, выделяются на уровне типа и входят в отдел альфегумусовых почв ствола постлитогенных почв (Переверзев, 2007).

В настоящее время объем атмосферных выбросов SO_2 и Ni сократился более чем в 5 раз, Cu – почти в 3 раза по сравнению с уровнем начала 90-гг. XX в. (Sukhareva, Lukina, 2014).

Обследованы постоянные пробные площади по градиенту промышленного загрязнения в еловых лесах (7, 28, 31, 62 км от источника атмосферных выбросов), соответствующих основным стадиям техногенной дигрессии. Фоновая территория была выбрана на значительном удалении от комбината (более 160 км).

Отбор образцов почв проводили в пятикратной повторности в межкروновых и подкروновых пространствах. Для еловых лесов выделены две основные парцеллы древесная (еловая кустарничковая) и межкروновая (кустарничково-зеленомошная и кустарничковая). Почвенные образцы высушивали при комнатной температуре, а затем просеивали. Аналитической обработке подвергали мелкозем (фракция < 1.0 мм).

Химический анализ выполнен согласно общепринятым методам (Аринушкина, 1970). Для определения концентрации доступных соединений элементов питания образцы почв обрабатывали 1M CH_3COONH_4 (рН=4.65). Для органо-генных горизонтов использовали те же соотношения почвы и вытеснителя, что и при определении рН для минеральных горизонтов – 1:10. Содержание металлов определяли методом атомно-абсорбционной спектrophотометрии, содержание P – фотокolorиметрическим методом по интенсивности окраски фосфорно-молибденового комплекса (метод Лоури-Лопеса), S – турбидиметрическим методом. Для сравнения химического состава хвои древесных растений в различные периоды отбора проводили однофакторный непараметрический анализ Kruskal-Wallis ANOVA (StatSoft Inc., 2010).

Результаты

Фоновые условия. В еловых лесах на северном пределе распространения органо-генный горизонт является основным источником питания растений. Преобладающими среди доступных соединений элементов в этих горизонтах почв еловых лесов являются соединения кальция (табл. 1, 2). Выявляются межпарцеллярные различия в содержании доступных соединений элементов в органо-генных горизонтах почв. Наиболее высоким содержанием доступных соединений кальция характеризуются органо-генные горизонты почв еловых парцелл (подкroновое пространство). Одной из возможных причин, объясняющих этот факт, является состав опадающих ассимилирующих органов. В опадающей хвое ели отмечаются значительные концентрации кальция – до 1.5 г/кг (Манаков, Никонов, 1981). Кустарнички рода *Vaccinium* являются кальцефагами (Ingestad, 1973), листья вороники также отличает-

ся высоким уровнем аккумуляции этого элемента (до 1.1 г/кг) (Лукина, Никонов, 1998). Как правило, в подкروновых пространствах кустарнички доминируют в напочвенном покрове, и их опад может, наряду с опадом хвои, определять состав органогенных горизонтов.

Таблица 1. Элементный состав органогенного горизонта почвы (A_0) подкروнового пространства (древесная парцелла) еловых лесов на разных стадиях техногенной дигрессии, мг/кг.

Table 1. Elemental composition of the organogenic soil horizon (A_0) of the subsurface (woody parcel) of spruce forests at different stages of technogenic digression, mg/kg.

Элемент	Стадия техногенной дигрессии, км				
	Ф, 167	Д1, 62	Д2, 31*	Д3, 28	Р, 7
Ca	$\frac{1543 \pm 320}{3678 \pm 570}$	$\frac{3560 \pm 532}{3102 \pm 349}$	$\frac{1951 \pm 247}{2657 \pm 292}$	$\frac{1489 \pm 167}{2012 \pm 255}$	$\frac{1040 \pm 261}{492 \pm 56}$
K	$\frac{1048 \pm 105}{1286 \pm 122}$	$\frac{844 \pm 159}{861 \pm 102}$	$\frac{929 \pm 173}{683 \pm 71}$	$\frac{553 \pm 88}{486 \pm 65}$	$\frac{278 \pm 5}{288 \pm 21}$
P	$\frac{306 \pm 21}{357 \pm 45}$	$\frac{252 \pm 88}{201 \pm 32}$	$\frac{138 \pm 42}{66 \pm 8}$	$\frac{61 \pm 8}{66 \pm 24}$	$\frac{36 \pm 5}{38 \pm 4}$
Mg	$\frac{206 \pm 34}{393 \pm 50}$	$\frac{349 \pm 46}{416 \pm 29}$	$\frac{227 \pm 31}{305 \pm 28}$	$\frac{189 \pm 26}{238 \pm 26}$	$\frac{165 \pm 34}{87 \pm 16}$
S	$\frac{79 \pm 11}{140 \pm 14}$	$\frac{198 \pm 31}{240 \pm 46}$	$\frac{146 \pm 9}{125 \pm 7}$	$\frac{64 \pm 8}{80 \pm 14}$	$\frac{195 \pm 11}{103 \pm 17}$
Al	$\frac{\text{н.о.}}{45 \pm 5}$	$\frac{86 \pm 23}{158 \pm 20}$	$\frac{929 \pm 173}{683 \pm 71}$	$\frac{177 \pm 29}{220 \pm 47}$	$\frac{550 \pm 99}{480 \pm 73}$

Примечание. Здесь и в таблице 2 – над чертой данные 1992 г., под чертой – 2007 г., н.о. – не определяли; * – Лапландский государственный природный биосферный заповедник. Ф – фон; Д – дефолирующие леса, Р – редколесье.

Таблица 2. Элементный состав органогенного горизонта почвы (A_0) межкروнового пространства (кустарничковая парцелла) еловых лесов на разных стадиях техногенной дигрессии, мг/кг.

Table 2. The elemental composition of organogenic soil horizon (A_0) micronovae space (parcel shrub) spruce forests at different stages of technogenic digression, mg/kg.

Элемент	Стадия техногенной дигрессии, км				
	Ф, 167	Д1, 62	Д2, 31*	Д3, 28	Р, 7
Ca	$\frac{1586}{752 \pm 333}$	$\frac{2546 \pm 201}{1771 \pm 320}$	$\frac{1890 \pm 204}{1818 \pm 179}$	$\frac{2430 \pm 124}{2036 \pm 446}$	$\frac{2676 \pm 205}{959 \pm 246}$
K	$\frac{1349}{462 \pm 211}$	$\frac{643 \pm 97}{760 \pm 85}$	$\frac{722 \pm 173}{788 \pm 47}$	$\frac{1088 \pm 43}{905 \pm 290}$	$\frac{346 \pm 29}{228 \pm 48}$
P	$\frac{278}{120 \pm 33}$	$\frac{92 \pm 32}{140 \pm 30}$	$\frac{97 \pm 19}{120 \pm 21}$	$\frac{159 \pm 18}{65 \pm 7}$	$\frac{60 \pm 5}{47 \pm 19}$
Mg	$\frac{330}{227 \pm 63}$	$\frac{453 \pm 54}{404 \pm 56}$	$\frac{253 \pm 35}{278 \pm 14}$	$\frac{382 \pm 13}{326 \pm 87}$	$\frac{333 \pm 5}{162 \pm 57}$
S	$\frac{85}{66 \pm 17}$	$\frac{139 \pm 32}{164 \pm 15}$	$\frac{119 \pm 13}{131 \pm 4}$	$\frac{181 \pm 11}{124 \pm 43}$	$\frac{117 \pm 12}{75 \pm 17}$
Al	$\frac{\text{н.о.}}{264 \pm 75}$	$\frac{51 \pm 13}{222 \pm 75}$	$\frac{339 \pm 76}{227 \pm 39}$	$\frac{143 \pm 29}{333 \pm 47}$	$\frac{125 \pm 19}{503 \pm 179}$

Более высокие содержания доступных соединений Mn, Zn, Ni, Cu в органогенных горизонтах почв еловых парцелл могут определяться смывом и выщелачиванием из стволов и кроны (Лукина, Никонов, 1998).

Дефолирующие леса и техногенные редколесья. В органогенных горизонтах почв подкروновых пространств дефолирующих лесов наблюдается снижение содержания доступных для растений соединений Ca, Mg, K, P и увеличение содержания Al по сравнению с фоном. Особенно значительное возрастание содержания обменного Al наблюдается на стадии массового выпадения зеленых мхов, что, возможно, связано с высокой концентрацией этого элемента в опаде мхов. Сниже-

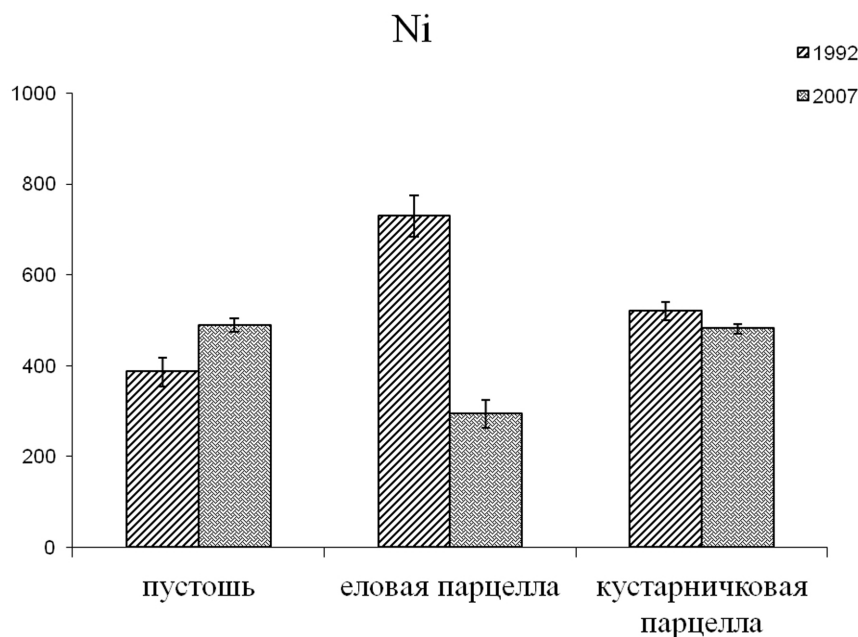


Рис. 1. Динамика содержания никеля в органогенном горизонте почв техногенных еловых редколесий в различных парцеллах, мг/кг.

Fig. 1. Dynamics of nickel content in the organogenic horizon of soils of sparse spruce forests in various parcels, mg/kg.

ние содержания основных катионов в органогенных горизонтах почв являются следствием катионообменных реакций в почвенном поглощающем комплексе: основные катионы вытесняются «кислыми» ионами водорода и алюминия. Кроме того, хвоя ели и ассимилирующие органы кустарничков значительно обедняются Са и Mg, что также может являться причиной снижения содержания доступных соединений этих элементов в органогенных горизонтах почв (Лукина, Никонов, 1998). На данной стадии техногенной дирессии выявлено снижение содержания Mn и Zn (Сухарева, 2013), что обусловлено выносом этих элементов из органогенного горизонта в результате интенсификации потока кислотообразующих веществ из атмосферы. Другой причиной может быть уменьшение содержания этих элементов в растительном опаде. Пониженные содержания P также связаны с их активным вымыванием из подстилки. Несмотря на значительное поступление соединений S с атмосферными выпадениями и интенсивным вымыванием их из крон деревьев, содержание доступных для растений соединений S в органогенных горизонтах не увеличивается. Это можно объяснить высокой миграционной способностью этого элемента. В почвенных водах фиксируется резкое возрастание концентраций сульфатов, которые способствуют миграции основных катионов (Лукина, Никонов, 1998).

В органогенных горизонтах почв кустарничково-зеленомошных парцелл (межкрупное пространство), которые трансформируются в условиях загрязнения в кустарничковые, в целом наблюдаются сходные с еловыми парцеллами изменения. Однако эти носят не столь ярко выраженный характер. Вероятно, это связано с формированием относительно устойчивого растительного покрова.

В органогенных горизонтах почв еловых парцелл техногенных редколесий наблюдаются сходные с дефолирующими лесами тенденции изменения содержания подвижных соединений элементов в почвах. Запасы элементов питания в органогенных горизонтах почв техногенного редколесья не могут компенсироваться из-за уменьшения количества растительного опада и содержания органического вещества.

В органогенных горизонтах почв кустарничковых парцелл техногенного редколесья наблюдаются парцеллярные различия в содержании подвижных соединений элементов: в органогенных горизонтах почв кустарничковых парцелл обнаруживаются повышенные по сравнению с еловыми парцеллами содержания Са и Mg (табл. 2).

Сравнительная оценка микроэлементного состава, выполненная нами ранее на тех же стационарных площадках показала, что, несмотря на снижение объемов выбросов, в почве сохраняются

высокие концентрации элементов-загрязнителей (Ni, Cu, Fe). В большинстве случаев их содержание остаётся либо сопоставимым с уровнем 1992 года, либо их концентрации даже возрастают (Сухарева, 2013). И только в почве еловых редколесий, содержания никеля достоверно ($p < 0.05$) снижается в почвах древесных парцелл (рис. 1).

Заключение

В процессе техногенной дигрессии лесов элементный состав органогенных горизонтов почвы, являющегося основными источниками минерального питания растений, трансформируется. Почва обедняется важнейшими минеральными элементами – Ca, Mg, Mn, Zn, K, P, необходимыми для поддержания сбалансированного минерального состава растений и соответственно нормального функционирования растительного организма, а значит, и лесного фитоценоза в целом. На фоне снижения атмосферной нагрузки на лесные экосистемы устойчивой тенденции к улучшению состояния почв не выявлено.

Исследование проводилось при финансовой поддержке темы НИР АААА-А18-118021490070-5 и гранта РФФИ 18-05-60142_Арктика.

Литература

1. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М. Изд-во: МУ. 1970. 488 с.
2. Классификация почв России. М. Изд-во: Почв. ин-т им. Докучаева. 1997. 235 с.
3. Копчик Г.Н. Трансформация и устойчивость почв лесных экосистем под воздействием атмосферного загрязнения. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М. 2012. 46 с.
4. Лукина Н.В., Полянская Л.М., Орлова М.А. Питательный режим почв северотаежных лесов. М. Изд-во: Наука. 2008. 342 с.
5. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 1998. 316 с.
6. Лянгузова И.В., Гольдвирт Д.К., Фадеева И.К. Пространственно-временная динамика загрязнения Al-Fe-гумусового подзола в зоне влияния комбината цветной металлургии // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1261–1276.
7. Манаков К.Н., Никонов В.В. Биологический круговорот минеральных элементов и почвообразование в ельниках Крайнего Севера. Л. Изд-во: Наука. 1981. 196 с.
8. Переверзев В.Н. Зональные особенности альфегумусового почвообразования на моренных породах Кольского полуострова // Почвоведение. 2007. № 1. С. 5–11.
9. Переверзев В.Н. Почвообразование в лесной зоне Кольского полуострова // Вестник Кольского НЦ РАН, 2011. № 2. С. 74–82.
10. Сухарева Т.А. Пространственно-временная динамика микроэлементного состава хвойных деревьев и почвы в условиях промышленного загрязнения // Известия высших учебных заведений. Лесной журнал. № 6. 2013. С. 19–28.
11. Ingestad T. Mineral nutrient requirements of *Vaccinium vitis-idaea* and *Vaccinium myrtillus* // *Physiologia Plantarum*. 1973. V. 29. P. 239–246.
12. Sukhareva T.A., Lukina N.V. Mineral composition of assimilative organs of conifers after reduction of atmospheric pollution in the Kola Peninsula // *Russian Journal of Ecology*. 2014. V. 45. №. 2. P. 95–102.
13. Zoetl H.W., Huettl R.F. (ed.) *Management of nutrition in forests under stress*. Dordrecht: Kluwer, 1991. 668 p.

Пространственно-временные особенности накопления тяжелых металлов в организмах рыб водоемов Евро-Арктического региона

Терентьев П.М.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, p_terentjev@inep.ksc.ru

Аннотация. В статье приводятся результаты многолетних исследований по изучению особенностей накопления ряда тяжелых металлов (ТМ) в организмах рыб озер Евро-Арктической зоны РФ, испытывающих долговременное аэротехногенное воздействие. Показано, что уровни антропогенной нагрузки на водоемы на протяжении последних десятилетий остаются без значительных улучшений. Кроме того, отмечена тенденция к росту содержания некоторых ТМ в организмах рыб в настоящее время. Отмечено, что среди рассматриваемых ТМ наиболее высокие уровни накопления наблюдаются в органах и тканях сига, характеризующегося преимущественно бентосным типом питания. Практически во всех рассматриваемых водоемах зарегистрирована высокая вариабельность содержаний ТМ в пределах одного вида. Также установлено, что интенсивность антропогенной нагрузки не имеет четко выраженного градиентного характера, поскольку даже в наиболее удаленных водных системах содержания ТМ в тканях рыб были сопоставимы с таковыми в водоемах, подверженных непосредственному воздействию локального предприятия медно-никелевого производства.

Ключевые слова: тяжелые металлы; рыбы; аккумуляция; антропогенное загрязнение, Арктика.

Spatial and temporal particularities of heavy metals accumulation in fishes of Euro-Arctic reservoirs

Terentjev P.M

Institute of North Industrial Ecology Problems KSC RAS, Apatity, p_terentjev@inep.ksc.ru

Abstract. The article presents results of long-term research study of particular features of heavy metals (HM) accumulation in organisms of fish inhabiting the Euro-Arctic lakes of the Russian Federation, exposed to different levels of aerotechnogenic impact. It is shown that levels of anthropogenic load on reservoirs over the last decades remain without significant improvements. In addition, there is currently a tendency of increasing content of some HMs in fish organisms. It is noted that among the considered HMs, the highest levels of accumulation are observed in organs and tissues of whitefish, which is characterized mainly by the benthic type of nutrition. Practically in all the water bodies under consideration, a high variability in the HMs content within one species is registered. It has been also established that the intensity of the anthropogenic load does not have a clearly defined gradient character. It is shown that in the most remote water systems, the HMs content in fish tissues is comparable to those in reservoirs exposed to the direct impact of a local enterprises of copper-nickel production.

Key words: heavy metals; fishes; accumulation; anthropogenic pollution; Arctic.

Введение

Приоритетными загрязняющими веществами крайнего северо-запада России и сопредельных территорий северной Норвегии и Финляндии являются тяжелые металлы (ТМ) и кислотообразующие соединения. Основными источниками аэротехногенного загрязнения на территории Мурманской области являются площадки Кольской ГМК ПАО ГМК «Норильский никель» (Никельская и Мончегорская), автотранспорт и предприятия топливно-энергетического комплекса. Их деятельность сопряжена с поступлением огромных количеств пыли, окислов серы и ТМ в пресноводные экосистемы благодаря процессам атмосферного переноса. В районах деятельности промышленных предприятий, в частности предприятий цветной металлургии, отмечаются повышенные содержания ТМ (Ni, Cu, Co, Cd, Cr, Hg и др.) в водах, снежном покрове, растительности, поверхностных слоях донных отложений и гидробионтах (Даувальтер, Кашулин, 2018; Терентьев, Кашулин, 2010; Voquete et al., 2014; Dauvalter, Kashulin, 2018; Fu et al., 2014; Kashulin et al., 2011). Изучение влияния ТМ на организмы, как правило, проводятся в ходе экспериментальной оценки реакции на острый стресс. Значительно меньше данных существует о подобных процессах для организмов, испытывающих хроническое (сублетальное) воздействие (Hansen et al., 2002). Целью данной работы является изучение

пространственно временных особенностей накопления ТМ в организмах рыб разных видов в условиях градиентной нагрузки.

Результаты и обсуждение

Исследования по оценке уровней накопления ТМ в организмах рыб проводились на озерах приграничного района Мурманской области (рис. 1). Для ряда озер (Шуонияур, Виртуовошьяур и Кочяур) имеются данные о ТМ за продолжительный период. Особое внимание было уделено приоритетным загрязняющим веществам, связанным с деятельностью Никельской площадки Кольской ГМК – никелю и меди. Также были проанализированы особенности накопления в организмах рыб цинка. Концентрации металлов в органах рыб оценивались в мкг/г сух. веса.

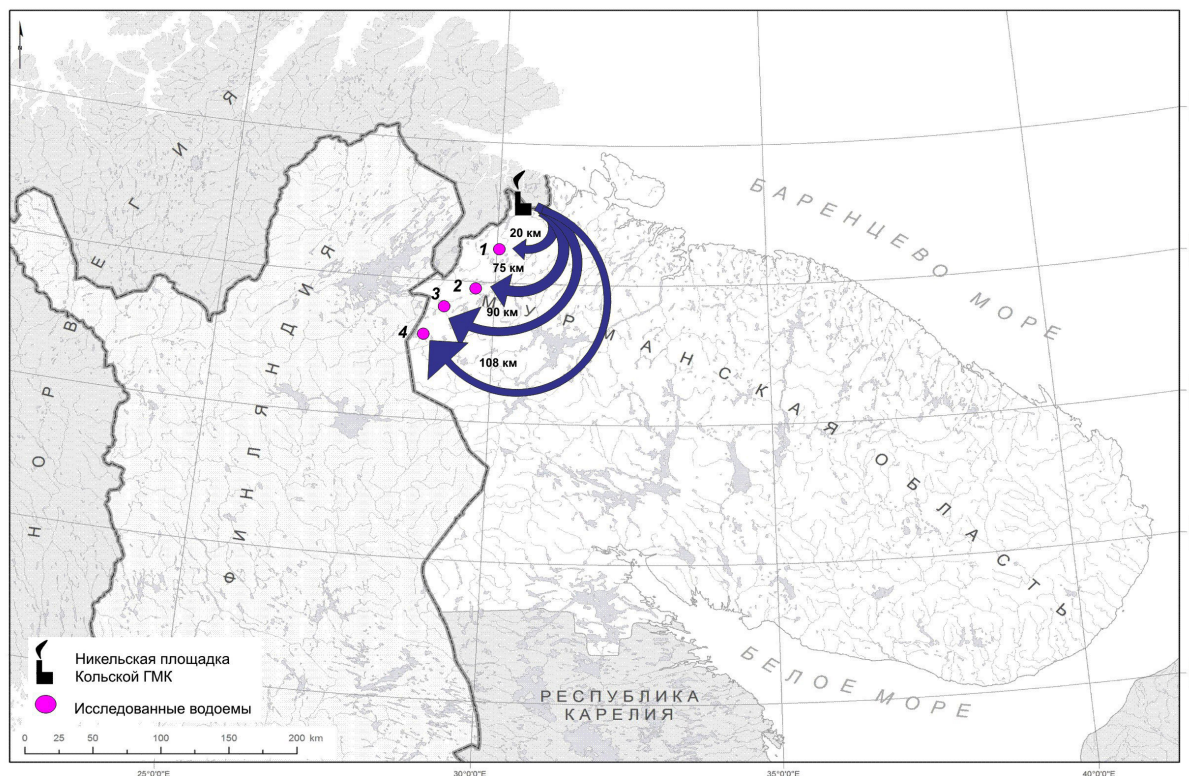


Рис. 1. Схема района исследований (1 – оз. Шуонияур; 2 – оз. Иля-Наутсиярви; 3 – оз. Виртуовошьяур; 4 – оз. Кочяур). Стрелками обозначена удаленность водоема от источника загрязнения.

Fig. 1. Study area (1 – Shuoniyaur Lake ; 2 – Ilya-Nautsiyarvi Lake; 3 – Virtuvoshyaur Lake; 4 – Kocheyaur Lake). Arrows indicate the distance of the lake from the pollution source.

Оз. Шуонияур

Установлено, что нагрузка меди на водоем на основе данных о ее накоплении в рыбах (на примере гольца) за последнее десятилетие имеет тенденцию к увеличению (рис. 2). Неравномерность уровня антропогенной нагрузки на водоем отражает высокая вариабельность показателей накопления меди в организме. В печени и почках гольца её содержания изменялись от 6 до 500 мкг/г. Концентрации никеля в органах кумжи и гольца характеризовались наиболее высокими показателями у последнего (до 28 мкг/г). Для никеля, в отличие от меди, отмечается противоположная тенденция – снижение уровней его накопления у рыб за последние годы (рис. 2). Снижение содержания никеля в тканях рыб, вероятно, связано с более выраженным влиянием меди, определяющей аккумуляцию других загрязняющих веществ в организме. Максимальные показатели накопления цинка были отмечены у кумжи в 2005 г. в почках (до 298 мкг/г) и жабрах (до 534 мкг/г). Достоверные отличия накопления металла между видами отмечены для жабр. В целом для цинка не отмечено до-

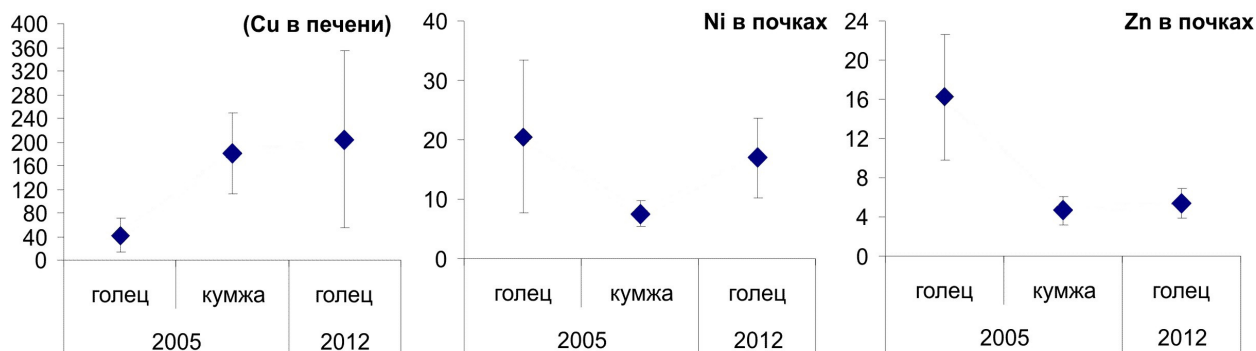


Рис. 2. Содержание тяжелых металлов в организмах рыб оз. Шуонияур (в мкг/г сух. веса).

Fig. 2. Heavy metals accumulation in fish of Shuoniyaur Lake (ppm).

стоверных временных закономерностей к увеличению или снижению его нагрузки на организмы рыб (рис. 2). Вероятно, вклад в поступление цинка от деятельности предприятий медно-никелевого производства в приграничном районе значительно ниже его поступлений связанных с глобальным загрязнением атмосферы.

Оз. Иля-Наутсиярви

Для данного водоема были проанализированы особенности накопления ТМ в органах сига, щуки и окуня. Медь в наиболее высоких концентрациях отмечалась в печени и почках рыб (преимущественно у сига). Средние содержания меди в печени рыб данного вида достигали 38, а в почках – 16.3 мкг/г (рис. 3). Более высокая нагрузка по организмы сига связана, вероятно, с особенностями их питания. Сиг, представленный в водоеме лишь малотычинковой формой, характеризуется бентосным типом питания. Содержание никеля характеризовалось максимальными содержаниями в почках рыб (рис. 3). Абсолютные максимальные показатели в почке отдельных особей сига достигали 7.3 мкг/г. В целом значительных межвидовых различий уровней накопления никеля между сигом и окунем не было выявлено. Содержание цинка практически во всех анализируемых органах было выше у щуки (рис. 3).



Рис. 3. Накопление тяжелых металлов в организмах рыб оз. Иля-Наутсиярви (в мкг/г сух. веса).

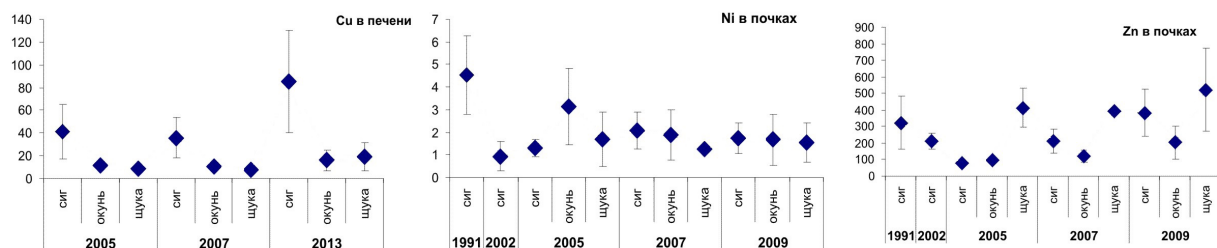
Fig. 3. Heavy metals accumulation in fish of Ilya-Nautsijarvi Lake (ppm).

Оз. Виртуовошъяур

Для данного водоема также были проанализированы уровни накопления ТМ в организмах сига щуки и окуня. Содержания меди в организмах исследованных рыб за весь период наблюдений не претерпели значительных изменений. Отмечено, что в печени и почках, где накопление меди происходит более интенсивно, концентрации металла были выше у сига (рис. 4). Причем для данного вида отмечена устойчивая тенденция к увеличению содержания меди в печени на протяжении последнего десятилетия. Это может свидетельствовать о сохраняющемся уровне нагрузки меди на водоемы приграничного района, как за счет процессов аэротехногенного переноса, так и поступления с территорий водосборных бассейнов и донных отложений. Наиболее высокие содержания

меди в печени отдельных особей сига были отмечены в 2013 г. (174 мкг/г), в почках – до 165 мкг/г в 2005 г. Межвидовые различия также были статистически достоверны по содержанию меди в печени и почках сига по отношению к аналогичным показателям окуня и щуки. Никель, содержания которого были наиболее высоки в почках рассматриваемых рыб, имеет тенденцию к снижению уровней накопления у всех рассматриваемых видов. В целом, это характерно и для других органов и тканей сига, окуня и щуки. Межвидовые особенности концентрирования никеля, за исключением мышечной ткани, показали, что содержания металла было выше в организмах сига (рис. 4). Межвидовые различия статистически не были подтверждены. В целом концентрации цинка в организмах рыб на протяжении последнего десятилетия остаются на прежнем уровне. Наиболее высокие содержания металла отмечались в почках и жабрах рыб (рис. 4).

оз. Виртуовошъяур



оз. Кочеяур

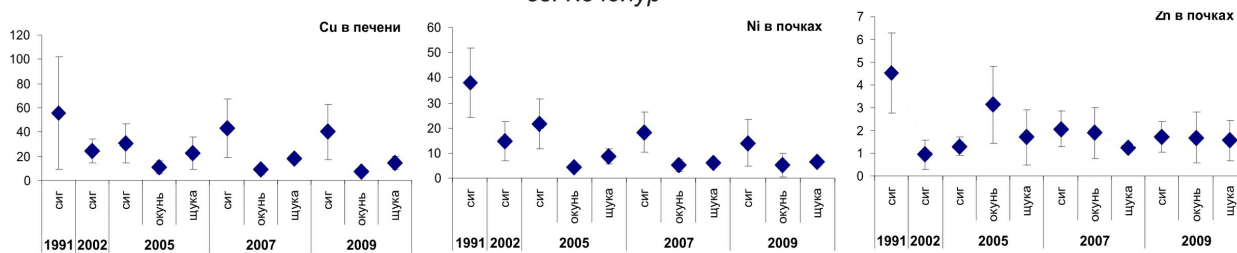


Рис. 4. Накопление тяжелых металлов в организмах рыб оз. Виртуовошъяур и Кочеяур (в мкг/г сух. веса).

Fig. 4. Heavy metals accumulation in fish of Virtuvoshyaur and Kocheyaur Lake (ppm).

Оз. Кочеяур

Установлено, что уровни накопления меди в печени были выше по сравнению с другими органами и достигали значительных величин, сопоставимых с уровнями у рыб вблизи предприятия Кольская ГМК. Также показано, что нагрузка меди на организмы рыб имеет постоянный характер на протяжении последних лет и практически не снижается по сравнению с данными начала 1990-х гг. (рис. 4). Как и для ранее рассматриваемых водоемов, наиболее интенсивно медь накапливается в организмах сига, характеризующегося бентосным типом питания. Максимальные средние содержания меди в печени у рыб в современных условиях достигают 40-44 мкг/г (сиг), 14-19 мкг/г (щука). В накоплении никеля в организмах исследованных рыб были отмечены некоторые общие закономерности, характерные и для меди. Содержания никеля во всех анализируемых органах сига было выше в период начала 1990-х гг. по сравнению с современными показателями (рис. 4). Органами-мишенями для никеля являются почки и жабры рыб. Средние концентрации никеля в почках органов достигали 1.7-5 (сиг), 1.7-3.1 (окунь), 1.3-1.7 мкг/г (щука). В жабрах аналогичные показатели варьировали в следующих пределах 0.7-2.6 (сиг), 1.8-2.6 (окунь), 3.5-3.7 мкг/г (щука). Для данного элемента не было выявлено характерных видовых закономерностей концентрирования в органах и тканях рыб. Тем не менее, наиболее высокие содержания никеля чаще отмечались в организмах сига. Необходимо отметить, что уровень антропогенной нагрузки на водоем остается на доста-

точно высоком уровне и значительного сокращения содержаний ТМ в организмах рыб не происходит. Уровни антропогенной нагрузки цинка на организмы рыб данного водоема сопоставимы с аналогичными показателями оз. Виртуовошъяур. Здесь концентрации цинка достигают наиболее высоких значений в печени, почках и жабрах сига и щуки. У отдельных особей концентрации цинка превышали 1000 мкг/г (сиг – печень; щука – почки). Средние содержания цинка в печени и почках у разных видов варьировали от 70 до 500 мкг/г.

Анализ многолетних данных по накоплению ТМ в организмах рыб ряда озер Евро-Арктической зоны РФ позволяет сделать вывод о том, что уровни антропогенной нагрузки на водоемы на протяжении последних десятилетий остаются на прежнем уровне, а по ряду элементов характеризуются ее ростом. Отмечено, что приоритетные загрязняющие вещества региона – никель и медь, а также цинк в более высоких концентрациях содержатся в тканях сига. Практически во всех рассматриваемых водоемах зарегистрирована высокая вариабельность содержаний ТМ в пределах одного вида. В ходе исследований также установлено, что интенсивность антропогенной нагрузки на исследованные водоемы не зависит от их удаленности относительно локального источника загрязнения и определяется множеством факторов. К их числу можно отнести процессы глобального загрязнения атмосферы, ландшафтные особенности территории, геологическое строение слагающих пород и характер растительности на водосборе, морфометрию водоемов, проточность озер, предрасположенность к процессам закисления вод и др.

Работа выполнена в рамках тем НИР №9-12-2213, №0226-2015-0001 и гранта РФФИ (№ 18-05-60125).

Литература

1. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Оценка экологического состояния Арктической пресноводной системы по результатам исследований содержания тяжелых металлов в донных отложениях // Геохимия. 2018. № 8. С. 805–819.
2. Терентьев П.М., Кашулин Н.А. Изучение пространственно-временных особенностей накопления некоторых тяжелых металлов в организмах сига водоемов Северной Фенноскандии // Вестник КНЦ РАН. 2010. № 1. С. 57–62.
3. Boquete M., Aboal J., Carballeira A., Fernandez J. Effect of age on the heavy metal concentration in segments of *Pseudoscleropodium purum* and the biomonitoring of atmospheric deposition of metals // Atmos. Environ. 2014. 86. P. 28–34.
4. Dauvalter, V.A., Kashulin, N.A. Mercury Pollution of Lake Imandra Sediments, the Murmansk Region, Russia // International Journal of Environmental Research. 2018. V.12 (6). P. 939–953.
5. Fu J., Zhao C., Luo Y., Liu C., Kyzas G.Z., Luo Y., Zhao D., An S., Zhu H. Heavy metals in surface sediments of the Jialu River, China: Their relations to environmental factors // J. Hazard. Mater. 2014. 270. P. 102–109.
6. Hansen J.A., Welsh P.G., Lipton J., Suedkamp M.J. The effects of long-term cadmium exposure on the growth and survival of juvenile bull trout (*Salvelinus confluentus*) // Aquatic Toxicology. V. 58. 2002. P. 165–174.
7. Kashulin N. A., Terentyev P. M., Amundsen P.-A., Dauvalter V. A., Sandimirov S. S., Kashulin A. N. Specific features of accumulation of Cu, Ni, Zn, Cd, and Hg in two whitefish *Coregonus lavaretus* (L.) morphs inhabiting the Inari–Pasvik lacustrine–riverine system // Inland water biology. 2011. V. 4. №3. P. 383–392.

Кварцевые и железо-глиноземистые метасоматиты в ассоциации с кислыми вулканитами – комагматами гранитов рапакиви: геохимия, возраст и структурное положение (Внешние Острова Финского залива)

Терехов Е.Н.¹, Макеев А.Б.², Байанова Т.Б.³, Щербаклова Т.Ф.¹, Лютоев В.П.⁴, Серов П.А.³

¹ Геологический институт РАН, Москва, terekhoff.zhenya@yandex.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, abmakeev@mail.ru

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, bayanova@geoksc.apatity.ru

⁴ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Аннотация. В Финском заливе, в центральной части Балтийско-Мезенской тектонической зоны на острове Большой Тютерс детально изучено проявление вторичных кварцитов и метасоматитов силлиманит-магнетит-каолинитового состава. Вторичные кварциты образовались по свекофенским гнейсам (2.00-1.85 млрд. лет) и прорваны дайками гранитного состава с возрастом (1.65-1.50 млрд. лет), что определяет их раннерифейский возраст. Ведущая роль в формировании вторичных кварцитов придаётся экзгалиационной деятельности вулканов, продукты которых, в виде лавовых покровов, сохранились на о. Гогланд. Вулканиты с возрастом 1.65 млрд. лет, являются комагматами гранитов рапакиви, а их эффузивное проявление среди интрузивных массивов обусловлено положением магматического очага в региональной сдвиговой зоне. Гранитные жилы, секущие кварциты, имеют возраст 1.65-1.50 млрд. лет, что согласуется с геохронологическими данными о длительном (100 млн. лет) периоде формирования гранитов рапакиви в южном обрамлении Балтийского щита.

Ключевые слова: вторичные кварциты, метасоматиты, кислые вулканиты, Балтийский щит, граниты рапакиви, сдвиговая зона.

Quartz and iron-alumina metasomatites in association with acid volcanites - comagmates of rapakivi granites: geochemistry, age and structural position (Outer Islands of the Gulf of Finland)

Terekhov E.N.¹, Makeev A.B.², Bayanova T.B.³, Shcherbakova T.F.¹, Lyutov V.P.⁴, Serov P.A.³

¹ Geological Institute of RAS, Moscow, terekhoff.zhenya@yandex.ru

² Institute of Geology of ore deposits, petrography, Mineralogy and Geochemistry, Moscow, abmakeev@mail.ru

³ Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, bayanova@geoksc.apatity.ru

⁴ Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

Abstract. The manifestation of secondary quartzites and metasomatites of sillimanite-magnetite-kaolinite composition has been studied in detail in the Gulf of Finland, in the Central part of the Baltic-Mezen tectonic zone on the island of Greater Tyuters. Secondary quartzite formed svecofennian gneiss (of 2.00-1.85 Ga) and broken dykes of granitic composition with age (1.65-1.50 Ga), which determines their early riphey age. The leading role in the formation of secondary quartzites is given to the exhalation activity of volcanoes, the products of which, in the form of lava covers, have been preserved on Gogland island. Volcanites with an age of 1.65 Ga, are comagmates of rapakivi granites, and their effusive manifestation among intrusive massifs is due to the position of the magmatic camera in the regional shear zone. Granite veins, break of secondary quartzites, have an age of 1.65-1.50 Ga, which is consistent with geochronological data on the long (100 million years) period of formation of rapakivi granites in the southern frame of the Baltic shield.

Key words: secondary quartzites, metasomatites, acid volcanites, Baltic shield, rapakivi granites, shear zone.

Впервые для восточной части Балтийского щита выявлено и детально изучено крупное проявление кондиционного кварца на острове Большой Тютерс в архипелаге Внешних Островов Финского залива (рис. 1). Исследования показали, что эти существенно кварцевые породы являются вто-

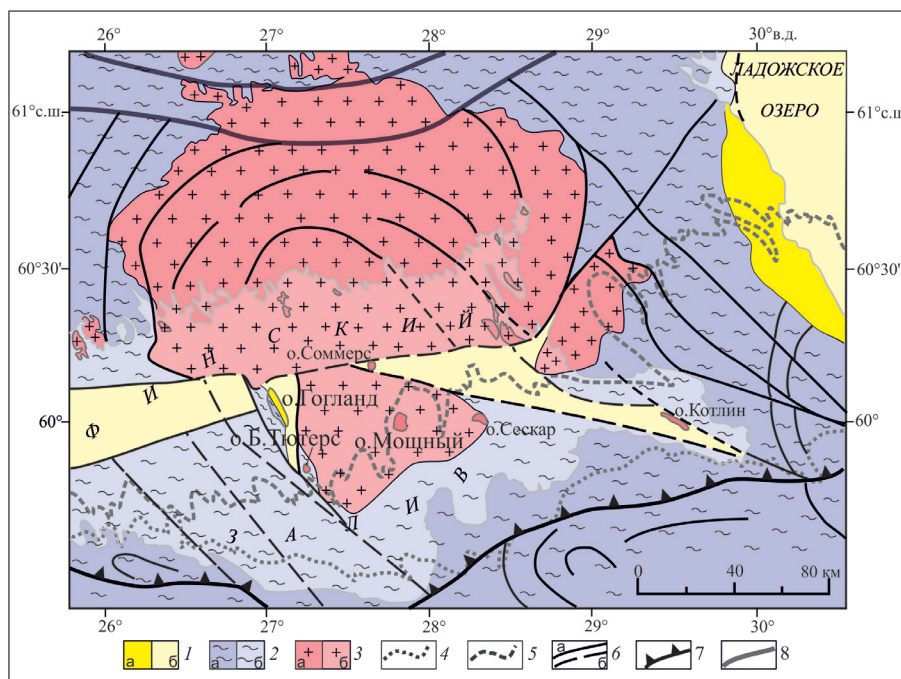


Рис. 1. Структурно-геологическая схема восточной части Финского залива.

1 – рифейские отложения (1.65-1.10 млрд. лет): на суше (а), в акватории (б); 2 – свекофенские отложения (2.00-1.85 млрд. лет): на суше (а), в акватории (б); 3 – граниты рапакиви (1.65-1.60 млрд. лет): на суше (а), в акватории (б); 4 – подошва палеозойских отложений; 5 – подошва вендских отложений; 6 – разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 – Балтийско-Ладожский глинт (уступ); 8 – северное ограничение Балтийско-Мезенской тектонической зоны.

Fig. 1. Structural-geological scheme of the Eastern part of the Gulf of Finland.

1 – Riphean sediments (1.65-1.10 Ga): on land (a), in the water area (b); 2 – Svecofennian sediments (2.00-1.85 Ga): on land (a), in the water area (b); 3 – rapakivi granites (1.65-1.60 Ga): on land (a), in the water area (b); 4 – the sole of Paleozoic sediments; 5 – the bottom of Vendian sediments; 6 – faults: reliable (a) and assumed (b); 7 – Baltic-Ladoga glint; 8 – Northern limitation of the Baltic-Mezen tectonic zone.

ричными кварцитами, которые по аналогии с классическими проявлениями подобных образований в Казахстане, по нашему мнению также образовались под влиянием флюидов, сопровождающих кислый вулканизм (Терехов и др., 2017). Вторичные кварциты, образующиеся в процессах кислотного выщелачивания в областях активного вулканизма, являются важным источником высококачественного кварцевого сырья, как одного из основных компонентов минеральной базы высокотехнологического производства. В отличие от окварцованных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, достаточно широко развитых на территории Балтийского щита, изученные вторичные кварциты являются низкотемпературными образованиями, кристаллизовавшимися в условиях зеленосланцевой фации. Благодаря этому алюминий из породообразующих минералов сланцев – пород протолитов (слюды и полевого шпата) – почти полностью перешёл во вторичные минералы (слюды, каолинит, гематит), не загрязняя кристаллическую решетку кварца (Лютюев и др., 2017).

Изучение вторичных кварцитов о. Б.Тютерс повлекло за собой необходимость исследования и других, ассоциирующих с ними образований и их особенностей, рассматриваемых в данной работе: 1 – своеобразные, не найденные нами в литературе железо-магнезиальные метасоматиты с силлиманитом и каолинитом с зональными кристаллами магнетита; 2 – кислые вулканыты, предположительно комагматы гранитам рапакиви с образованием которых связано формирование вторичных кварцитов; 3 – дайки гранитного состава, спорного формационного типа, секущие вторичные кварциты и тем самым определяющие верхнюю возрастную границу их формирования; 4 – выявление геотектонических причин появления этих редких геологических объектов, не характерных для Балтийского щита.

Большая часть коренных пород о. Б. Тютерс представлена массивными, не полосчатыми кварцитами. Они имеют различную окраску от бесцветной к серой и бурой с постепенными переходами. Обычно это крупнозернистые, массивные, часто «сливные», но местами пористые разности, которые секутся многочисленными вертикальными и реже наклонными жилами, также кварцевого состава, мощностью 10-20 см. В кварцитах, на старом сколе, часто видны теневые структуры в виде разноцветной полосчатости, иногда типа мигматитовой с характерными складками. На свежем сколе никаких различий не видно и все породы представлены кварцитами, которые в основной массе и в кварцевых жилах одинаковы по составу, хотя в поле (в обнажениях) последние кажутся более светлыми и сливными. В целом кварциты не образуют пластов, складок, не выявлено осадочной полосчатости. Они занимают всю обнаженную часть острова и развиты как у уреза воды, так и в водораздельной части острова, при этом вертикальной и горизонтальной зональности не отмечено. Среди кварцитов выделяются линейные зоны трещиноватости, наложенные на кварциты, центральные части которых часто сложены массивными железо-глиноземистыми метасоматитами, имеющими ярко бурую окраску. Мощность этих зон до первых метров и прослежены они на сотни метров. Они сложены силлиманит-магнетит-каолинитовыми породам. Метасоматиты обогащены Al_2O_3 (16-23 мас. %), в отличие от (2-5 мас. %) в – кварцитах. В метасоматитах преобладает окисное железо, в кварцитах – закисное. Метасоматиты практически не содержат ни щелочных, ни щелочноземельных элементов. Они обогащены Zr (146-199 г/т) и рядом других элементов-примесей, в том числе РЗЭ (рис. 2 а). Причем для обоих типов пород характерна незначительная и близкая степень фракционирования ($(La/Yb)_n = 6.55$ и 6.17). Метасоматиты по набору минералов не отличаются от кварцитов, но различаются их количественными соотношениями и составом. Особый интерес представляет в метасоматитах магнетит. Он содержит множество кварцевых включений с каолини-

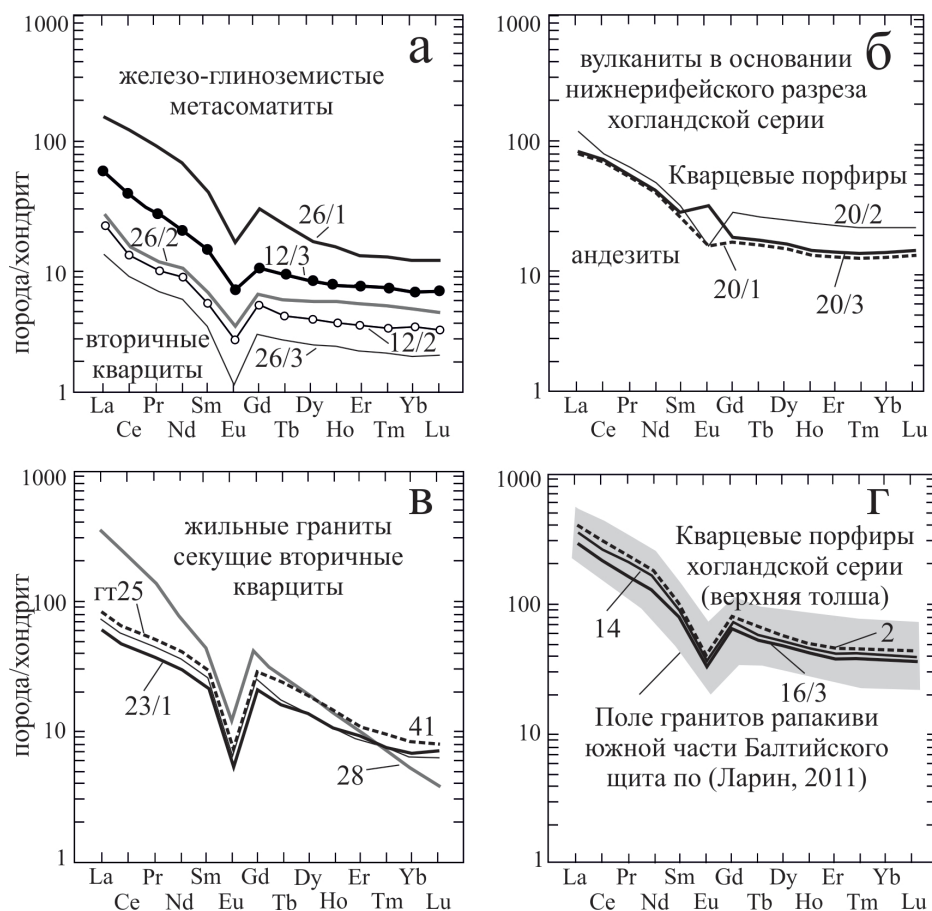


Рис. 2. График распределения РЗЭ в раннерифейских породах островов Большой Тютерс (а, в) и Гогланд (б, г).
 Fig. 2. The plot of REE distribution in the early Riphean rocks of the Great Tyuters (а, в) and Gogland (б, г) Islands.

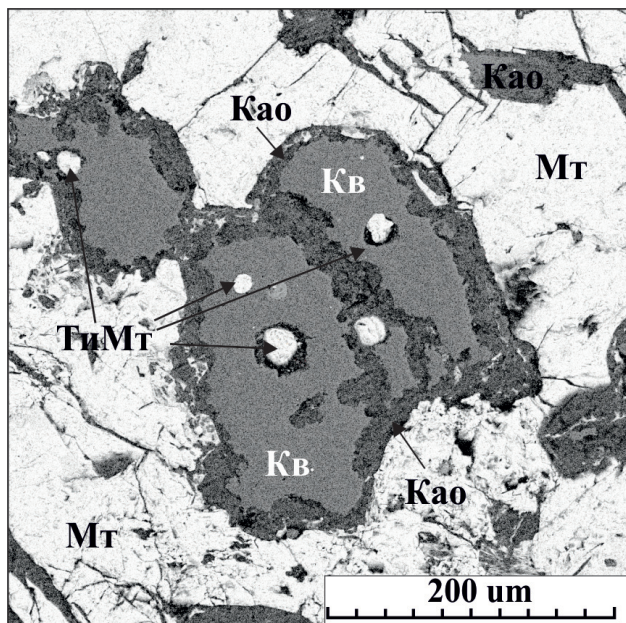


Рис. 3. Микрофотография внутреннего строения зерна магнетита в железо-глиноземистых метасоматитах. Као – каолинит, Кв – кварц, Мт – магнетит, ТиМт – титаномagnetит (сделана на микрозонде).

Fig. 3. Microfoto of the internal structure of the magnetite grain in iron-alumina metasomatites). Kao-kaolinite, Кв-quartz, Мт-magnetite, ТиМт-titanomagnetite (microprobe image).

положен остров Гогланд, большая часть которого сложена кислыми вулканитами, имеющие возраст 1.65 млрд. лет, которые рассматриваются как комагматы гранитов рапакиви (Беляев, 2013). Именно с вулканизмом этого периода можно связать формирование вторичных кварцитов. Сами вулканиты, несмотря на близость возрастов с гранитами рапакиви, заметно отличаются от них по некоторым характеристикам, вероятно, это связано с различным тектоническим положением этих комплексов, что и определяет состав конечных продуктов магматической деятельности.

Важное значение для понимания возраста вторичных кварцитов имеют дайки кислого состава, которые их прорывают и содержат ксенолиты, представленные самими кварцитами. По составу и ориентировке в пределах острова Б.Тютерс выделены два типа даек. Первый тип – это дайки субширотного простирания, то есть параллельные Балтийско-Мезенской тектонической зоне (флексуры Полканова). Их мощность от 50 см до 20 м. В мелких дайках отчетливо видна флюидальность параллельная контактам, что указывает на выжимание расплава вдоль направления развития будущей дайки. Ксенолиты кварцитов также вытянуты по простиранию этих даек. Дайки второго типа сложены массивными гигантозернистыми гранитами, мощностью от 1 до 15 м. Они имеют субмеридиональное простирание и характерный состав типичный для гранитных пегматитов (высокие $(La/Yb)_n$ отношения = 100 (рис. 2 в, проба 28). В одной из даек встречен крупный ксенолит не окварцованных пород – сланцев с горизонтом амфиболитов и редкими жилками неосомы. Подобные породы весьма близки по облику и составу к супракрустальным образованиям свекофеннского комплекса, развитых вдоль западного берега о. Гогланда. В лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН проведены определения К-Аг возраста гранитных даек. С некоторой долей условности можно говорить, что дайки широтного направления более древние, чем меридиональные (1680 ± 30 и 1660 ± 30 млн. лет, соответственно), то есть по возрасту они близки гранитам рапакиви Выборгского массива, для которых характерны датировки около 1650 млн. лет (Ларин, 2011). Очевидно, что гранитные дайки рвут уже сформировавшиеся вторичные кварциты.

товыми каемками (рис. 3). Включения кварца в свою очередь, содержат включения кристалликов титаномagnetита. Развитие метасоматитов в линейных зонах, дезинтеграция их субстрата, большое содержание каолинита – все это придает им сходство с корами выветривания. Однако, одинаковый набор минералов в метасоматитах и его субстрате, полное отсутствие сульфидов и серы, присутствие магнетита с двойными минеральными включениями – такие особенности заметно отличают эти породы от классических кор выветривания.

Трудами отечественных геологов разработана модель образования вторичных кварцитов, часто содержащих гигантские залежи корунда (Наковник, 1968). Ведущая роль в их формировании придаётся экзгаляционной деятельности вулканов. Исходя из этой модели, по аналогии, можно предположить, что и в момент образования вторичных кварцитов о. Б. Тютерс в этом районе существовали вулканические центры. На большое количество вулканов, предшествующих формированию гранитов рапакиви, указывают и некоторые исследователи (Laitakari et al., 1996). Рядом с проявлением вторичных кварцитов рас-

Комплексные изотопные исследования гранитов и вторичных кварцитов проводились и в Геологическом институте Кольского НЦ РАН. Для единичных зерен циркона из гранита меридиональной дайки получен более молодой конкордантный возраст (1560 ± 10 млн. лет), который соответствует возрасту формирования уже другого массива гранитов рапакиви – Салминского. Таким образом, можно утверждать, что формирование вторичных кварцитов предшествовало образованию массивов рапакиви южной части Балтийского щита. Исследования также показали, что изотопная Sm-Nd система гранитов из даек о. Б.Тютерс была нарушена, вероятно, под воздействием флюидов и метасоматических процессов. Процессы эксгалиационной деятельности, тектонической активности, метасоматической или флюидной переработки, развитие многочисленных зон трещиноватости, по-видимому, обеспечили условия для нарушения изотопной Sm-Nd системы на уровне пород в целом. Это привело к тому, что были получены значения $\epsilon Nd(T)$ до +8.0, а Sm-Nd модельные возрасты варьируют от архейского до мезопротерозойского. Двухточечные «изохроны» по породе и ильмениту во вторичных кварцитах дают сильно омоложенные возрасты (около 1.0 млрд. лет и 460 млн. лет), возможно связанные с поздними эпизодами флюидно-метасоматической переработки, которые совпадают с периодами тектонической активизации краевой части Балтийского щита.

Таким образом, гранитные жилы, секущие вторичные кварциты, имеют возраст 1.65-1.50 млрд. лет, что указывает на раннерифейский возраст проявлений кислого вулканизма в этом районе, следы которого сохранились на о. Гогланд, и под влиянием которого образовались вторичные кварциты. При этом современная гряда островов Гогланд – Б. Тютерс является поперечной структурой Финского залива, так же как и рассматриваемая раннерифейская структура, вероятно, являлась поперечной по отношению к главному простираению тектонической зоны южного обрамления Балтийского щита, известной как Балтийско-Мезенская или флексура Полканова.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ГИН РАН, при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00485 и Программы Президиума РАН № 19. Часть исследований проводилась в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053.

Литература

1. Беляев А.М. Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 28–36.
2. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб. Изд-во: Наука. 2011. 402 с.
3. Лютоев В.П., Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Лысюк А.Ю., Головатая О.С. Кварц острова Большой Тютерс: спектроскопические исследования // Минералогия техногенеза. 2017. Т. 18. С. 88–108.
4. Наконник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во: Недра. 1968. 335 с.
5. Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Прокофьев В.Ю., и др. Природа вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 62–80.
6. Laitakari I., Ramo T., Suominen V., Stepanov K. and Amantov A. Subjotnian: rapakivi granites and related rocks of the gulf of Finland // Geol. Survey of Finland, special Paper. 1996. 21. P. 59–97.

Следы цунами в донных осадках озер Мурманского берега Кольского полуострова

Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Анапты, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. При выполнении исследований в районах поселка Териберка и долины р. Воронья Мурманского берега Кольского полуострова в разрезах донных осадков нескольких озерных котловин обнаружены горизонты нарушенного залегания седиментов. Формирование данных горизонтов осадков происходило в результате проявления цунами на побережье Баренцева моря в голоцене. В работе приведены данные о распространении и характере залегания цунамигенных осадков. В настоящий момент выполняется комплексное исследование этих осадков (диатомовый анализ, радиоуглеродное датирование). Полученные данные позволят определить масштабы проявления одного цунами (если это одновозрастные осадки), либо выявить проявления нескольких локальных цунами в голоцене на баренцевоморском побережье Кольского полуострова.

Ключевые слова: озерные котловины, цунамигенные осадки, трансгрессия Тапес, Баренцево море, Кольский полуостров, голоцен.

Records of the tsunami in bottom sediments of the Murmansk coast lakes, Kola Peninsula

Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Tolstobrova A.N.

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Abstract. Horizons of disturbed occurrence of sediments have been discovered in several lake basins during research work in the area of the settlement of Teriberka and the valley of the Voronya river of the Murmansk coast of the Kola Peninsula. These horizons have been formed in result of a tsunami in the Holocene on the coast of the Barents Sea. The article presents data on position and pattern of occurrence of tsunamigenic sediments. A comprehensive study of these sediments (diatom analysis, radiocarbon dating) has been currently carried out. The obtained data will allow to determine the scale of distribution of one tsunami (if these sediments are of the same age), or to reveal the influence of several local tsunamis on the Barents Sea coast of the Kola Peninsula in the Holocene.

Key words: lake basins, tsunamigenic sediments, Tapes transgression, Barents Sea, Kola Peninsula, Holocene.

Введение

Изучение осадков озер на побережьях Кольского полуострова проводится с целью установления характера перемещения береговой линии моря (Колька и др., 2013; Толстобров и др., 2016; Corner et al., 1999; Corner et al., 2001; Snyder et al., 1997 и др.). При таких исследованиях в разрезе донных осадков одной из озерной котловины, расположенной в районе пос. Териберка, было обнаружено нарушенное залегание седиментов, представленных смесью песка, гиттии и растительных остатков (Толстобров и др., 2018). На основании комплексного литологического, микропалеонтологического изучения и геохронологического датирования (методом ^{14}C) было установлено, что формирование этих седиментов произошло в результате цунами в интервале времени 9240-7630 ^{14}C -лет назад. В Северной Атлантике в этом временном интервале известно проявление цунами, которое было вызвано подводным оползнем «Сторегга» в Норвежском море (Bondevik et al., 1997; Romundset, Bondevik, 2011). Вероятность того, что волна цунами могла достигнуть баренцевоморского побережья Кольского полуострова и оставить свой след в литологических последовательностях донных осадков озер, велика. Геологическим институтом КНЦ РАН для определения масштабов и более точного времени проявления цунами в пределах Мурманского берега Кольского полуострова были проведены комплексные исследования в 2017-2018 годах. В данной работе представлены новые данные об осадках цунами, обнаруженных в разрезах донных отложений нескольких озерных котловин в районах поселка Териберка и долины р. Воронья.

Район исследования и литологическое строение донных отложений исследованных озер

Изученные озерные котловины располагаются на севере Кольского полуострова в районах поселка Териберка (рис. 1 А) и долины р. Воронья (рис. 1 Б).

Озеро 1 ($N69^{\circ}10'37.1''$ $E 035^{\circ}04'53.6''$) расположено в 1.5 км на запад от пос. Териберка (рис. 1 А). Размер 300×130 м, площадь 0.039 км², максимальная глубина воды 2.5 м, озеро проточное. Высота порога стока 17 м относительно современного уровня моря. Результаты детального изучения осадков этого озера описаны в ранее опубликованной работе (Толстобров и др., 2018). В данной статье представлено краткое литологическое описание. В разрезе осадков озера вскрыта следующая последовательность слоев (здесь и далее описание снизу-вверх, глубина указана от поверхности воды в озере): (1) 634-580 см – алеврит с песком, серый, неслоистый, с единичными зернами гравия. На границе с вышележащими осадками отмечается прослой песка мощностью 1-2 мм; (2) 580-540 см – гиттия коричневая, переход в вышележащие осадки резкий, неровный. По данным диатомового анализа, морские виды отсутствуют в этом слое; (3) 540-529 см – песок с гиттией; представляет собой смесь серого песка и коричневой гиттии; снизу вверх количество песка уменьшается от ~90 % до 30-20 %; в верхней части интервала на глубине 535-529 см – гиттия с песком (около 20 %) и с макроостатками растений. В осадках зафиксировано резкое появление в большом количестве морских и солоноватоводных видов диатомей; (4) 529-524 см – гиттия коричневая, слоистая, с песком. Диатомовый анализ показал, что мезогалобы здесь составляют 5-9 %, галлофилы – 25-27 %, индифференты – 60-67 %; (5) 524-522 см – прослой серого песка. Состав диатомовой флоры аналогичен осадкам слоя 4; (6) 522-516 см – гиттия темно-коричневая, с остатками растений, песком и отдельными зернами гравия; (7) 516-250 см – гиттия коричневая, неслоистая.



Рис. 1. Район исследования и положение исследованных озерных котловин в районах пос. Териберка (А) и в долине р. Воронья (Б).

Fig. 1. Study area and location of the studied lake basins near the Teriberka settlement (A) and in the Voronya River valley (B).

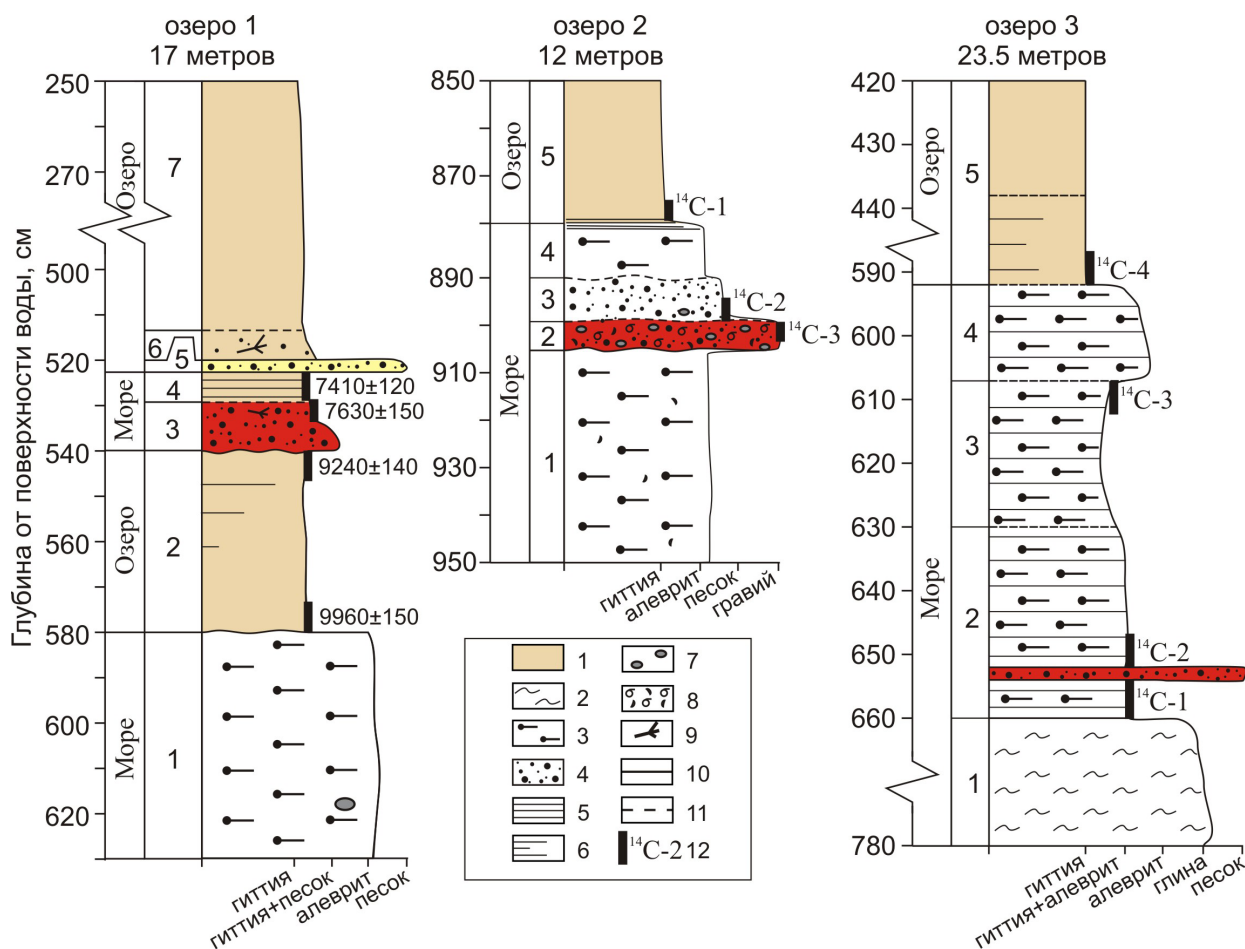


Рис. 2. Разрезы донных отложений изученных озерных котловин.

Красным цветом выделены осадки, которые были сформированы в результате цунами.

1 – гиттия, 2 – глина, 3 – алеврит, 4 – песок, 5 – слоистость, 6 – неясная слоистость, 7 – гравий/галька, 8 – обломки ракушек, 9 – растительные остатки, 10 – резкая граница, 11 – постепенная граница, 12 – интервалы осадков, отобранные на ¹⁴C-датирование.

Fig. 2. Sections of bottom deposits from the studied lake basins.

Deposits produced by tsunamis are marked in red.

1 – gyttja, 2 – clay, 3 – silt, 4 – sand, 5 – bedding, 6 – indistinct bedding, 7 – gravel/pebble, 8 – shell fragments, 9 – plant residues, 10 – abrupt boundary, 11 – gradual boundary, 12 – deposit interlayers sampled for the ¹⁴C-dating.

Озеро 2 (N69°09'57.5" E 035°13'59.6") расположено в 3 км на восток от пос. Териберка (рис. 1 А). Высота порога стока из озера 12 м относительно современного уровня моря. Озеро размером 830×250 м, площадью 0.2 км². Глубина воды в месте отбора керна 8.5 м. Озеро проточное, на юго-западе в него впадает небольшой ручей, сток происходит через ручей в северо-западной части. В разрезе установлена следующая последовательность осадков (рис. 2): (1) 950-906 см – алеврит коричневатого-серого цвета. В интервале отмечаются обломки раковин; (2) 906-899 см – интервал представлен смесью алеврита и песка с гравием, галькой. В данном прослое отмечается большое количество обломков раковин, встречаются целые раковины; (3) 899-890 см – интервал черного цвета, представленный песком с алевритом и с примесью органики. В нижней части интервала отмечены единичные зерна гравия; (4) 890-880 см – алеврит с песком, интервал серого цвета. На границе с вышележащими осадками отмечается интервал мощностью до 1 см с тонкой слоистостью, выделяются светло-серые, и темно-коричневые до черного слойки. Переход в вышележащие осадки постепенный; (5) 880-850 см – гиттия коричневого цвета, неслоистая, верхние 15 см разжижены.

Озеро 3 ($N69^{\circ}02'21.8''E35^{\circ}42'30.4''$) расположено на левом борту долины р. Воронья (рис. 1 Б). Озеро круглой формы, размер 310×190 м, площадь 0.059 км². Высота порога стока из озера 23.5 м относительно современного уровня моря. В западной части из озера вытекает ручей. В восточной части в озеро впадает маленькие ручейки, которые имеют сезонный сток. Берега залесены, восточный заболочен. Вскрыта следующая последовательность осадков (рис. 2): (1) $780-660$ см – глина серая с голубоватым оттенком, со слоями алеврита и м/з песка. На глубине $752-754$ отмечена линза серого песка; (2) $660-630$ см – тонкослоистый интервал алеврита и органики (гиттия). В интервале $654-652$ см прослой серого песка; (3) $630-607$ см – слой аналогичен слою 2, увеличивается количество органического материала. В интервале $607-612$ см отмечаются муаровые текстуры; (4) $607-592$ см – слоистый интервал, увеличивается количество алеврита. Вверх по разрезу постепенно слоистость исчезает, увеличивается количество органики. Переход в вышележащую гиттию постепенный; (5) $592-438$ см – гиттия с прослоями мощностью $5-7$ см, выраженных по изменению цвета. Цвет интервала от коричневого до зеленовато-коричневого; (6) $438-420$ см – гиттия темно-коричневая, монотонная.

Обсуждение данных

Результаты изучения разреза отложений *озера 1* показывают, что после освобождения ото льда прилегающая территория была затоплена морскими водами, при этом в котловине озера формировались осадки слоя (1). По данным радиоуглеродного датирования (рис. 2) около 9960 ¹⁴C–лет назад произошла изоляция озера от моря, но позже в результате морской трансгрессии Тапес оно было заполнено морскими водами, и опять стали накапливаться морские отложения. В их нижней части, накапливавшейся в интервале времени $9240-7630$ ¹⁴C–лет назад, установлено нарушение в залегании осадков, проявившееся в виде перемешивания песка, гиттии и растительных остатков (слой 3). В этом прослое выявлено резкое увеличение створок морских видов диатомовых водорослей. Формирование прослоя осадков с нарушенным залеганием возможно связано с последствиями воздействия цунами (возможно, цунами Storegga). При образовании прослоя цунамигенных отложений береговая линия моря находилась немного выше порога стока из озера, на современной абсолютной отметке около 18 м н.у.м.

В разрезе донных отложений *озера 2* вскрыты морские и современные пресноводные осадки. Долгое время озерная котловина представляла собой неровность морского дна. В это время происходило формирование алеврита (слой 1 на рис. 2). Формирование слоя 2 (рис. 2), представленного смесью алеврита и песка с гравием, галькой и большим количеством обломков раковин, происходило в результате резкого изменения в гидродинамике морского бассейна, то есть в результате цунами. Данный горизонт осадков находится в толще морских осадков, поэтому при его формировании уровень моря находился выше порога стока из озера 2 (выше 12 м). Можно предположить, что формирование цунамигенных осадков в озерных котловинах 1 и 2 происходило в результате одного и того же события, так как озера располагаются на небольшом расстоянии друг от друга, а положение границы береговой линии моря при формировании этих осадков в озерах оценивается на близких высотных отметках.

В разрезе осадков *озера 3* вскрыты морские и современные пресноводные осадки. Здесь в толще тонкослоистых осадков (слой 2), формирование которых происходило во время изоляции озера 3 от моря, обнаружен прослой песка мощностью 2 см. Появление песка связано с кратковременным изменением гидродинамического режима водоема. Возможно, волна, вызванная цунами в Баренцевом море, проникла вглубь континента по долине реки Воронья. В результате заплеска морской воды был размыв песчаный материал берегов и в дальнейшем переотложен в котловине озера. Береговая линия моря в долине р. Воронья при формировании песка располагалась на высотной отметке около 25 м. Судя

по небольшой мощности осадков в разрезе донных отложений, сила цунами в данном районе была небольшой. Вероятно, формирование данного песчаного горизонта по времени синхронно с формированием нарушенных горизонтов в озерах 1 и 2. Но нельзя исключать и возможность проявления локального катастрофического события в долине р. Воронья. В данный момент проводится лабораторное изучение проб (диатомовый анализ, радиоуглеродное датирование), на основании которого можно будет точно соотносить нарушенные горизонты осадков в этих озерных котловинах.

Заключение

Мурманский берег Кольского полуострова подвергся воздействию цунами в голоцене. Следы цунами обнаружены в разрезах донных отложений трех озерных котловин ба-ренцевоморского побережья. В данный момент вопрос о том произошло ли формирование этих осадков в результате одного и того же или различных событий остается открытым.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ГИ КНЦ РАН Вашкову А.А., Иванову А.Н., Носовой О.Ю., а также студентам СПбГУ Костроминой Н.А., Крикуновой А.И. за активное участие в полевых работах.

Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН (тема **0226-2019-0054**) при частичной поддержке гранта РФФИ №18-35-00054-мол_а.

Литература

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. Известия Российской академии наук. Серия географическая. М.Изд-во: Наука. 2013. № 1. С. 73–88.
2. Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ, 2016. Т. 19. №1/1. С.142–150.
3. Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П., Субетто Д.А. Возможные следы голоценовых цунами в озёрных донных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров, Россия) // Труды КарНЦ РАН. №9. Сер. Лимнология. Океанология. 2018. С. 92–102.
4. Bondevik S., Svendsen J.I., Mangerud J. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway // *Sedimentology*. 1997. V. 44. P. 1115–1131.
5. Corner G.D., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // *Boreas*. 1999. V. 28. №1. P. 146–166.
6. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 153–175.
7. Romundset A., Bondevik S. Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea // *Journal of Quaternary Science*. 2011. V. 26. № 5. P. 457-462.
8. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 329–346.

Литологические особенности озерных отложений в долине реки Воронья, Кольский полуостров, Россия

Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Вашков А.А., Носова О.Ю.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В августе 2018 г. в ходе комплексной экспедиции были проведены полевые палеолимнологические исследования в долине реки Воронья Кольского полуострова. Для всех озёр выполнен последовательный отбор кернов на всю мощность донных отложений, проведено литологическое описание и фотографирование седиментационных последовательностей, отобраны пробы для лабораторных анализов. Предварительные результаты исследования позволяют предположить, что в этих озёрах вскрыты отложения морского и современного озёрного происхождения. На основе предварительной интерпретации генезиса донных отложений изученных озер проведена реконструкция положения береговой линии Баренцева моря в долине реки Воронья.

Ключевые слова: озера, донные отложения, литология, долина реки Воронья, Кольский полуостров, голоцен.

Lithological features of lake sediments in the valley of the Voronya river, Kola Peninsula, Russia

Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Vashkov A.A., Nosova O.Yu.

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Abstract. During the complex expedition in August 2018, field paleolimnological studies were fulfilled in the valley of the Voronya river of the Kola Peninsula. For all lakes, core sampling was carried out for the full thickness of bottom sediments, lithological description and photographing of sedimentation sequences were carried out, and samples were taken for laboratory analyzes. Preliminary results of the study suggest that marine and lacustrine sediments have been identified in these lakes. Based on a preliminary interpretation of the genesis of the bottom sediments of the studied lakes, the position of the Barents Sea coastline in the Voronya river valley has been reconstructed.

Key words: lakes, bottom sediments, lithology, valley of the Voronya river, Kola Peninsula, Holocene.

Введение

Исследование донных отложений озерных котловин, расположенных на морском побережье, позволяет определить характер перемещения береговой линии моря и оценить амплитуду и скорость поднятия земной поверхности. Такие работы на баренцевоморском побережье Кольского региона были проведены в районах пос. Дальние Зеленцы (Snyder et al., 1997), г. Никель (Corner et al., 1999) и г. Полярный (Corner et al., 2001), в долине р. Тулома (Толстобров и др., 2015; 2016). Но при этом на побережье Кольского региона остается много районов, для которых нет данных об амплитуде и скорости поднятия земной поверхности. Одним из таких районов является долина р. Воронья (рис. 1). В данной статье приведены новые данные, полученные в результате полевых работ. На основе предварительной интерпретации генезиса донных отложений изученных озер проведена реконструкция положения береговой линии Баренцева моря.

Район исследования

Район исследования находится на севере Кольского региона, в районе долины р. Воронья (рис. 1 А), ниже Серебрянской ГЭС–2. Долина реки простирается с юга на север. Относительно краевых образований район исследования располагается в 6 км на восток от внешней полосы пояса П, формирование которого соотносится с похолоданием в древнем дриасе (Система..., 2010). Дневная поверхность района исследования представлена различными гранитоидами архейского возраста (Геологическая..., 1996). Рельеф в районе сильно расчлененный, с небольшими сопками и плато, имеющими абсолютную высоту до 240 м н.у.м. и крутые склоны. В долине реки отмечается ком-

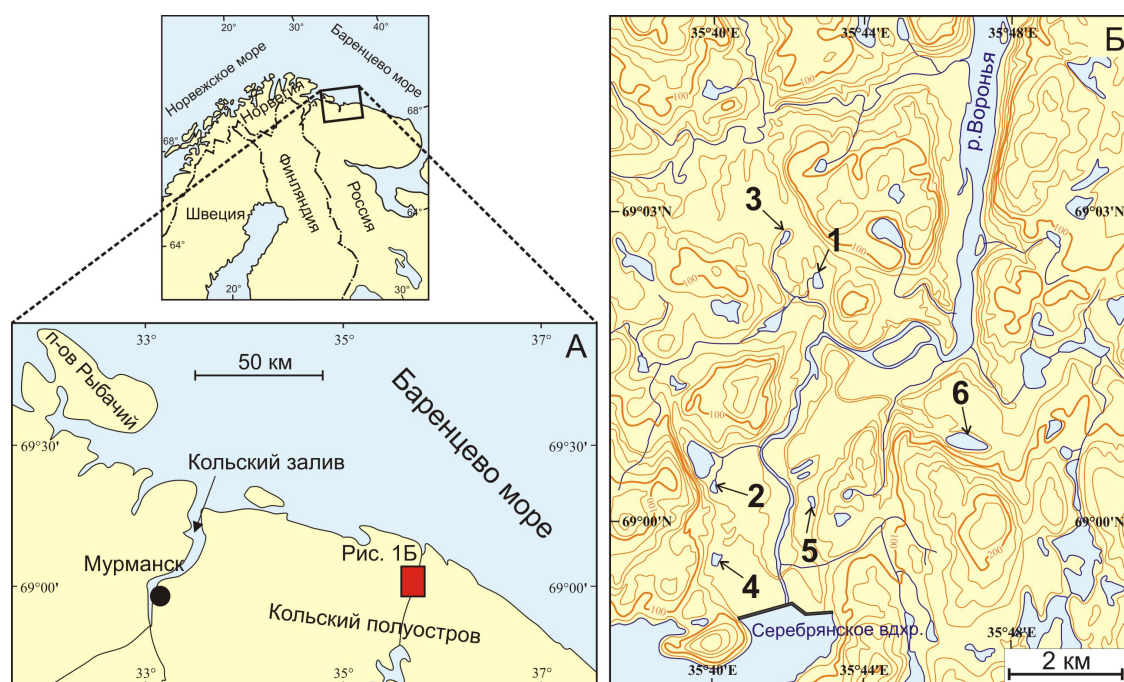


Рис. 1. Положение района исследования (А) и изученных озерных котловин в долине р. Воронья (Б).

Fig. 1. Location of the study area (A) and lake basins in the Voronya River valley (B).

плекс голоценовых морских террас, высота которых достигает примерно 57 м относительно современного уровня моря.

Летом 2018 годы методом изолированных бассейнов (Колька и др., 2013) здесь были изучены донные отложения шести озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 23.5 м до 56 м (рис. 1 Б).

Результаты литологического исследования осадков озер и реконструкция положения береговой линии Баренцева моря

В результате проведенных работ во всех озерных котловинах были вскрыты морские осадки, осадки переходные от морских к пресноводным, современные пресноводные отложения. Морские осадки в разрезе представлены разнородным серым песком с единичными зернами гравия, который вверх по разрезу сменяется светло-серым алевритом (в озерах 2-6 на рис. 2). В озерной котловине 1 морские осадки представлены голубовато-серыми глинами с линзами песка (озеро 1 на рис. 2). При поднятии земной поверхности происходила последовательная изоляция озерных котловин от морского бассейна. Во всех котловинах вверх по разрезу отмечается постепенный переход морских осадков к пресноводным. Осадки переходной зоны представлены алевритистой гиттией. После изоляции озера от моря в котловине устанавливался пресноводный режим осадконакопления, происходило формирование озерных осадков представленных гиттией. Для пресноводных отложений озер 1 и 2 был проведен анализ п.п.п. (потери при прокаливании). В результате данные анализа показали низкое содержание органического вещества (10-25 %) в этих осадках, что указывает на низкую биопродуктивность водоемов и суровые климатические условия в долине р. Воронья.

На основе предварительной интерпретации генезиса осадков изученных озер проведена реконструкция положения береговой линии Баренцева моря. Озеро 6, расположенное на высотной отметке 56 м, было изолировано раньше других исследованных озер, предположительно в конце позднего плейстоцена. В это время долина реки представляла собой залив моря (рис. 3 А) с глубинами более 60 метров. Море проникало вверх по долине реки на 35 км, до пос. Туманный. Ширина залива достигала более 2 км. Озеро 1, расположенное на высотной отметке 23.5 м, отделилось последним из серии изученных озерных котловин. В разрезе озера 1 отмечается мощная переходная зона (около 70 см). Большая мощность переходной зоны в этом озере указывает на то, что уровень моря долгое время нахо-

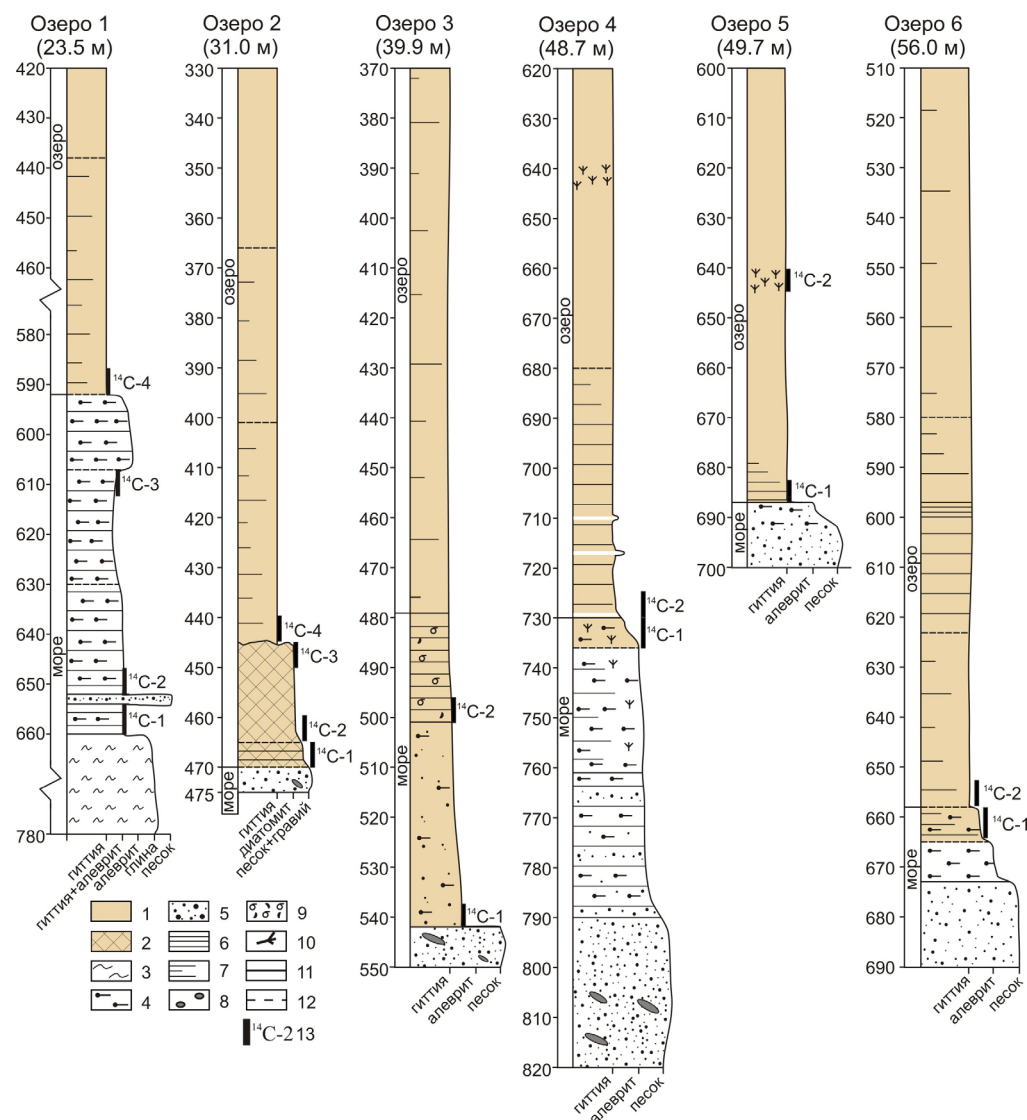


Рис. 2. Разрезы донных осадков озерных котловин, расположенных в долине р. Воронья.

1 – гиттия, 2 – диатомит, 3 – глина, 4 – алеврит, 5 – песок, 6 – слоистость, 7 – неясная слоистость, 8 – гравий\галка, 9 – обломки раковин, 10 – растительные остатки, 11 – резкая граница, 12 – постепенная граница, 13 – интервал на радиоуглеродное датирование.

Fig. 2. Sections of bottom deposits from the lake basins in the Voronya River valley.

1 – gyttja, 2 – diatomaceous, 3 – clay, 4 – silt, 5 – sand, 6 – bedding, 7 – indistinct bedding, 8 – gravel\pebble, 9 – shell fragments, 10 – plant residues, 11 – abrupt boundary, 12 – gradual boundary, 13 – interlayer for the radiocarbon dating.

дился на одной и той же высоте. Возможно, что формирование этих осадков происходило во время морской трансгрессии Тапес. В это время скорость поднятия земной поверхности и скорость эвстатического поднятия уровня моря были примерно одинаковые. Таким образом, зная время проявления трансгрессии Тапес на побережье Баренцева моря, можно предположить, что на высотной отметке около 23 м береговая линия моря в районе исследования находился в среднем голоцене. Площадь распространения морского залива в это время значительно уменьшилась (рис. 3 Б). Морской бассейн в это время проникал на 20 км вглубь континента до места, где в настоящее время расположена Серебрянская ГЭС–2.

Результаты

В результате в разрезах донных отложений озерных котловин были обнаружены осадки морского происхождения, которые постепенно сменяются современных озерными отложениями (гит-

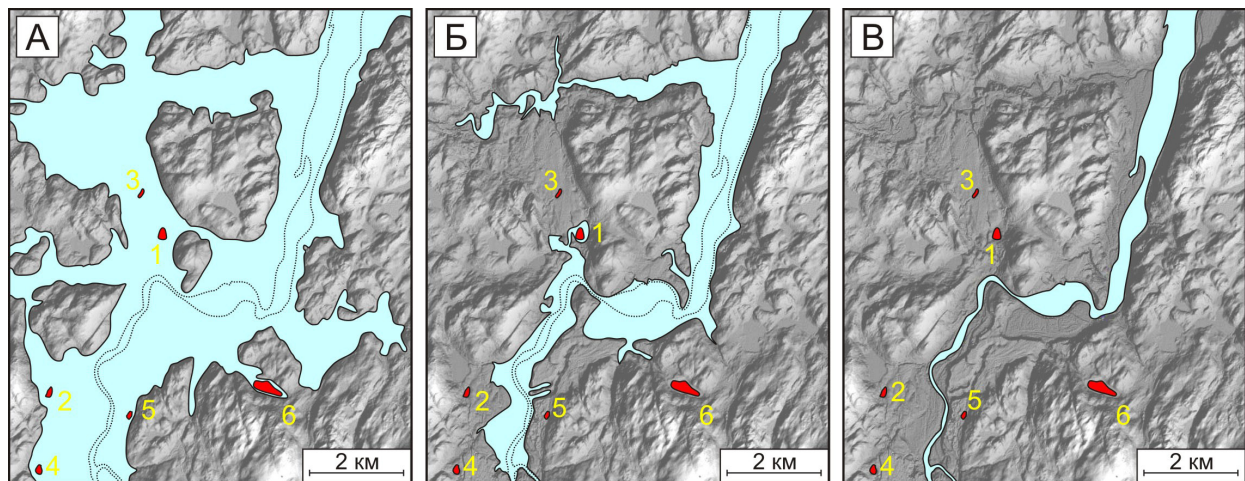


Рис. 3. Реконструкция положения береговой линии Баренцева моря в долине р. Воронья. Основой является цифровая модель рельефа ArcticDEM. Красным выделены изученные озерные котловины. А – положение береговой линии в конце позднего плейстоцена. Б – положение береговой линии в среднем голоцене. В – современный рельеф.

Fig. 3. Reconstruction of the Barents Sea coastline location in the Voronya River valley. It is based on the ArcticDEM digital surface model. The studied lake basins are marked in red. A – location of the coastline at the end of the Late Pleistocene. B – location of the coastline in the mid-Holocene. C – modern landscape.

тией). Граница морского бассейна в конце позднего плейстоцена находилась на высотной отметке примерно 60 м. В среднем голоцене береговая линия располагалась на высотной отметке 23 м. В разрезе озерной котловины 1 вскрыты осадки морской трансгрессии Тапес. Результаты последующего диатомового анализа позволят с большей достоверностью охарактеризовать историю развития как отдельных водоёмов, так и всего района исследования. Данные радиоуглеродного датирования помогут выполнить реконструкцию положения береговой линии Баренцева моря во времени.

Авторы выражают благодарность студентам СПбГУ Костроминой Н.А. и Крикуновой А.И. за активное участие в полевых работах.

Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН (тема 0226–2019–0054) при частичной поддержке гранта РФФИ №18–35–00054–мол_а.

Литература

1. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500 000. Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты. 1996.
2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. Известия Российской академии наук. Серия географическая. М. Изд-во: Наука. 2013. № 1. С. 73–88.
3. Система Белого моря. Т.1. Природная среда водосбора Белого моря. А.П. Лисицын, И.А. Немировская, В.П. Шевченко – ред. М. Изд-во: Научный мир. 2010. 479 с.
4. Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 142–150.
5. Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П. Постледниковое поднятие земной коры в северо-западной части Кольского региона // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 295–306.
6. Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // *Boreas*. 1999. V. 28. № 1. P. 146–166.
7. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P.153–175.
8. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 329–346.

Формы проявления термального воздействия интрузивов базитов на вмещающие породы и возможные причины их различия на примерах северо-восточной части Балтийского щита

Травин В.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, vetr@list.ru

Аннотация. В статье рассматриваются гранофировые граниты (полностью переплавленные породы), в разной степени расплавленные породы с гранофировыми структурами и гранитоиды с гранобластовыми структурами, подобными структурам роговиков. Обсуждаются возможные причины различий термального воздействия интрузий базитов. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что степень плавления вмещающих пород с образованием гранофировых структур зависит от флюидного режима и температуры вмещающих пород во время внедрения базитовых интрузивов, а роговиковоподобные структуры не являются надежными признаками термального воздействия интрузивов базитов.

Ключевые слова: базиты, термальное воздействие, гранитоиды, гранофировые структуры, роговики.

Varieties of thermal impact of basic rocks intrusions on host rocks and possible reasons of their difference on examples of the north-eastern Basic Shield

Travin V.V.

Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, vetr@list.ru

Abstract. Granophyric granites (completele melted host rocks), partly (in different degrees) melted rocks with granophiric textures and granitoids with hornfels-like textures are examined in the paper. Different causes of the different thermal influence of basic rocks intrusions are discussed. The data show that the degree of host rocks melting registered in granophiric textures depends on the fluid regime and temperature of host rocks at the time of intrusion, but hornfels-like textures are not direct indicators of thermal influence of basic rocks intrusions.

Key words: basic rocks, thermal influence, granitoids, granophyric texture, hornfels.

Интрузивные тела базитов далеко не всегда вызывают плавление вмещающих гранитоидов, несмотря на то, что температура кристаллизации магм основного состава значительно выше температуры плавления гранитов. Более того, очевидные петрографические признаки термального воздействия базитов на вмещающие породы, в качестве которых рассматриваются гранофировые структуры пород и роговики (Полканов, 1955; Елисеев, 1963), не повсеместны.

Эффективными примерами плавления вмещающих пород в результате теплового воздействия интрузивов базитов в пределах рассматриваемой части Балтийского щита являются гранофировые граниты около массива Ципринга и близ восточного окончания оз. Паанаярви. Пространственно они приурочены к крупным телам раннепротерозойского комплекса лерцолитов–габброноритов (КЛГН) с возрастом около 2.5 млрд. лет (Ефимов, Каулина, 1997 и др.) и, по-видимому, генетически связаны с ними, являясь результатом переплавления вмещающих пород. В районе восточного окончания оз. Паанаярви среди слоистых пород карельского (PR₁) комплекса, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, гранофировые граниты слагают массив площадью около 0.5 кв. км (Травин, 1991). Относительно слабая переработка вне массива гранофировых гранитов выражается в локальном образовании гранофировых сростаний кварца и плагиоклаза в слабоизменной структуре пород (рис. 1 А). Глубокая переработка приводит к образованию лейкократовых гранитов с идиоморфными зернами плагиоклаза и окружающими их гранофировыми каймами, занимающими большую часть объема породы (рис. 1 Б). Различный состав гранофировых гранитов района восточного окончания оз. Паанаярви свидетельствует об их образовании по породам разного состава. К такому же выводу на основе данных изучения гранофировых гранитов в экзоконтак-

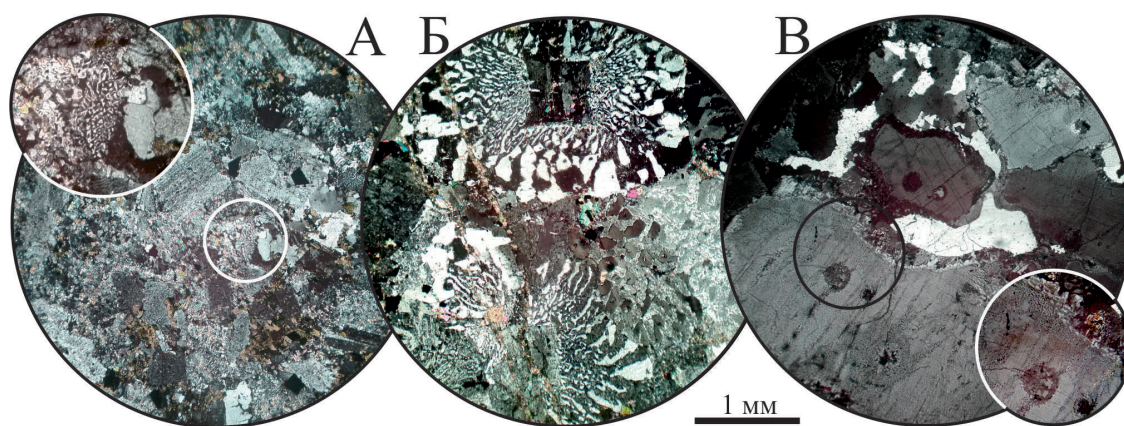


Рис. 1. Гранофировые структуры пород из зон термального воздействия интрузивов базитов. А, Б – Различные степени палингенеза пород близ крупного массива КЛГН, район восточного окончания озера Паанаярви. А – андезитовый порфирит с локально проявленным гранофиром – продуктом его частичного плавления. Б – палингенный гранофировый гранит – результат переплавления первичной породы (кварцевого порфира (?)). В – реакционные гранофировые каймы на границах и внутри (врезка) зерен плагиоклаза в гнейсограните из экзоконтакта дайки района порта Гремиха.

Fig. 1. Granophyric textures of rocks from zones of basic intrusion thermal influence. А, Б – Different degrees of rocks palingenesis near large gabbro intrusion, Paanajarvi lake area. А – Andesitic porphyrite with local (in situ) granophyre – result of partial melting of rock. Б – Granophyric granite – result of complete melting of quartz porphyry (?). В – Granophyric border rims of plagioclase and quartz grains in gneiss near the dyke contact.

товых зонах массивов Ципринга и Кивакка КЛГН пришли ранее В.В. Сидоренко, В.В. Фиженко и К.А. Шуркин (Геология и магматизм..., 1974).

Примером экзоконтактовых пород базитовых интрузивов с отсутствием явных петрографических признаков термального воздействия базитов служат гнейсограниты в экзоконтакте крупной дайки габбро между портом Гремиха и городом Островной. Фанерозойская (?) дайка сложена диабазами с магматической структурой, имеет мощность более 15 м, двухметровую зону закалки, породы которой в эндоконтакте представлены вулканическим стеклом с включениями мелких зерен плагиоклаза и клинопироксена. Гнейсограниты в экзоконтакте – обычные для района среднезернистые породы со слабо проявленной гнейсовидностью.

Отсутствие признаков термального воздействия интрузивов базитов на «легкоплавкие» гранитоиды легко объяснимо в случаях, когда породы испытали совместные наложенные, оторванные во времени от акта внедрения, интенсивные синметаморфические деформации с образованием новых метаморфических текстур гранитоидов, облекающих тела базитов. Такая ситуация обычна для восточной части Балтийского щита, испытавшей синдеформационный метаморфизм на заключительной, свекофеннской (1.9-1.8 млрд. лет назад), стадии своего структурно-метаморфического формирования.

Но при наложении низкотемпературного метаморфизма, не вызывающего полной перекристаллизации пород, в гранитоидах экзоконтактов базитовых интрузивов гранофировые структуры могут сохраняться. На рис. 1 В представлены гранофировые срастания на контактах зерен минералов в гнейсограните экзоконтакта недеформированной раннедокембрийской дайки района порта Гремиха. Связь гранофировых структур в гнейсограните с дайками базитов в подобных случаях представляется очевидной.

При отсутствии интенсивных деформаций, признаки термальной переработки вмещающих гранитоидов могут также сохраняться и в условиях высокотемпературного наложенного метаморфизма. Это касается и Беломорского подвижного пояса, породы которого испытали свекофеннский метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Среди примеров – породы контактовой зоны интрузива Юдомнаволок-Кузема, где гранофировые срастания кварца и полевых шпатов отмечены как в габброноритах эндоконтакта, так и во вмещающих гранитоидах, испытавших термальное воздей-

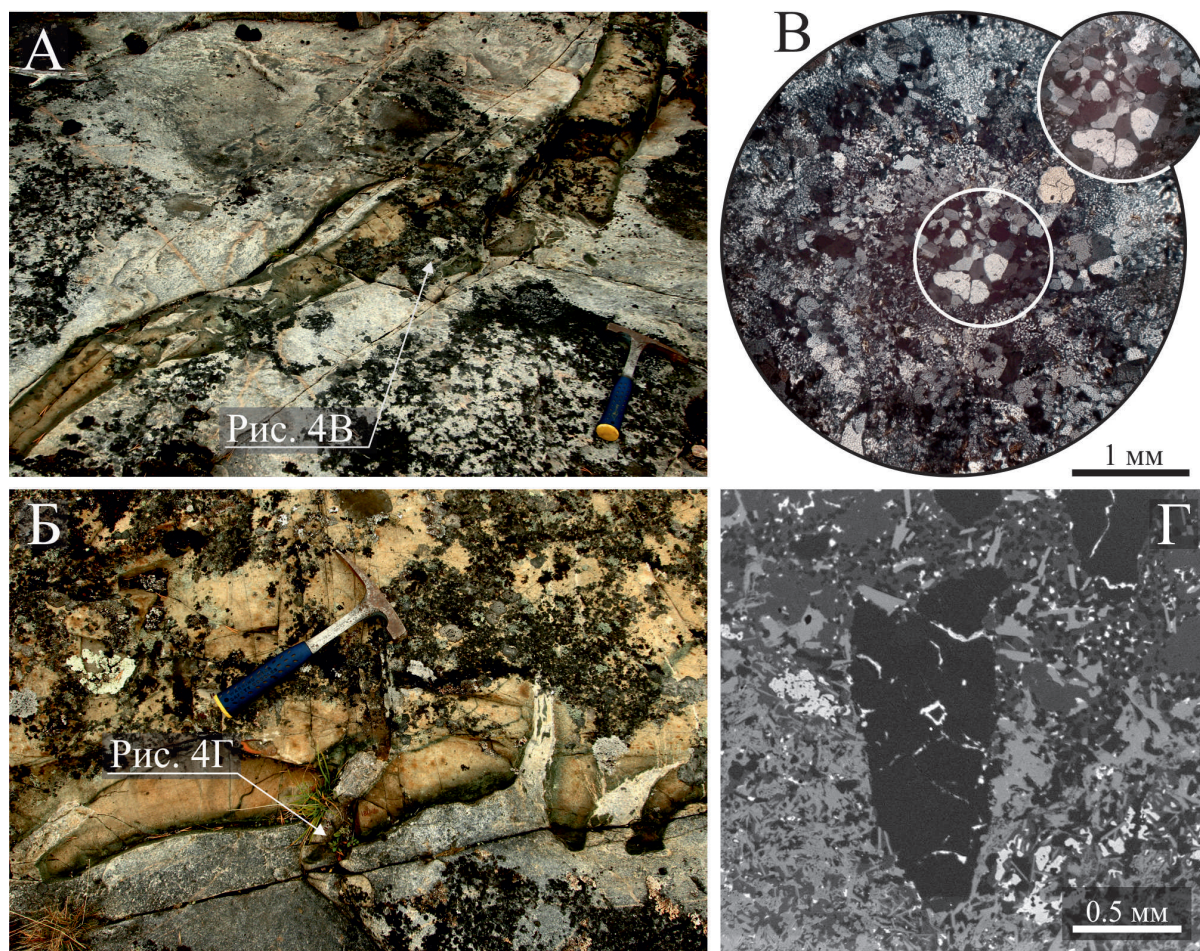


Рис. 2. Структурные особенности гранитов в экзоконтактах апофиз дайки габбронорита КЛГН, район села Гридино. А, Б – массивные граниты на контактах с мелкой (А) и крупной, мощностью 4 м, апофизы (Б). В–Г – структуры пород. В – структура гранита. Мономинеральные агрегаты зерен плагиоклаза в тонкозернистом гранофире – псевдоморфозы по более крупным зернам плагиоклаза. Г – мономинеральный агрегат зерен кварца на границе сильно измененного габбронорита (внизу) и гранита (вверху).

Fig. 2. Structural peculiarities of granites in exocontacts of gabbro-norite dyke apophyses, Gridino village area. A, B – Massive granites around small apophysis (A); contact of granites with thick (4 m width) apophyses (B). B, Г – Textures of rocks. В – Texture of granite. Monomineralic plagioclase aggregates in fine-grained granophyres – pseudomorphs of primary bigger grains of plagioclase (?). Г – Monomineralic quartz aggregate at the border of metamorphosed gabbro-norite (at the bottom) and granite (at the top).

ствие массива (Степанов, 1981). Схожие контактовые преобразования гранитоидов, сохранившиеся при наложенном метаморфизме амфиболитовой фации, выявлены на контактах некоторых деформированных даек габброноритов КЛГН в районе села Гридино, Карельский берег Белого моря (рис. 2). Макроскопически преобразования вмещающих пород выражены в перекристаллизации пород с утратой гнейсовидности: гнейсограниты преобразованы в основном в граниты гранат-биотит-кварц-полевошпатового состава с массивной текстурой (рис. 2 А, Б). Структуры пород разнозернистые (рис. 2 В). В тонкозернистом гранофире неравномерно распределены мелкозернистые кварцевые и плагиоклазовые агрегаты, вероятно, представляющие собой псевдоморфозы по более крупным зернам плагиоклаза и окружены тонкозернистыми гранофирowymi каймами (рис. 2 В). В гранитах присутствуют вытянутые, в том числе и субпараллельные, и изометричные мономинеральные агрегаты кварца. Местами агрегаты кварца пересекают контакты гранита и метагаббронорита (рис. 2 Г). Пластинки биотита в гранитах не имеют предпочтительной ориентировки. Такие особенности структур гранитов, не проявленные на удалении от даек, свидетельствуют об их образовании в результате теплового воздействия даек.

Гранитоиды с простыми полигональными формами зерен (с гранобластовыми структурами, подобными структурам роговиков) встречаются в экзоконтактах даек довольно часто. Такую структуру имеют, например, гнейсограниты в экзоконтакте крупной (около 30 м мощности) дайки габбронорита КЛГН района села Гридино (рис. 3 А), но структура гнейса ксенолита (1×2 м) во внутренней части этой дайки иная (рис. 3 Б). Гнейсы на значительном удалении от этой дайки (рис. 3 В) по структуре схожи с породами экзоконтакта, что делает сомнительной обусловленность роговиково-подобной структуры гранитоида в экзоконтакте дайки тепловым воздействием базитового магматического расплава. Поэтому гранобластовые структуры представляются ненадежными индикаторами теплового воздействия интрузирующих тел базитов.

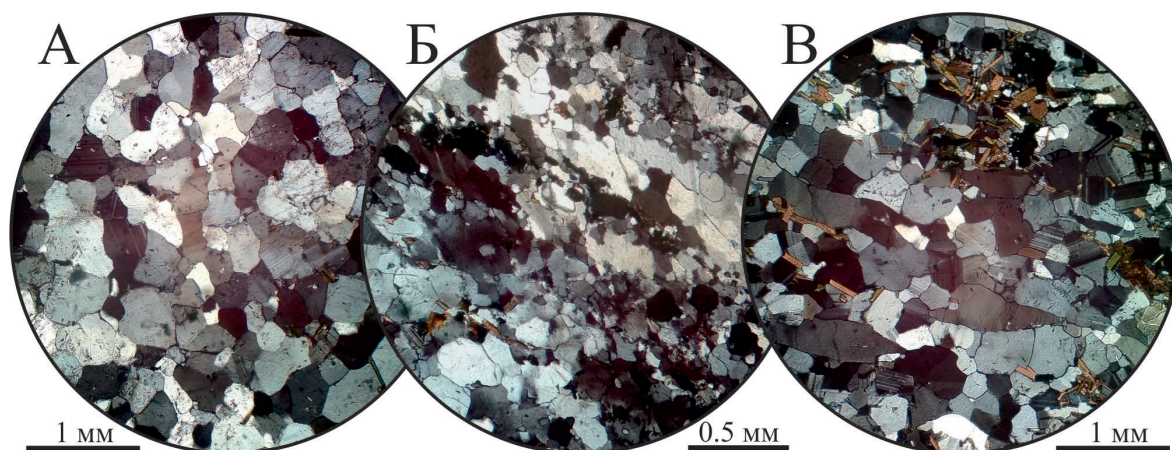


Рис. 3. Структуры гранитоидов в зоне и вне зоны воздействия дайки. А – роговиковоподобная структура биотитового гнейсогранита в экзоконтакте крупной дайки габбронорита КЛГН района села Гридино. Б – структура гранат-биотитового гнейсогранита в ксенолите из внутренней части дайки. В – структура биотитового гнейсогранита на удалении 0.1 км от этой дайки.

Fig. 3. Granitoid textures near and far from the gabbro-norite dyke. А – Hornfels-like texture of biotite gneiss garnet in the exocontact of gabbro-norite in the Gridino area. Б – The texture of garnet-biotite gneiss granite in xenolith from inner part of the dyke. В – Texture of biotite gneiss garnet over a distance of about 0.1 km from the contact of the dyke.

Причины различий термального воздействия базитовых интрузивов не очевидны. В случаях отсутствия явных петрографических признаков термального воздействия «по умолчанию» это связывается с «сухими» условиями при внедрении интрузивов, либо с теплоизолирующими свойствами зон закалки интрузивов.

Флюид рассматривается как неперемный участник процессов плавления гранитоидов (Полканов, 1955), при увеличении количества которого температура плавления гранитоидов снижается (Саранчина, Шинкарев, 1967). При том, что базитовый расплав рассматривается как источник флюидов (Полканов, 1955 и др.), с «флюидных позиций» не ясно, почему несовместны процессы палингенеза гранитоидов в эндоконтактах крупных даек.

Теплоизолирующий эффект зон закалки даек объясняется, например, моделью формирования силла с оболочкой (зоной закалки) при повторяющемся поступлении расплава в его центр, объясняющей малый ореол термического воздействия интрузива (30-60 % его толщины) и температуру в зоне контакта интрузивного массива с вмещающими породами на 200-500 °С ниже температуры магматического расплава (Галушкин, 1999). Эти теоретические построения объясняют «отсутствие признаков эффективного преобразования пород в контактовых зонах многих даек и силлов» и некорректность «модели мгновенной «интрузии», согласно которой «интрузия может вызывать существенное влияние на созревание пород, удаленных на расстояние 1-1.5 толщин интрузии» (там же, с. 1197).

Кроме того, теплоемкость минералов базитов меньше теплоемкости минералов гранитоидов (Петрушин, Попов, 2011), что определяет относительно невысокий тепловой ресурс остывающих

базитов. Однако, в случае, когда крупная дайка базитов в центральной своей части содержит небольшой ксенолит гранитоидов, объяснение отсутствия в нем очевидных признаков термического воздействия базитового расплава (рис. 3 Б) с позиций теплоизолирующего эффекта пород эндоконтакта либо малой теплоемкости базитов представляется проблематичным.

Изучение в различной степени деформированных даек Западного Прибайкалья, сложенных базитами с хорошей сохранностью магматических структур и окруженных «рубашками» пегматоидных гранитов привело исследователей Ольхонской коллизионной системы к выводу о синметаморфическом внедрении даек базитов (Скляров и др., 2001). По их мнению, выплавление значительного количества гранитов, образующих «рубашки» даек «маломощными субвертикальными инъекциями долеритов ($T=1100-1300^{\circ}\text{C}$) возможно только в случае, если температура среды близка к субэвтектической для гранитного расплава» (там же, с. 525).

Для случая, иллюстрированного рисунком 2, по-видимому, именно высокая температура вмещающих гранитоидов стала причиной их преобразований при тепловом воздействии внедрявшейся дайки. В пользу синметаморфического внедрения дайки свидетельствуют и структурные особенности апофиз (рис. 2 А, Б), необъяснимые наложенными, оторванными во времени от этапа внедрения дайки, деформациями. Но такое объяснение не является универсальным: наиболее эффектный пример палингенного преобразования пород, иллюстрированный рисунком 1 Б, представлен гранитами, слагающими массив среди пород, метаморфизованных в условиях низкотемпературной фации зеленых сланцев, и удаленный от интрузива базитов на расстояние около 1 км.

Глубина термальной переработки определяется, по-видимому, действием разных факторов, роль каждого из которых может быть различной. Рассматриваемые примеры представляется логичным объяснить следующим образом. Выплавки палингенных гранитов среди слоистых пород карельского комплекса, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, вероятно, связаны с метаморфизмом и высокой флюидонасыщенностью карельских пород во время внедрения и остывания интрузива базитов. Характер и масштабы контактово-термальных преобразований гранитоидов определяются их температурой (прогревом), отражающей глубину внедрения массивов базитов. В любом случае, термальные преобразования вмещающих пород, вызванные интрузиями базитов, являются индикаторами геодинамических обстановок.

Работа выполнена в рамках базовой темы НИР № АААА-А18-118020290084-7 Института геологии КарНЦ РАН при частичной поддержке РФФИ (грант № 17-05-00329).

Литература

1. Галушкин Ю.И. Термический ореол интрузии и возможный механизм ее вмещения в осадочный разрез поднятия Кэйп-Верде // Геохимия. 1999. №11. С. 1197–1205.
2. Ефимов А.А., Каулина Т.В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пухта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): тез. докл. Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 1997. С. 31.
3. Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра. 1963. 428 с.
4. Петрушин Г.И., Попов В.Г. Теплофизические свойства вещества Земли. Учебное пособие. Ч. 1. М. Изд-во: Физический факультет МГУ. 2011. 68 с.
5. Полканов А.А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия–иотния южной части Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 5. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1955. С. 5–43.
6. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л. Изд-во: Недра. 1967. 324 с.
7. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. Академии наук. 2001. Т. 381. № 4. С. 522–527.
8. Травин В.В. Раннекарельские граниты Паанаярвинской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Опер.-информ. материалы за 1990 г. Петрозаводск: Карельский НЦ АН СССР. 1991. С. 8–10.
9. Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д., Сидоренко В.В., Фиженко В.В., Берковский А.Н., Шустова Л.Е. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л. Изд-во: Наука. 1974. 184 с.

Структура цементного камня, модифицированного нанодисперсной титаносодержащей добавкой

Тюкавкина В.В., Цырятьева А.В.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева ФИЦ КНЦ РАН, tukav_vv@chemy.kolasc.net.ru

Аннотация. Изучено влияние диоксида титана, полученного из отработанного при очистке стоков с цветными тяжелыми металлами сорбента, на процессы структурообразования портландцементного камня. При помощи РФА и ДТА выявлено, что введение в состав цементной композиции нано-TiO₂ оказывает ускоряющее действие на гидратацию силикатов кальция, образование гидросиликатов кальция и способствует уменьшению содержания портландита. Структура цементного камня, модифицированного нанодисперсным диоксидом титана, характеризуется присутствием на его поверхности пластинок титаната кальция, а также наличием в микропорах более развитых игольчатых кристаллов гидросиликатов кальция и волокон тоберморитового геля, которые способствуют снижению дефектности структуры, повышению плотности и прочности цементного камня.

Ключевые слова: диоксид титана, структурообразование, гидратация, цементный камень, прочность, плотность.

The structure of the cement stone modified by nanodispersed titanium-bearing additive

Tyukavkina V.V., Tsyryatyeva A.V.

Tananaev Institute of Chemistry – Subdivision of the Federal Research Centre Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Science Centre of Russian Academy of Sciences (FRC KSC RAS), tukav_vv@chemy.kolasc.net.ru

Abstract. The effect of titanium dioxide, obtained from the sorbent used to treat wastes with non-ferrous heavy metals on the structure formation of a Portland cement stone was studied. With the help of X-ray diffraction analysis and DTA, it is revealed that the introduction of nano-TiO₂ into the cement composition has an accelerating effect on the hydration of calcium silicates, the formation of calcium hydrosilicates and contributes to a decrease in the content of portlandite. The structure of the cement stone modified with nanodispersed titanium dioxide is characterized by the presence of calcium titanate plates on its surface, as well as by the presence of more developed needles of calcium hydrosilicates and tobermorite gel in micropores that reduce the structure's defectiveness, increase the density and strength of the cement stone.

Key words: titanium dioxide, structure formation, hydration, cement stone, durability, density.

Одним из эффективных способов получения строительных конгломератов с уникальными физико-химическими свойствами является модификация структуры путем введения нанодисперсных добавок. Лучшее понимание структуры цементного камня помогает влиять на характеристики и процессы, связанные с производством и использованием строительных материалов, и является важным инструментом в создании строительных материалов с заданными специальными свойствами. Большинство работ в области применения наночастиц для направленного улучшения характеристик бетона связано с применением нано-SiO₂, проведена большая работа по использованию нано-TiO₂ (Копаница и др., 2016; Li et al., 2016).

В качестве добавки нано-TiO₂ применяется для самоочищающегося бетона, способного обеспечивать чистоту воздушного бассейна мегаполисов. Результаты лабораторных исследований свидетельствуют о высокой эффективности данных материалов при нейтрализации различных газообразных выбросов, загрязняющих воздух, таких как NO_x, CO и др. (Macphree et al., 2016; Ляпидевская и др., 2014). Фотокаталитические бетоны уже применяются в Европе, Японии, США. Кроме того нано-TiO₂ может ускорить гидратацию портландцемента, улучшить прочностные характеристики, повысить износостойкость бетона (Вила Гомез, 2013). Проведенными ранее исследованиями

установлено, что порошок нанодисперсного диоксида титана, полученный из отработанного сорбента, упрочняет цементный камень и придает ему способность к самоочищению за счет фотохимической активности введенной добавки (Тюкавкина и др., 2016). Однако, для эффективного, целенаправленного управления процессом структурообразования необходимо изучить процессы, происходящие при твердении цементного камня, модифицированного нано-TiO₂, и установить роль добавки в формировании структуры бетона.

В задачу данного исследования входило изучение влияния добавки диоксида титана, полученного из отработанного при очистке стоков с цветными тяжелыми металлами сорбента на процессы твердения и фазовый состав продуктов гидратации портландцементного камня.

Порошок диоксида титана, используемый для исследований в качестве добавки в цемент был получен из отработанного гранулированного сорбента, который использовался при очистке жидких стоков от катионов Co²⁺ (Gerasimova et al., 2013; Герасимова и др., 2015). Разрушенные в процессе эксплуатации гранулы подвергали термообработке при 75 °С. Порошок диоксида титана содержал 70.3 мас. % TiO₂ в виде анатаза, 4.7 мас. % CoO, остальное вода. Удельная поверхность (S_{уд.}) диоксида титана составляла 248 м²/г, объем пор – 0,167 см³/г, размер частиц (расчетный по S_{уд.}) 6.2 нм. В качестве вяжущего использовали цемент СЕМ II/A-V 42.5R (Норвегия).

Для изучения процессов происходящих при твердении цементного камня, модифицированного добавкой нанодисперсного диоксида титана из цементного теста нормальной плотности готовили образцы размерами 2×2×2 см, которые твердели при температуре 20±2 °С и относительной влажности воздуха 90-95 %. Для предотвращения агломерации и максимального разделения частиц TiO₂ в объеме цементной матрицы порошки предварительно подвергали ультразвуковому диспергированию в водной среде в течение 10 минут при помощи ультразвукового диспергатора УЗД 2-0,1/22, генерирующего ультразвуковое поле с частотой 22 кГц и мощностью 0.2 Квт. При приготовлении образцов полученную при диспергировании суспензию смешивали с цементом в лабораторном автоматическом смесителе. Через определенные промежутки времени образцы испытывали на прочность при сжатии, затем из центра образца отбирали часть материала для дальнейших исследований.

Фазовый состав гидратированных материалов определяли с помощью рентгенофазового и дифференциально-термического методов анализа. Рентгенограммы снимали на приборе ДРОН-2 со скоростью 2 град/мин в диапазоне 2Θ=6-180°. Дифференциально-термический анализ проводили на приборе системы Ф. Паулик, И. Паулик, Л. Эрдеи (ОД 102-568/с). Структуру затвердевшего материала и состав фаз изучали при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO 420 фирмы «ZEISS» (Германия) оснащённом энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 400 фирмы «OXFORD Instrument» (Великобритания).

Изучение физико-химических процессов гидратации и продуктов твердения цементного камня модифицированного добавкой диоксида титана при помощи рентгенофазового, термографического (ДТА) анализов показали, что нанодисперсные частицы TiO₂ оказывают ускоряющее действие на гидратацию силикатов кальция с образованием гидросиликатов кальция. По данным рентгенофазового анализа при введении нанодисперсной добавки TiO₂ на дифрактограмме наблюдается уменьшение рефлексов клинкерных минералов и увеличение рефлексов, принадлежащих гидросиликатам кальция (CSH), а также уменьшение интенсивности пика портландита (Ca(OH)₂) (рис. 1).

Выполненный дифференциально-термический анализ согласуется с результатами РФА. Потери массы цементного камня, связанные с дегидратацией портландита, гидросиликатов кальция и этtringита, определенные по кривым ТГ ДТА приведены в таблице 1. На всех дифференциально-термических кривых в интервале 120-140 °С присутствует ярко выраженный эндотермический эффект, свидетельствующий о частичной дегидратации фазы CSH, этtringита и в области температур 490-500 °С эндозэффект, соответствующий разложению портландита. Как видно из приведенных в таблице данных, в образцах, содержащих TiO₂, наблюдается увеличение потери массы гигроскопичной воды, что указывает на повышенное содержание гидросиликатов кальция и этtringита, а также уменьшение потери массы при температуре 490 °С, соответствующей разложению портландита, все это способствует повышению прочности и плотности цементного камня (табл. 1).

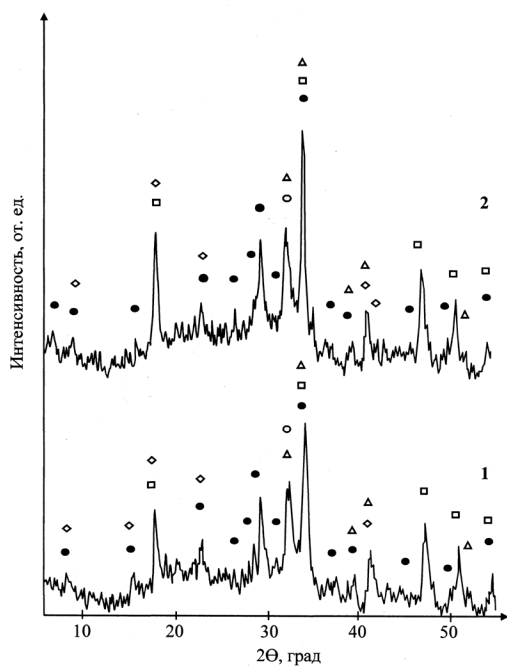


Рис. 1. Рентгенограммы образцов цементного камня после 28 сут. твердения, содержащего 2 мас. % TiO_2 (кривая 1) и контрольного состава (кривая 2); ● – гидросиликаты, Δ – белит, □ – портландит, ◇ – этtringит, ○ – алит.

Fig. 1. XRD-patterns of cement stone samples after 28 days of hardening, using 2 wt. % TiO_2 (curve 1) and control composition (curve 2); ● – hydrosilicates, Δ – belite, □ – portlandite, ◇ – ettringite, ○ – alite.

на, характеризуется присутствием на его поверхности пластинок титаната кальция, а также наличием в микропорах более развитых игольчатых кристаллов гидросиликатов кальция и волокон тоберморитового геля, которые способствуют повышению плотности цементного камня и снижению дефектности структуры.

Таблица 1. Термографические исследования цементного камня, модифицированного добавкой нанодисперсного диоксида титана (Δm – общая потеря массы при прокаливании, Δm_{H_2O} – потеря массы гигроскопичной воды, $\Delta m_{Ca(OH)_2}$ – потеря массы при разложении портландита).

Table 1. Thermographic studies of the cement stone modified with addition of nanosized titanium dioxide (Δm – total mass loss on ignition, Δm_{H_2O} – mass loss of hygroscopic water, $\Delta m_{Ca(OH)_2}$ – mass loss during the decomposition of portlandite).

Кол-во добавки, мас. %	Время твердения, сут.	Δm , %	Δm_{H_2O} мас. %	$\Delta m_{Ca(OH)_2}$ мас. %	Эндоэффекты при температуре, °С	Прочность при сжатии, МПа	Плотность, г/см ³
0	3	23.62	6.90	2.70	120. 500	65.7	2.11
	7	24.14	8.36	2.01	125. 490	77.8	2.12
	28	25.7	9.46	2.03	125.490	81.9	2.13
2	3	22.05	8.28	1.34	130. 490	89.9	2.14
	7	22.42	8.97	1.38	130. 490	93.6	2.17
	28	22.51	10.07	1.32	140. 495	97.6	2.18

Методом электронной микроскопии установлено, что при введении диоксида титана в состав цемента происходит снижение дефектности структуры и повышение плотности цементного камня (рис. 2 а, 2 б). Это связано с тем, что структура цементного камня характеризуется наличием в микропорах более развитых игольчатых кристаллов гидросиликатов кальция и волокон тоберморитового геля, которые армируют поры (рис. 2 в, 2 г). Добавка нанодисперсных частиц анатаза способствует росту игольчатых новообразований гидросиликатов кальция. Так, длина иглообразных кристаллов в порах цементного камня, модифицированного $nano-TiO_2$, составляет 9-15 мкм, в то время как в порах цементного камня контрольного состава – 3-6 мкм. На поверхности композиции с добавкой $nano-TiO_2$ наблюдаются пластинки титаната кальция переменного состава $xCaO \cdot TiO_2 \cdot yCoO$, где $x=0.14-0.26$, $y=0.03-0.05$ (рис. 3). Наличие в порах игольчатых кристаллов гидросиликатов кальция, волокон тоберморитового геля и присутствие пластинок титаната кальция на поверхности способствуют повышению прочности цементного камня (Богач и др., 2011).

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что порошок нанодисперсного диоксида титана, полученный из отработанного сорбента, содержащего соединения кобальта, играет в составе цементной композиции роль модификатора, ускоряющего процесс гидратации силикатов кальция и образование гидросиликатов кальция. Структура цементного камня, модифицированного нанодисперсным диоксидом титана,

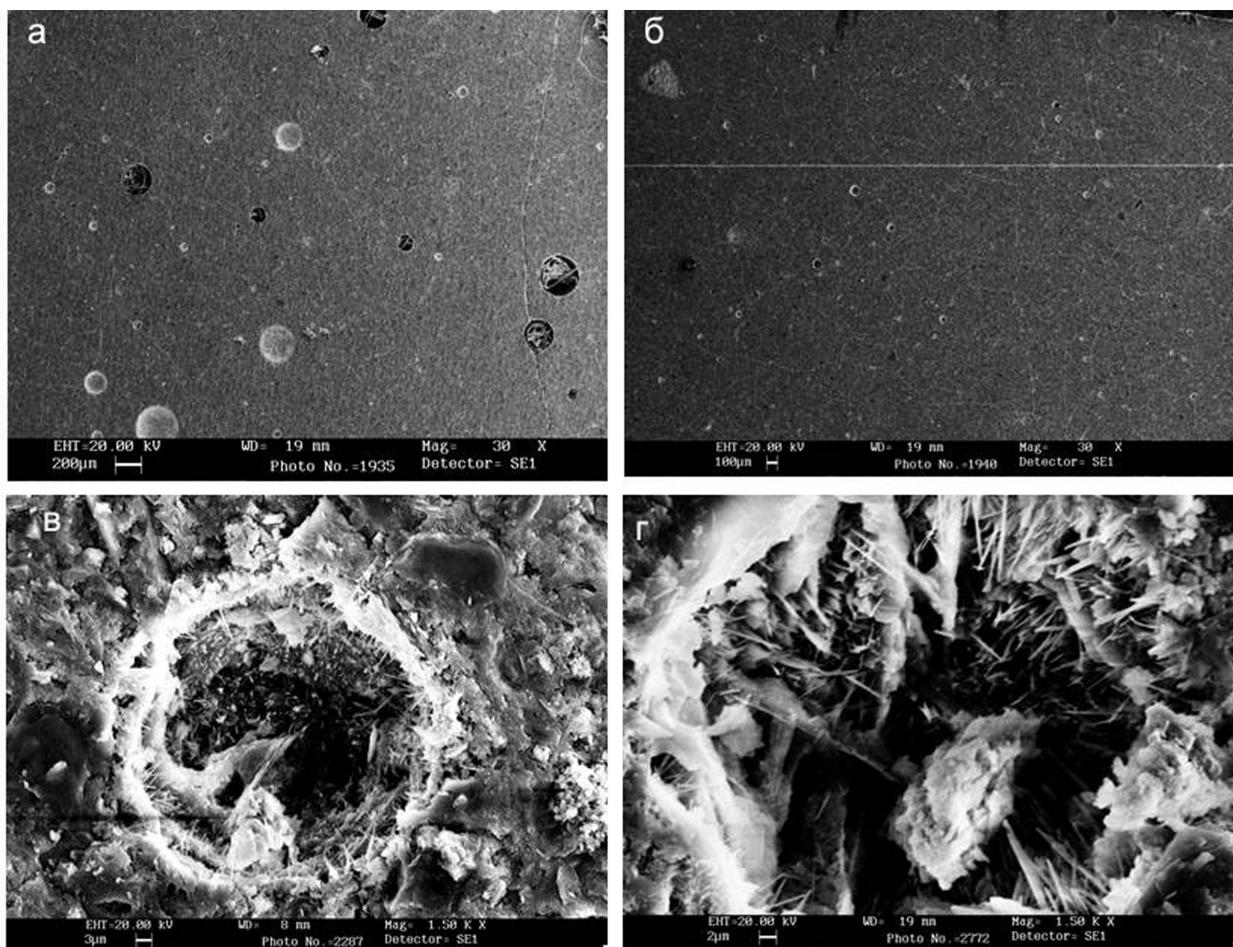


Рис. 2. Структура цементного камня в возрасте 28 сут без TiO_2 (а, в) и с 2 мас. % TiO_2 (б, г)
Fig. 2. The structure of cement stone at the age of 28 days without TiO_2 (a, в) and 2 wt. % TiO_2 (б, г)

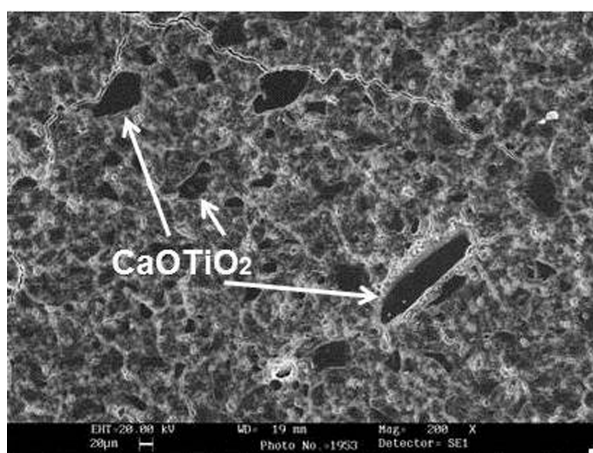


Рис. 3. Микрофотография поверхности цементного камня, модифицированного диоксидом титана.
Fig. 3. Micrograph of the surface of cement stone modified by titanium dioxide.

Литература

1. Богач М., Станек Т., Вшианский Д. Свойства композиций на основе цемента с добавками наночастиц диоксида титана // Цемент и его применение. 2011. № 5. С. 162–166.
2. Вила Гомез Х. Обзор по TiO_2 – фотокатализ и некоторые виды его применения в строительной промышленности. «ALITinform» Международное аналитическое обозрение. 2013. № 4-5(31). С. 72–87.
3. Копаница Н.О., Саркисов Ю.С., Демьяненко О.В. Применение нанодисперсного кремнезема в производстве строительных смесей // Вестник ТГАСУ. 2016. № 5. С. 140–150.

4. Ляпидевская О.Б., Фрайнт М.А. Фотокаталитический бетон для дорожного строительства. Вестник МГСУ. 2014. № 2. С. 125–130.
5. Пат. 2568699 РФ, МПК В01J 20/02, С01В 33/20 (2006.01). Способ получения натрийсодержащего титано-носилката / Герасимова Л.Г., Николаев А.И., Шукина Е.С. и др.; Ин-т химии и технологии редких элементов и минер. сырья Кол. науч. центра РАН. – № 2014126038/05; заявл. 26.06.2014; опубл. 20.11.2015, Бюл. № 32.
6. Тюкавкина В.В., Герасимова Л.Г. Цементные композиции, модифицированные нанодисперсным диоксидом титана / Ресурсосбережение и охрана окружающей среды при обогащении и переработке минерального сырья (Плаксинские чтения 2016): Мат. Межд. конф. Санкт-Петербург, 26-30 сентября 2016 г. Санкт-Петербург: 2016. С. 612–614.
7. Gerasimova L.G., Maslova M.V., Nikolaev A.I. Synthesis of the new nano-porous titanosilicates using ammonium oxysulphotitanite. *J. Glass Physics and Chemistry*. 2013. V. 39. N. 5. P. 846–855.
8. Li Q., Liu Q., Peng B., Chai L., Liu H. Self-cleaning performance of TiO₂-coating cement materials prepared based on solidification/stabilization of electrolytic manganese residue. *Construction and Building Materials*. 2016. V. 106. P. 236–242.
9. Macphee D.E., Folli A. Photocatalytic concretes — The interface between photocatalysis and cement chemistry. *Cement and Concrete Research*. 2016. V. 85. P. 48–54.

Новые данные по геохимии корунда метасоматизированных ксенолитов «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр», Хибинский щелочной массив (Кольский полуостров)

Филина М.И.¹, Сорокина Е.С.¹, Аносова М.О.¹, Кононкова Н.Н.¹, Лютцков О.Е.²

¹ Институт Геохимии и Аналитической Химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН), Москва, makimm@mail.ru

² ООО «Норд Стоун», Кировск

Аннотация. Получены новые данные по геохимии синего корунда из метасоматизированных ксенолитов «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр» (Хибинский щелочной массив). Корунд из ксенолита «Рыжая незнакомка» и ксенолита «Кукисвумчорр» характеризуется высокими содержаниями железа, галлия, средними содержаниями титана и низким содержанием магния. Предполагается, что такие содержания примесных элементов могут служить подтверждением гипотезы о возможном исходном протолите в виде архейских глиноземистых сланцев и гнейсов центрального Кольского блока.

Ключевые слова: Хибинский щелочной массив, метасоматоз, синий корунд, LA-ICP-MS.

New data on geochemistry of metasomatized corundum-bearing of the «Ryzhaya neznakomka» and «Kukisvumchorr» xenoliths, Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula)

Filina M.I.¹, Sorokina E.S.¹, Anosova M.O.¹, Kononkova N.N.¹, Lutskov O.A.²

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical chemistry RAS (GEOKHI RAS), Moscow, makimm@mail.ru

² LLC «Nord Stone», Kirovsk

Abstract. New data on the geochemistry of blue corundum from the «Ryzhaya neznakomka» and «Kukisvumchorr» metasomatized xenoliths (Khibiny alkaline massif) have been obtained during the current research. Corundum from the «Ryzhaya neznakomka» and «Kukisvumchorr» xenoliths is characterized by high contents of iron, gallium, average contents of titanium and low magnesium values. It is assumed that such contents of impurity elements may serve as confirmation of the hypothesis on the original protolith as the Archean alumina schists and gneisses of the central Kola block.

Key words: Khibiny alkaline massif, metasomatism, blue corundum, LA-ICP-MS.

Корунд α -Al₂O₃ является типичными минералом многих магматических и метаморфических пород. Однако, разновидность минерала синего цвета – сапфир является довольно редкой и образуется только в тех породах, которые обогащены глиноземом и обеднены кремнеземом (Giuliani et al., 2014). При этом синий корунд чаще всего встречается в виде ксенокристов в магматических породах (в частности, в Хибинском щелочном массиве) и на вторичных россыпных объектах, однако генетическая природа образования их родоначальной магмы является дискуссионной (Guo et al. 1996, Sutherland et al., 1998, Zwaan et al., 2015). Поэтому сравнение геохимических особенностей ксенокристов корунда с обнаруженными *in situ* в коренных породах может помочь решить фундаментальную проблему генезиса минерала на этих объектах.

Ороговикованные корунд-содержащие метасоматизированные ксенолиты «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр» расположены в центральной части Хибинского щелочного массива на контакте фойяитов с рихторритами и/или ийолит-уртитам. Считается, что они представляют собой преобразованные в ходе контактово-метаморфических и метасоматических процессов, происходящих при внедрении щелочной магмы вулканогенные-осадочные породы Имандра-Варзугской свиты: филлиты, глинистые сланцы, хлорит-серицитовые сланцы, двуслюдяные сланцы, алевролиты, карбонатные породы и др.) (Михайлова и др., 2006, Азарова и Шлюкова, 2008). По другим данным (Яковлева, 2010), протолитом для глиноземистых ксенолитов служили обогащенные Al и Fe апопел-

литовые метаморфиты – архейские глиноземистые сланцы и гнейсы Центрально-Кольского блока, в пользу этой гипотезы свидетельствует химический состав пород ксенолитов, которые резко обогащены Fe, Ti, S и обеднены Mg.

Ксенолит глиноземистых роговиков г. Кукисвумчорр – один самых крупных, размером 60×30 м, сложен черными, темно-серыми тонкозернистыми массивными роговиками различного состава (Меньшиков, 1978; Яковлева, 2010). Нами были исследованы образцы корунд-содержащей щелочной породы из участка «Ласточкина гнездо», расположенного на контакте фойяитов с глиноземистыми роговиками. Химический состав минералов корунд-содержащей породы измерен в ГЕОХИ РАН методом электронно-зондового микроанализа на приборе Cameca SX100. Порода состоит из нефелина, корунда, герцинита, ильменита и фосфатов редких земель (возможно, минералов группы монацита). Данный минеральный состав весьма схож с тем, который наблюдался ранее одним из авторов на корунд-содержащей миаскит-пегматитовой жиле № 210 Ильменогорского щелочного комплекса Южного Урала (неопубликованные данные Сорокиной Е.С.). Корунд из ксенолита «Кукисвумчорр» имеет сине-голубой цвет и образует пластинчатые и толстотаблитчатые кристаллы размером 5-12 мм. В 1978-79 гг. ПО «Северкварцсамоцветы» на этом участке добыли 240 кг образцов коллекционного синего корунда (Меньшиков, 1978).

Ксенолит «Рыжая незнакомка» размером 9×20 м также залегает в фойяитах. (Яковенчук и др., 1999). Ксенолит сложен сильно ожелезнёнными плотными тонкозернистыми роговиками полиминерального состава. Корунд-содержащая зона представляет собой серию апофизов, отходящих вглубь роговиков от мощной жилы щелочного пегматита (Яковенчук и др., 1999). Химический состав минералов корунд-содержащей породы исследован тем же методом, что и для минералов породы из ксенолита «Кукисвумчорр». Так, образцы щелочной породы в минеральном отношении представляют собой рутил-корунд-мусковит-альбит-калишпатовую ассоциацию, где корунд локализуется непосредственно в альбит-полевошпатовой матрице. Минерал представлен пластинчатыми и бочонковидными кристаллами размером 5-10 мм. Цвет кристаллов голубой, зеленоватый и до бурого. Основные дефекты корундового кристаллосырья выражены в сильной трещиноватости и ожелезнении по трещинам. В 1978-79 гг. на участке ксенолита также были проведены горные работы ПО «Северкварцсамоцветами», добыча коллекционного корунда составила 100 кг (Меньшиков, 1978).

Нами были получены новые данные о распределении элементов-примесей в корунде методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в лаборатории ГЕОХИ РАН с использованием лазера New Wave Research UP-213 Nd:YAG в сочетании с ICP-MS Element-XR (Thermo Finnigan). Диаметр кратера для анализа составлял 30 мкм при частоте 10 Hz и плотности энергии 14 Дж/см². В качестве стандартов были использованы синтетические стекла NIST 610 и NIST 612, а для контроля качества анализов – стандарты природных стёкл: StHs6/80 и риолитовое стекло АТНО (QCM). Значение концентраций для стандартов взяты из базы данных (MPH GeoRem Database). Девиация стандартов не превышала 10-15 %. Разрешенный во времени спектр обрабатывался в коммерческой программе Glitter (Van Achterbergh et al., 2001), в качестве калибровочного элемента был выбран Al, для исследуемых образцов было задано теоретическое количество Al₂O₃ – 98 %. Проанализированы два кристалла корунда из ксенолита «Рыжая незнакомка» и один кристалл из ксенолита «Кукисвумчорр», предварительно исследованные методом электронно-зондового микроанализа. Содержания Ti и Fe, полученные двумя методами, показали высокую сходимость. При этом данные по содержанию железа в корунде из ксенолита «Кукисвумчорр» (табл. 1) сопоставимы с полученными ранее другими исследователями (Михайлова и др., 2006).

Корунд из ксенолита «Рыжая незнакомка» характеризуется высокими содержаниями Fe (6932-9300 ppmw) и Ga (196-234 ppmw), средними содержанием Mg (62-154 ppmw) и Ti (246-436 ppmw), также отмечаются низкие содержания V (22-33 ppm) и нпо Cr (табл. 1). По данным (Reucat et al., 2007), высокие содержания железа и галлия являются характерным признаком корундов магматического генезиса, в то же время изучаемый корунд также содержит повышенные количества магния и титана, что характерно для метаморфических корундов. Отношение микро-примесей в мине-

рале Ga/Mg от 1.5 до 3.1 также характерно для метаморфического корунда, где Ga/Mg < 10 (Peucat et al., 2007). Другие величины отношений микропримесей: 10000 Ga/Al (3.8-4.5), Fe/Mg (58-115), Cr/Ga (0.01-0.19), Fe/Ti (20-29) также указывают на метаморфический генезис.

Корунд из ксенолита «Кукисвумчорр» по сравнению с корундом из ксенолита «Рыжая незнакомка» содержит меньше Fe (520-970 ppm), Mg (1-2.6 ppm), V (3.6-21 ppm), Ga (87-155 ppm) и нпо Cr; концентрации титана варьируют в широких пределах (44.74-1234.84 ppm): в отдельных зонах существенно больше Ti, чем в образцах корунда из ксенолита «Рыжая незнакомка» (табл. 1). Ga/Mg отношение варьирует от 49.2 до 137, по (Peucat et al., 2007), величина отношения Ga/Mg > 10, а также отношения Fe/Mg – 209.4-851.4, 10000 Ga/Al – 1.7-3, Cr/Ga – 0.01-0.14, Fe/Ti – 0.7-12.4 характерны для магматического корунда.

Таблица 1. Содержание элементов-примесей по данным LA-ICP-MS в корундах из ксенолитов «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр» (ppmw).

Table 1. The content of trace elements in corundum from the «Ryzhaya neznakomka» and «Kukisvumchorr» xenoliths using to the LA-ICP-MS data (ppmw).

	Mg	Ti	V	Cr	Fe	Ga	Ga/Mg	Fe/Mg	Cr/Ga	Fe/Ti	10000 Ga/Al
PH-01	97	301	23	нпо	7730	215	2.2	80	–	26	4.1
PH-02	64	253	22	38	7410	203	3.2	115	0.19	29	3.9
PH-03	153	436	31	нпо	8940	227	1.5	58	–	21	4.4
PH-04	74	246	31	1.0	6930	234	3.1	94	–	28	4.5
PH-05	103	335	32	1.3	8480	225	2.2	82	0.01	25	4.3
PH-06	107	335	35	3.4	9290	225	2.1	87	0.02	28	4.3
PH-07	102	382	29	нпо	8540	211	2.1	84	–	22	4.1
PH-08	78	300	24	1.0	7560	196	2.5	97	0.01	25	3.8
К-1-08	2.6	509	16	нпо	725	155	60	279	–	1.4	3.0
К-1-09	1.6	1010	21	1.1	931	145	91	581	0.01	0.9	2.8
К-1-10	1.6	1130	15	нпо	972	135	86	614	–	0.9	2.6
К-1-11	1.0	1240	17	нпо	851	133	133	851	–	0.7	2.6
К-2-18	нпо	96	6.6	нпо	527	107	–	–	–	5.5	2.1
К-2-19	нпо	45	8.8	1.5	557	87	–	–	0.02	12	1.7
К-2-20	2.5	90	6.1	нпо	517	121	49	209	–	5.7	2.3
К-2-21	нпо	166	3.6	3.7	679	144	–	–	0.03	4.1	2.8
К-2-22	1.1	747	9.7	20	776	146	140	740	0.14	1.0	2.8
К-2-23	2.0	911	10	нпо	750	142	73	383	–	0.8	2.7
К-2-24	нпо	661	9.8	нпо	686	131	–	–	–	1.0	2.5
К-2-25	2.3	446	10.7	11	571	129	57	251	0.09	1.3	2.5

Примечание. Корунд из ксенолитов «Рыжая незнакомка» (PH) и «Кукисвумчорр» (К), нпо – ниже предела обнаружения.

На FeO–Cr₂O₃–MgO–V₂O₅ к FeO+TiO₂+Ga₂O₃ дискриминантной диаграмме корунд из ксенолита «Кукисвумчорр» находится в поле метасоматического корунда, пересекая значения для корунда из Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (корундовых анортозитов-кыштымитов и метасоматитов жилы № 418), при этом находится ниже сиенит-пегматитов (рис. 1). Корунд из ксе-

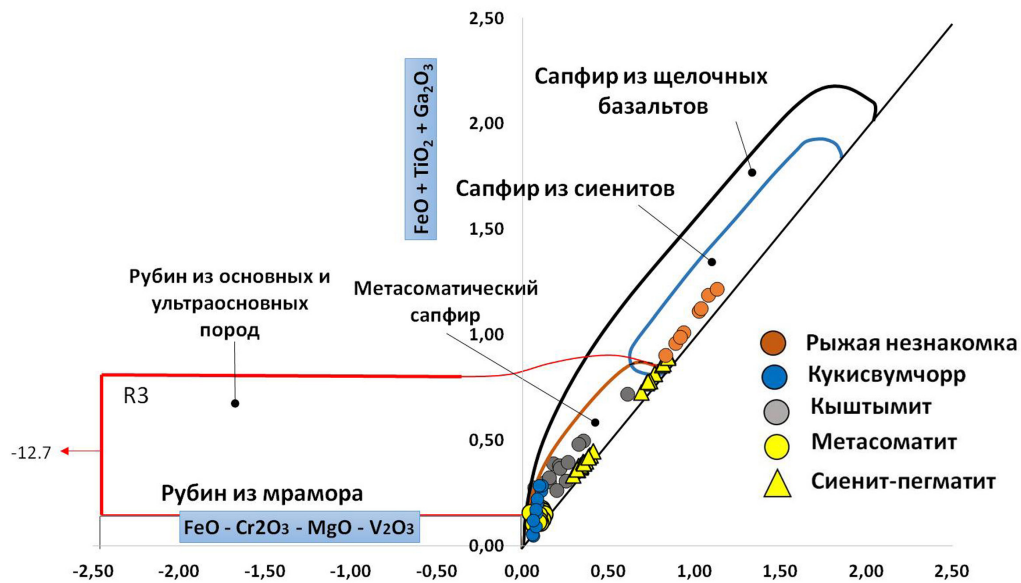


Рис 1. $\text{FeO}-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{V}_2\text{O}_3$ к $\text{FeO}+\text{TiO}_2+\text{Ga}_2\text{O}_3$ дискриминационная диаграмма по Giuliani et. al., 2014 для синих корундов из ксенолитов «Кукисвумчорр» и «Рыжая незнакомка», и синего корунда из коренных месторождений Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Sorokina et. al., 2017; Sorokina et al., 2019; Filina et al., 2019).

Fig. 1. $\text{FeO}-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{V}_2\text{O}_3$ vs $\text{FeO}+\text{TiO}_2+\text{Ga}_2\text{O}_3$ discriminant diagram (Giuliani et. al., 2014) for blue corundum from «Kukisvumchorr» and «Ryzhaya neznakomka» xenoliths, as well as blue corundum from the Ilmenogorsky-Vishnevogorsky alkaline complex (Sorokina et. al., 2017; Sorokina et al., 2019; Filina et al., 2019).

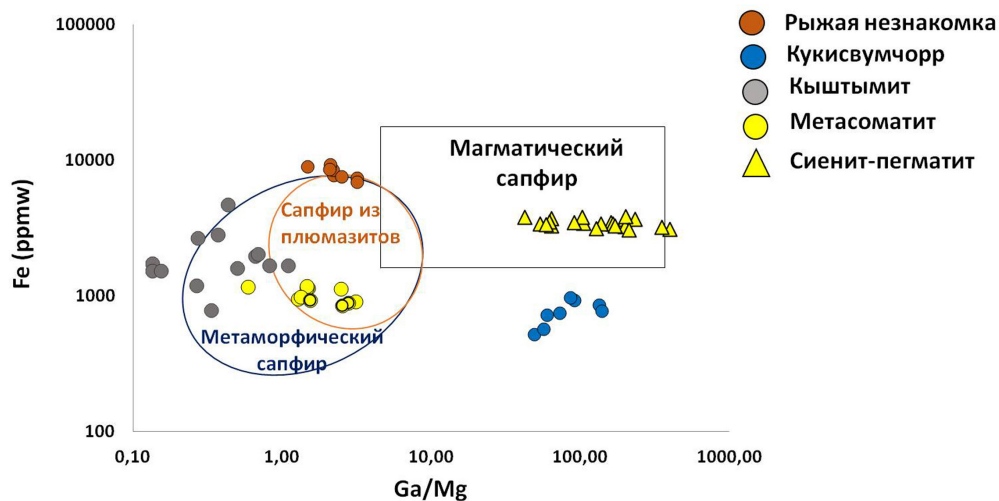


Рис. 2. Диаграмма Fe к Ga/Mg по Peucat et al., 2007 для синих корундов из ксенолитов «Кукисвумчорр» и «Рыжая незнакомка», и синего корунда из коренных месторождений Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Sorokina et. al., 2017; Sorokina et al., 2019; Filina et al., 2019).

Fig. 2. Fe vs Ga/Mg diagram (Peucat et al., 2007) for blue corundum from «Kukisvumchorr» and «Ryzhaya neznakomka» xenoliths, and blue corundum from the Ilmenogorsky-Vishnevogorsky alkaline complex (Sorokina et. al., 2018; Sorokina et al., 2019; Filina et al., 2019).

нолита «Рыжая Незнакомка» близок по составу к корундовым сиенит-пегматитам Ильменогорского комплекса и находится с ними в одном поле для минерала магматического/сиенитового генезиса. При этом на диаграмме Fe к Ga/Mg корунд из ксенолита «Рыжая Незнакомка» попадает в поле сапфира из плюмазитов, тогда как корунд из Кукисвумчорра находится вблизи магматического поля на рис. 2.

Ранее нами уже были исследованы корунды из коренных пород Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса: кыштымитов (корундовых анортозиты), сиенит-пегматитов и метасоматитов. По полученным геохимическим данным построены классификационные диаграммы, составы корундов попадают в области соответствующие корундам из разных пород (рис. 1, 2; Sorokina et al., 2017; Sorokina et al., 2019). Также было показано, что существуют переходные группы корундов, которые сложно классифицировать (Filina et al., 2019). Так, синие корунды магматического генезиса (сиенитовый ксенолит Гортва в Словакии, лампрофировая дайка Його-Галч в США, кыштымиты Вишневогорского комплекса; Filina et al., 2019) находятся в номинальном «метаморфическом» поле на диаграммах по Peucat et al. 2007, в частности Fe к Ga/Mg. Поэтому наиболее точной сейчас считается дискриминационная диаграмма по Giuliani et al., 2014. На данной диаграмме корунды из ксенолита «Рыжая незнакомка» находятся в магматическом/сиенитовом поле, что согласуется с данными геологии. Тогда как минерал из ксенолита «Кукисвумчорр» лежит в поле метасоматического корунда. При этом важно отметить, что для точного установления генезиса корунда недостаточно только данных по его геохимии, нанесенных на классификационные диаграммы. Дополнительно необходимо учитывать результаты исследования расплавных и газовой-жидких включений в корунде, термобарогеохимических и изотопно-геохимических исследований.

Таким образом, для определения генезиса синего корунда из ксенолитов Хибинского массива, необходимы дальнейшие исследования. На данном этапе можно предположить, что высокие содержания железа и титана в корунде и низкие содержания магния могут служить подтверждением гипотезы, что исходным протолитом были архейские глиноземистые сланцы и гнейсы Центрально-Кольского блока (Яковлева, 2010).

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации (№ проекта МК-4459.2018.5).

Литература

1. Азарова Ю.В., Шлюкова З.В., О корундсодержащих пегматитах «линии скрещения» Хибинского массива и их роли в реконструкции состава вмещающих его протопротерозойских пород // Новые данные о минералах. М. 2008. Вып. 43. С. 31–36.
2. Михайлова Ю.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А. Минералы группы корунда в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2006. 6. С. 41–54.
3. Меньшиков Ю.П. Корундовая минерализация в Хибинском щелочном массиве // Доклады АН СССР. 1978. 243(5). С. 1247–1249.
4. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива. М. Изд-во: Земля. 1999. 326 с.
5. Яковлева О.С. Минералогия и генетические особенности глиноземистых фенитов, связанными с агпайтовыми комплексами (на примере Хибинского и Сент-Илерского массивов) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 2010.
6. Guo, J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 122. P. 368–386.
7. Giuliani G., Caumon G., Rakotosamizanany S., Ohnenstetter D., Rakotondrazafy M. Classification chimique des corindons par analyse factorielle discriminante: application a la typologie des gisements de rubis et saphirs // Chapter mineralogy, physical properties and geochemistry. Revue de Gemmologie. 2014. V. 188. P. 14–22.
8. Peucat J.J., Ruffault P., Fritch E., Bouhnik-Le-Coz M., Simonet C., Lasnier B. Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires // Lithos. 2007. V. 98. P. 261–274.
9. Filina M.I., Sorokina E.S., Botcharnikov R., Karamelas S., Rassomakhin M.A., N.N. Kononkova, Nikolaev A.A., Berndt J., Hofmeister W. Corundum anorthosites – kyshtymites from the South Urals, Russia: a combined mineralogical, geochemical, and U-Pb zircon geochronological study // Minerals. 2019. in print.
10. Sorokina E.S., Karamelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N., Semiannikov B.S. Sapphire Megacrysts In Syenite Pegmatites From the Ilmen Mountains, South Urals, Russia: New Mineralogical Data // Canadian Minerals. 2017. V. 55. P. 823–843.
11. Sorokina E.S., Rassomakhin M.A., Nikandrov S.N., Karamelas S., Kononkova N.N., Nikolaev A.G., Anosova M.O., Orlova A.V., Kostitsyn Y.A., Kotlyarov V.A. Origin of blue sapphire in newly discovered spinel – chlorite – muscovite rocks within meta-ultramafites of Ilmen Mountains, South Urals of Russia: Evidence from mineralogy, geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data // Minerals. 2019. V. 9. P. 36.
12. Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 133. P. 356–372.
13. Zwaan J.C., Buter E., Merty-Kraus R., Kane R.E. The origin of Montana's alluvial sapphires // Gems and Gemology. 2015. V. 51(4). P. 370–391.

Туристический и научно-образовательный потенциал щелочно-ультраосновного массива Африканда в качестве геопарка

Хубер М.¹, Мокрушин А.В.², Жигунова Г.В.³, Лата Л.¹, Скупински С.¹, Яковлева О.¹

¹ Университет Марии Кюри-Склодовской, Люблин, Польша, *mhuber@poczta.umcs.lublin.pl*

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

³ Мурманский арктический государственный университет, Мурманск

Аннотация. Рассмотрены предпосылки организации геопарка в Мурманской области на территории щелочно-ультраосновного массива Африканда с учетом доступности и туристической привлекательности геологического объекта. Создание геопарка будет содействовать начальному и среднему экологическому, историческому и минералогическому образованию, организации летних школ и просветительских маршрутов.

Ключевые слова: геотуризм, геопарк, комплекс Африканда, Фенноскандинавский щит.

Touristic and educational potential of the Afrikanda alkaline-ultrabasic massif as a geopark

Huber M.¹, Mokrushin A.V.², Zhigunova G.³, Lata L.¹, Skupiński S.¹, Yakovleva O.¹

¹ Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Poland; *mhuber@poczta.umcs.lublin.pl*

² Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

³ Murmansk Arctic State University, Murmansk, Russia

Abstract. The article provides background for establishing a geopark in the Murmansk region on the territory of the Afrikanda alkaline-ultrabasic massif, considering the availability and tourist attractiveness of the geological object. The establishment of the geopark will promote primary and secondary environmental, historical and mineralogical education, summer schools and educational routes.

Key words: geotourism, geopark, Afrikanda complex, Fennoscandian Shield.

The Afrikanda alkaline-ultramafic massif is one of the smallest intrusions in the Devonian (~ 380 Ma) Kola Alkaline Province that hosts more than twenty plutonic and subvolcanic bodies, including alkaline, ultramafic, carbonatite, and melilitolite suites. The massif has a ~ 11.5 km² circular shape at the current level of erosion (Kukharensko et al., 1965; Arzamastsev et al., 2000). The Afrikanda perovskite-magnetite deposit is confined to the central part of the massif, where coarse-grained clinopyroxenites dominate (> 50 %). The ore comprises 15-35 vol % of Ti-rich magnetite and 10-36 vol % of perovskite and shows wide variations in the abundance of silicate minerals and calcite, reflecting extreme petrographic heterogeneity of this deposit (Afanasyev, 2011).

The Afrikanda massif occurs in the western part of the Kola Peninsula. It is a part of the alkaline-ultrabasic series of Paleozoic massifs of the Fennoscandian Shield (Kovdor, Turiy Mys, Sebl'yavr, Vuoriarvi and other intrusions). The Kovdor intrusion and the associated magnetite ores are not accessible to tourists because of mining activities. Remaining smaller intrusions are basically either hard to reach or covered with sediments. In case of the Afrikanda massif, we have the important Murmansk – St. Petersburg railway line and a 3 km-long road that leads from the railway station to closed quarries. However, the exposures are well-preserved (Fig. 1). At present, the best exposure is in the main quarry with one clearly visible exploitation level and overburden rocks. In the exposed quarry walls, it's possible to observe pyroxenites, hornblendites and transition rocks, as well as ores containing magnetite and perovskite (Huber, 2017).

In the Afrikanda area, it would be possible to carry out renovation works based on existing and operating infrastructure, which can be renovated by adopting existing buildings for exhibition, conference, tourist and educational purposes. The works could be carried out at several stages. At the first stage, existing facilities should be preserved and renovated, the staff should be hired. Next, a number of educational and recreational paths could be constructed, quarries could be cleaned. Due to the small size and high touristic attractiveness of the area, it could be adjusted for sightseeing, including such extreme variants, as line-parks and motocross slopes, etc.



Fig. 1. General view of the quarry of the Afrikanda massif: A, B – quarry walls; C, D – transitions of clinopyroxenites (C) and perovskite ores (D).

Рис. 1. Общий вид на карьер массива Африканда: А, В – стенки карьера; С, D – клинопироксениты (С) и перовскитовые руды (D).

The Afrikanda massif could become a showcase that would initiate the tradition of geotouristic adaptation of various places on the Kola Peninsula. Similar solutions are known around the world, where didactic paths, scientific and exhibition centers are built in geologically peculiar places. They are made available to visitors, at the same time preventing their devastation and littering. Planning of educational paths, exhibition halls of a multimedia and multisensory nature may also contribute to the economic



Fig. 2. Examples of revitalization of an abandoned quarry: educational board (A), geocentrum-museum (B, C), paths (D, E) among wetland (E), health path (F), ground at the bottom of the quarry (G, H) (origin of these photographs: www.google.com).

Рис. 2. Примеры реновации заброшенного карьера: информационный щит (А), геологический музей (В, С), тропинки (D, E) в заболоченной местности (E), тропа здоровья (F), сквер на дне карьера (G, H) (источник этих фотографий: www.google.com).

recovery of the region and promote the qualified tourism. At the next stage, it would be possible to develop tourist attractions in the region based on private capital. The Afrikanda geopark could be a showcase for different strategies of renovating of the Kola region. A large tourist flow and the presence of hotels in the area could ensure the permanent access of tourists by setting billboards on the roads and creating web-sites on the Internet. Finally, a network of geotourist sites should be created in the region, including a network of trails and shelters. Numerous examples from neighboring Finland and Norway indicate the great potential of these areas and their touristic attractiveness.

The construction of tourist infrastructure may be based on the known global solutions (Fig. 2), taking into account local traditions. An example of successful investments in such remote, as Lovozero, indicates the tourist interest in the discussed region. The potential of this place can be used to promote tourist values of the Murmansk region. This site is a good background for creating new places, showing the beauty of nature and allowing all interested people to get acquainted with it. The activities can be monitored on-line. Educational and demonstration paths may be constructed, taking into account cultural features, landscape and natural values. The construction of a small observation platform on the top of the Afrikanda hill allows orienting *in situ* and enjoying the panorama of numerous hills, the Khibiny Mountains and Imandra Lake. The view becomes more attractive, as it is enlightened by LED lamps. The energy needed for these purposes could be obtained from renewable sources (e.g. wind). Weekend tourism could be promoted by setting up camp sites. This stage does not require a lot of inputs and will help to organize tourism in this place. Furthermore, outdoor events, performances and joint events can be arranged in Afrikanda. They will draw the attention to this extraordinary place, raising awareness about the region and its environment. An important step would be to build an interactive geocentre and amusement park in the discussed area. Notably, the important advantage of this place is the lack of conflicts of interest resulting from the lack of existing plants and other entities that would be hindered by the expansion of the town.

References

1. Afanasyev BV (2011) Mineral resources of the alkaline–ultramafic massifs of the Kola Peninsula. Roza Vetrov, St. Petersburg, p 224 (in Russian).
2. Arzamastsev A, Glaznev V, Raevsky A, Arzamastseva L (2000) Mor-phology and internal structure of the Kola Alkaline intrusions, NE Fennoscandian shield: 3D density modelling and geological implications. J Asian Earth Sci 18:213–228.
3. Huber 2017; Ultrabasic-Alkaline Intrusion in Afrikanda (N Rosja) petrology –geochemistry analysis. Sciences Publisher pp. 87 (POL).
4. Kukharenko AA et al (1965) The Caledonian complex of ultrabasic and alkaline rocks and carbonatites of the Kola Peninsula and Northern Karelia. Nedra, Leningrad.

Итмурундинский аккреционный комплекс, северное Прибалхашье: новые данные о геологическом строении, составе и современная геодинамическая интерпретация

Чёрный Р.И.^{1,2}, Сафонова И.Ю.^{1,2}, Савинский И.А.^{1,2}, Перфилова А.А.^{1,2}, Петренко Н.А.^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, science@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский государственный университет, Новосибирск, ggd@admin.nsu.ru*

Аннотация. В статье представлены новые данные о геологическом строении и составе Итмурундинского аккреционного комплекса, центральный Казахстан, северное Прибалхашье. Выделены основные разновидности магматических и осадочных пород, изучены структурные взаимоотношения между отдельными группами осадочных и магматических пород, полученные результаты рассмотрены с точки зрения современных моделей формирования аккреционных комплексов. Литологические ассоциации, структурные взаимоотношения и последовательность отложений магматических и осадочных пород соответствует моделям орогенции Тихоокеанского типа и стратиграфии океанической плиты, разработанным на конвергентных окраинах западной Пацифики.

Ключевые слова: орогенция Тихоокеанского типа, аккреция, базальты, пелагические кремни, хемипелагические осадки, песчаники, конодонты.

The Itmurundy accretionary complex, northern Balkhash: new data on the geological structure, composition and their geodynamic implications

Chyorny R.I.^{1,2}, Safonova I.Y.^{1,2}, Savinskiy I.A.^{1,2}, Perfilova A.P.^{1,2}, Petrenko N.A.^{1,2}

¹ *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, science@igm.nsc.ru*

² *Novosibirsk State University, Novosibirsk, ggd@admin.nsu.ru*

Аннотация. The article presents new data on the geological structure and composition of the Itmurundi accretionary complex, central Kazakhstan, north Pribalkhash area. The main types of magmatic and sedimentary rocks of the investigated area have been identified, the structural relationships between individual groups of sedimentary and magmatic rocks have been studied, the results have been considered from the point of view of modern models of accretion complex formation. Lithologic associations, structural relationships and sequence of magmatic and sedimentary rocks corresponds to the models of Pacific-type orogeny and oceanic plate stratigraphy, developed on the western Pacific convergent margins.

Key words: Pacific-type orogeny, accretion, basalt, pelagic chert, hemipelagic sediments, sandstones, conodonts.

Введение

На северном побережье оз. Балхаш находится Итмуруды-Казыкская складчатая зона, расположенная в ядре Северо-Балхашского антиклинория центральной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Геологическая карта СССР, 1960; Паталаха, Белый, 1981). Эта территория в окрестностях г. Итмуруды описывалась ранее как Итмуруды-Казыкская офиолитовая зона (Паталаха, Белый, 1981). Геологосъёмочные работы масштаба 1:200000 в Итмурундинской зоне проводились Министерством геологии и охраны недр СССР еще в 50-х годах прошлого столетия (Геологическая карта СССР, 1960). Наиболее детальная публикация по этому району – это глава «Офиолиты Итмуруды-Казыкской зоны» Е. И. Паталахи и В. А. Белого (1981) в монографии «Офиолиты Казахстана» под редакцией А.А. Абдулина и Е.И. Паталахи (1981), в которой представлены геологические данные. Эти данные показывают устойчивые повторяющиеся ассоциации пород (снизу-вверх): от базальтов к кремням, кремнистым аргиллитам, алевролитам и сланцам, и, наконец, к песчаникам. С конца 1990-х годов ряд исследователей уже описывали эту зону как аккреционный комплекс или аккреционную призму (Zhylkaidarov, 1998; Никитин, 2002; Степанец, 2015) и связывали её формирование с эволюцией Палеоазиатского океана и формированием Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Зоненшайн и др., 1990; Dobretsov et al., 1995). Возраст осадочных пород аккреци-



онного комплекса был установлен в интервале от ордовика до раннего силура по микропалеонтологическим данным (конодонтам, граптолитам) (Zhylkaidarov, 1998; Никитин, 2002).

К настоящему времени сохраняется большой дефицит современных высокоточных геохронологических и геохимических данных. Сотрудниками (ЛЭПОМ) ГГФ НГУ недавно опубликованы первые собственные данные по геологической структуре, литологии отложений и петрографии пород Итмурундинской зоны, которые обсуждаются с позиции орогении тихоокеанского типа (Сафонова и др., 2019). В данной работе представлены новые геологические данные по строению отложений стратиграфии океанической плиты (СОП) и геохимические данные по магматическим породам, входящим в состав СОП.

Геологическое строение

Итмурундинский аккреционный комплекс расположен в одном из наиболее пустынных мест обширной территории Северного Прибалхашья. Сразу же к северу от оз. Балхаш начинается мелкосопочник, разделенный сухими долинами. Местами среди мелкосопочника поднимаются невысокие горы из более устойчивых к выветриванию пород. Полевые работы проводились на участках Хорс-1 и Хорс-2, расположенных в 5-50 км на восток и юго-восток от г. Итмурунды, и на участках ОД-1 и ОД-2, расположенных, примерно, в 100 км к юго-востоку от г. Итмурунды. На геологической карте масштаба 1:200000, лист L-43-XI (Геологическая карта СССР, 1960), можно выделить три главные ассоциации магматических и осадочных пород, имеющих возраст от позднего докембрия до кайнозоя: офиолиты (мантийная ассоциация), аккреционный комплекс (орогенная ассоциация) и континентальные отложения (пост-орогенная ассоциация). Породы мантийной ассоциации представляют собой нижнюю и среднюю части классического офиолитового разреза и включают серпентинитовый меланж с разнообразными ультраосновными породами (гарцбургит, дунит, верлит), габброидами и плагиогранитами.

Породы орогенной ассоциации с несогласием залегают на породах мантийной ассоциации и включают образования, сформированные в процессе орогении тихоокеанского типа (Maquyama et al., 2010). Это, в первую очередь, отложения океанической плиты, т.е. аккрецированные фрагменты верхней части океанической коры или верхи офиолитового разреза. Породы орогенной ассоциации представлены базальтами, в том числе и пиллоу-лавами, кремнистыми осадочными породами океанического происхождения (кремни, аргиллиты, алевролиты, сланцы). Взаимоотношения этих пород друг с другом очень сложны, развиты многочисленные разломы разных порядков, разделяющие как литологически различные, так и одинаковые толщи пород. Отсутствие понимания закономерностей формирования и строения этих толщ геологами, изучавшими эту зону в середине прошлого столетия, привело к появлению термина «хаотические толщи», которые в современной терминологии называются аккреционными.

Орогенная ассоциация перекрыта породами пост-орогенной ассоциации, сформированными после закрытия океана. Они представляют собой терригенные, преимущественно континентальные осадочные образования (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки). Ранее они рассматривались как фаменская неавтохтонная олистострома или фаменский базальный горизонт. Олистострома постепенно сменяется гравелитами и зеленовато-серыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями аналогичных пород лилового цвета. Выше несогласно залегает раннекаменноугольная толща сероцветных и пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, углистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками.

Структурно-вещественная характеристика пород

Были изучены основные разновидности магматических и осадочных пород Итмурундинского аккреционного комплекса. Главная разновидность магматических пород – базальты, встречающиеся в виде фрагментов потоков и пиллоу-лав; часто изменены – видны прожилки эпидота, кварца, гидроокислы железа, псевдоморфозы лимонита по пириту. Базальты имеют массивную, реже миндалекаменную текстуру, афировую или порфирированную структуру. Наиболее распространенными являются толеитовые и щелочные базальты. В порфирированных разновидностях вкрапленники представлены пироксеном и плагиоклазом. Основная масса имеет интерсертальную структуру. Миндалекаменные разновидности с миндалинами, заполненными цеолитами и кальцитом. По содержанию породообразующих окислов они соответствуют базальтам и андезибазальтам толеитовой серии и щелочным базальтам. По редким элементам выделяются две основные разновидности базальтов – океанических островов (тип OIB) и срединно-океанических хребтов (тип MORB). Для базальтов группы MORB характерны умеренные содержания TiO_2 и практически плоские спектры распределения редкоземельных элементов (REE). В базальтах группы OIB заметно выше содержания TiO_2 и Nb и спектры REE больше обогащены легкими компонентами (Петренко и др., 2018).

Структурно выше залегают сургучно-красные, бурые и зеленоватые кремни, часто измененные до яшмоидов и микрокварцитов. Глубоководная природа этих кремней определена по находкам в них радиолярий и конодонт (Zhylkaidarov, 1998) и по крайне тонкозернистой, фактически криптокристаллической структуре. Кроме того, кремни очень часто имеют ленточную текстуру, что характерно для глубоководных пелагических кремней, описанных в составе древних и молодых аккреционных комплексов западной Пацифики (Isozaki et al., 1990). Нами из кремней были выделены конодонты, которые показали возраст от верхов среднего ордовика до низов позднего ордовика (Сафонова и др., 2019). Эти кремни относятся нами к пелагическим образованиям. На кремнях залегают мощные толщи кремнистых аргиллитов шоколадного, лилового и серо-зеленого цвета и алевролитов оливково-бурого и серо-зеленого цвета. Местами аргиллиты также находятся в контакте с пиллоу-лавами. Кремнистые аргиллиты, алкевролиты и сланцы образовались в хемипелагических обстановках. Завершается разрез массивными мелко- до крупнозернистыми граувакковыми песчаниками, имеющими серо-зеленый цвет. Песчаники состоят из обломков основных вулканических пород, кремней, полевых шпатов и темноцветных пород и накапливались либо в преддуговой обстановке, либо в глубоководном желобе. Песчаники имеют андезитовый и дацитовый составы. По классификации Неелова (1980) они соответствуют грауваккам.

Геодинамическая интерпретация

Изученные обнажения базальтов, кремней, кремнистых аргиллитов и алевролитов, и песчаников, их закономерные структурные взаимоотношения, т.е. нахождение базальтов в основании разрезов, их перекрытие кремнями и/или кремнистыми аргиллитами и алевролитами, и завершение разрезов песчаниками подтверждает соответствие этих ассоциаций пород модели стратиграфии океанической плиты (СОП). Эта модель была разработана японскими учеными по результатам многолетнего изучения аккреционных комплексов японских островов (Isozaki et al., 1990). СОП представляет собой закономерную последовательность магматических (MORB, базальты срединно-океанических хребтов; OIB, базальты океанических островов; габбро и перидотиты) и осадочных (пелагические кремни, хемипелагические кремнистые осадки, турбидиты глубоководного желоба, симаунт: карбонатная «шапка», фации склонов и основания) пород океанической литосферы, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как она двига-

лась от срединно-океанического хребта к зоне субдукции. В процессе океанической субдукции толщи СОП причленяются к активным окраинам и входят в состав аккреционных комплексов. Фрагменты океанической коры или элементы СОП являются важными компонентами орогенных поясов Тихоокеанского типа (Isozaki et al., 1990; Windley et al., 2007). Присутствие в Итмурундинской зоне пород СОП и их сложные взаимоотношения, наличие структур типа «дуплекс» и «хорс», а также многочисленные надвиги и поддвижки подтверждают аккреционную природу этой зоны и ее образование на конвергентной окраине тихоокеанского типа Палеоазиатского океана.

Заключение

Итмурундинский аккреционный комплекс заключает в себе большое количество информации об ордовикском этапе эволюции Палеоазиатского океана. Он включает в себя породы стратиграфии океанической плиты, в которой зафиксирована вся история океанической плиты этого древнего палеоокеана от её появления в срединно-океаническом хребте до исчезновения в зоне субдукции. Изученные ассоциации вулканических и осадочных пород представляют собой полный разрез СОП: базальты типа MORB и OIB – кремни (пелагические отложения) – кремнистые аргиллиты, алевролиты и сланцы (хемипелагические отложения) – отложения глубоководного желоба (турбидиты) и передовой дуги (граувакки). По структурному положению и литологическому составу они соответствуют модели образования аккреционных комплексов на конвергентных окраинах тихоокеанского типа западной Пацифики. В настоящее время наши исследования сфокусированы на детальном выяснении пространственно-временных взаимоотношений различных пород, геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях. Исследования проводились в рамках проекта Минобрнауки № 14.Y26.31.0018 «Мультидисциплинарное изучение складчатых поясов тихоокеанского типа и создание согласованной модели эволюции океанов, их активных окраин и мантийного магматизма» лабораторией эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма (ЛЭПОМ) ГГФ НГУ.

Литература

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибалхашская, лист L-43-XI, ВСЕГЕИ / ред. Соловьева Л.Д., Семенов А.Ф. Санкт-Петербург. 1960. С. 67.
2. Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н. Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2: «Офиолиты». Караганда. 1990. 67 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., 1990. Тектоника литосферных плит СССР. Т. I. М. Изд-во: Недра. 328 с.
4. Никитин И.Ф. 2002. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана. Геология и геофизика. 43. С. 512–527.
5. Паталаха Е.А., Белый В.А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты Казахстана. Алма-Ата. 1981. С. 7–102.
6. Петренко Н.А., Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Котлер П.Д., Чёрный Р.И., Маруяма Ш. Вулканические и терригенные породы Итмурундинского аккреционного комплекса, северное Прибалхашье: петрография, геохимия и тектонические обстановки формирования. Материалы X Всероссийской научной конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов», 27-30 ноября, 2018 г. Томск. 2018. Изд-во: Томского ЦНТИ. Вып. 10. С. 428–432.
7. Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш., 2019. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. № 3. С. 102–117.
8. Степанец В.Г. Офиолиты Казахстана. Геология и геодинамика. 2016. Т. II. LAP Lambert Academic Publishing. 251 p.
9. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // International Geology Review. 1995. V. 35. P. 335–360.
10. Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. С. 179–205.
11. Maruyama S., Kawai T., Windley B.F. Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: The Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK // Geological Society, London, Special Publications. 2010. V. 338. P. 55–75.
12. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of the Geological Society. 2007. V. 164. P. 31-47.
13. Zhylykaidarov A.M. On the age of volcanogenic-cherty deposits of Dzhungar-Balkhash region on conodonts // Vestnik AN Kazahskoj SSR 5. 1988. С. 84–86.

Стержневые элементы тектоники Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии

Шипилов Э.В.¹, Лобковский Л.И.²

¹ Полярный геофизический институт, Мурманск, shipilov@pgi.ru

² Институт океанологии РАН, Москва, llobkovsky@ocean.ru

Аннотация. Исследование структуры, тектоники и геодинамической эволюции литосферы Арктического региона и его континентальных окраин с геохронологическим ранжированием стадийно формирующихся осадочных бассейнов, в том числе ключевых в нефтегазоносном отношении, представляет одну из фундаментальных проблем современной геологии и геофизики. В этой связи нами были проинтерпретированы несколько групп региональных сейсмических профилей перекрывающих различные сегменты Восточно-Арктического шельфа России. Интерпретация профилей применительно к разрабатываемой авторами модели геодинамической эволюции Арктики позволила получить новую и дополнительную информацию о строении и развитии разных по устройству и тектоническим преобразованиям областей литосферы Арктической континентальной окраины Евразии.

Ключевые слова: Восточно-Арктический шельф, континентальная окраина, тектоника, эволюция, геофизика, сейсмические исследования, интерпретация, геодинамическая модель.

Core elements of tectonics of the Eastern Arctic continental margin of Eurasia

Shipilov E.V.¹, Lobkovsky L.I.²

¹ Polar geophysical institute, Murmansk, shipilov@pgi.ru

² Institute of Oceanology, RAS, Moscow, llobkovsky@ocean.ru

Abstract. The study of the structure, tectonics and geodynamic evolution of the lithosphere in the Arctic region and its continental margins with geochronological ranking of stage-forming sedimentary basins, including the key ones in terms of the oil and gas potential, is one of the fundamental issues of modern geology and geophysics. In this regard, we have interpreted several groups of regional seismic profiles covering different segments of the Eastern Arctic shelf of Russia. The interpretation of the profiles in relation to the model of geodynamic evolution of the Arctic developed by the authors has allowed to obtain new and additional information about the structure and development of different structure and tectonic transformations of the lithosphere regions of the Arctic continental margin of Eurasia.

Key words: East Arctic shelf, continental margin, tectonics, evolution, geophysics, seismic studies, interpretation, geodynamic model.

Введение

Интерпретация групп сейсмических профилей применительно к разрабатываемой авторами модели геодинамической эволюции Арктики (Лаверов и др., 2012; Лобковский и др., 2013; Шипилов, Лобковский, 2012; Shipilov, 2008) позволила получить новую и дополнительную информацию о строении и развитии различающихся по устройству и тектоническим преобразованиям областей литосферы Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии.

Первая группа профилей охватывает в основном северный сегмент шельфа моря Лаптевых, другая – шельф Восточно-Сибирского моря, третья группа сконцентрирована в южной и северной частях шельфа Чукотского моря (рис. 1).

Лаптевоморская континентальная окраина характеризуется тем, что в ее пределах основная структурно-тектоническая ситуация обусловлена развитием системы разветвленных позднемеловых-кайнозойских рифтовых бассейнов (Богданов и др., 1998; Верниковский и др., 2010; Шипилов, 2001; 2004; Shipilov, 1989). Они имеют субсогласное с хр. Гаккеля простираение и обрываются континентальным склоном и адаптированным к нему Хатангско-Ломоносовским линеаментом (Богданов и др., 1998; Головачев, Шипилов, 1986; Шипилов, 2001; 2004; Шипилов, Шкарубо, 1998). К зоне линеамента тяготеют эпицентры некоторых землетрясений и множественные прорыва

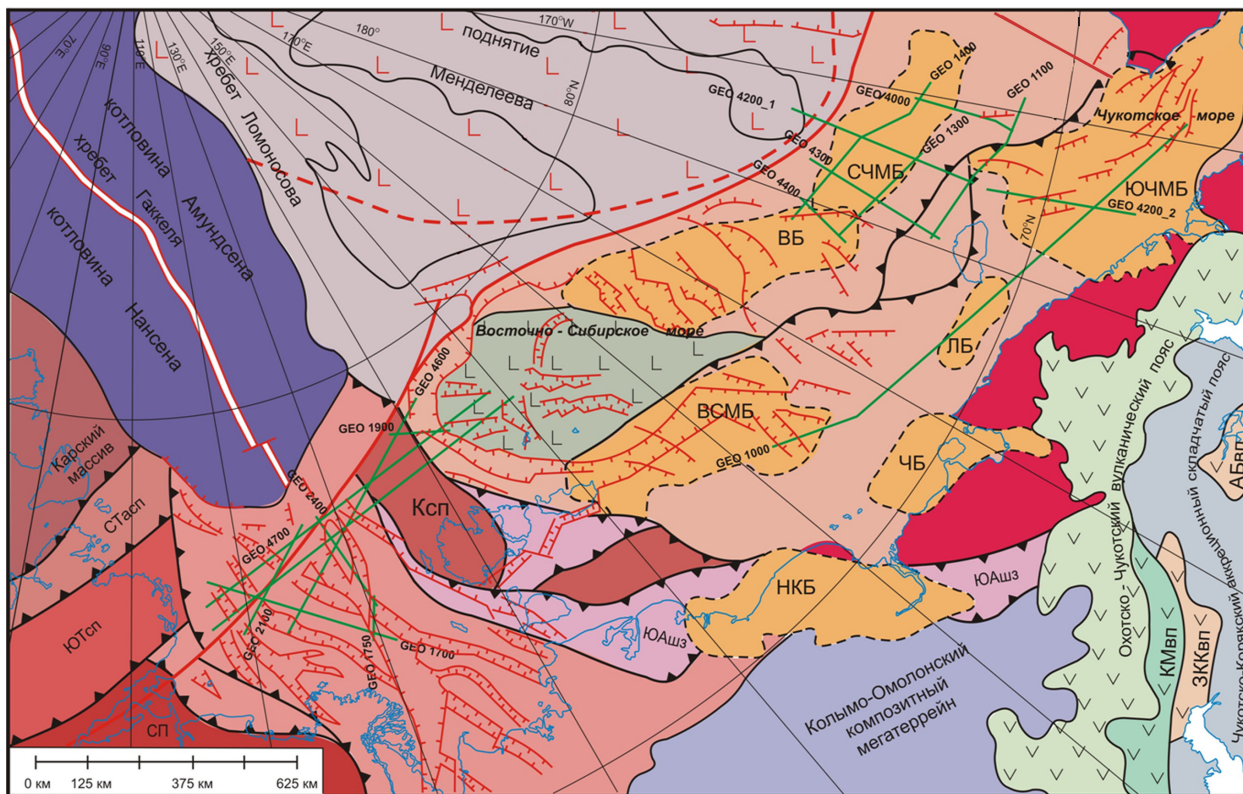


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Восточной Арктики и расположение некоторых сейсмических профилей (зеленые линии).

Ксп – Котельнический складчатый пояс; ЮАшз – Южно-Анюйская шовная зона; основные осадочные бассейны: НКБ – Нижне-Колымский, ЧБ – Чаунский, ЛБ – Лонга, ВСМБ – Восточно-Сибирского моря (Благовещенский), ВБ – Вилькицкого, СЧМБ – Северо-Чукотский, ЮЧМБ – Южно-Чукотский.

Fig. 1. Structural-tectonic scheme of the Eastern Arctic and the location of some seismic profiles (green lines).

Ксп – Kotelny fold belt; ЮАшз – South-Anyui suture zone; main sedimentary basins: НКБ – Lower-Kolyma, ЧБ – Chaun, ЛБ – Longa, ВСМБ – East Siberian Sea, ВБ – Vilkitsky, СЧМБ – North-Chukotka, ЮЧМБ – South-Chukotka.

метана (засвеченные зоны на сейсмических разрезах) в виде т.н. газовых труб и потоков, что, несомненно, свидетельствует о его разломообразующей природе. Отрезок этого нарушения, лежащий к западу от района сочленения с хребтом Гаккеля, на этапе раскрытия Евразийского бассейна был малоактивен. В то же время восточная часть разлома, как представляется, играла заметную сдвиговую роль на раннем этапе формирования Евразийского бассейна. В результате эта разломная зона определила прямолинейный характер границы северо-восточной части Лаптевоморской окраины с впадиной Амундсена. Различие в кинематике западной и восточной частей

Хатангско-Ломоносовской зоны разломов, по всей видимости, предопределило асимметрию в строении Евразийского бассейна (Богданов и др., 1998). Сейсмические разрезы показывают, что продолжение сегмента рифтовой долины хр. Гаккеля на Лаптевоморском шельфе оказывается несколько смещенным к востоку относительно его Евразийского окончания. В тектоническом плане этот позднекайнозойский грабен унаследовал положение тектонического шва, разделяющего шельфовый блок Сибирской платформы и продолжающуюся сюда Южно-Анюйскую зону деформаций. Последняя, в свою очередь, получила развитие в области взаимодействия шельфового блока Сибирской платформы и Котельнического массива.

Континентальная окраина Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В отличие от Лаптевоморского региона здесь получили развитие преимущественно субширотно ориентированные бассейны, меняющие свое простирание на З-С-З при обрамлении ими поднятия Де-Лонга, что указывает на обособленный характер эволюции этой части окраины в допоздне меловое время. Структурно-

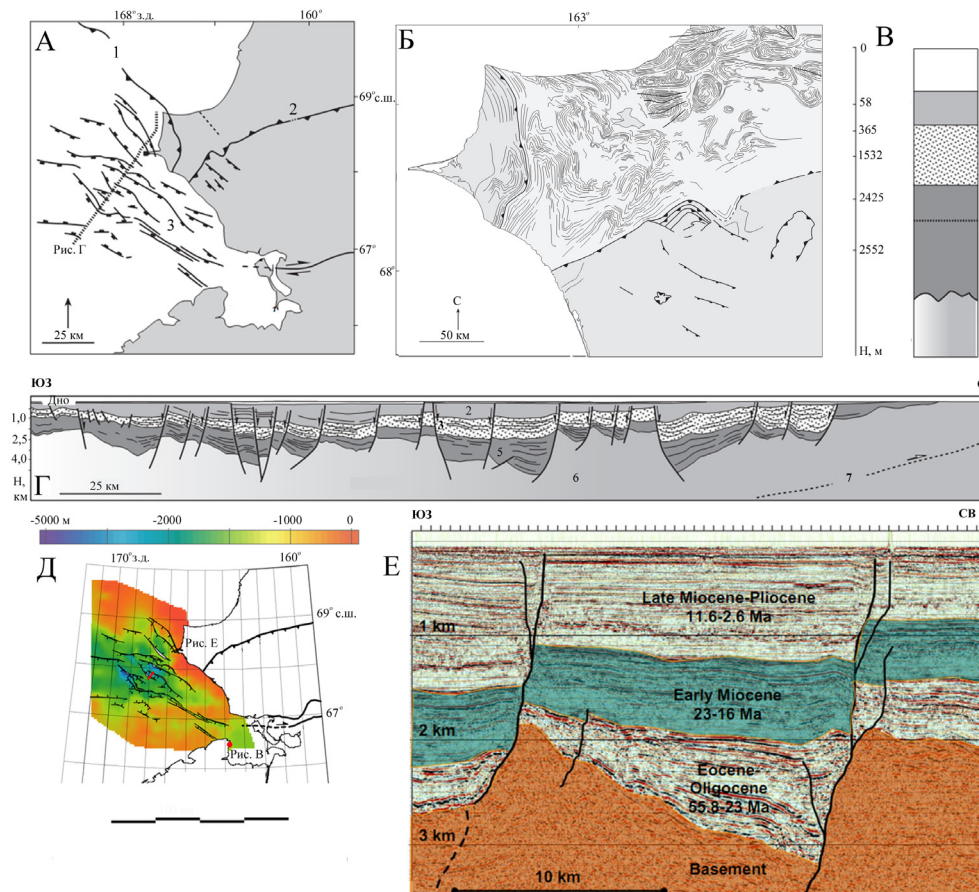


Рис. 2. Строение юго-востока Чукотского шельфа и тектоническая природа бассейна Хоуп.
 А. Схема сбросов и сбросо-сдвигов впадины Хоуп и расположение линии сейсмического разреза (de Vera, 2005). 1 – Врангелевско-Геральдское надвиговое поднятие, 2 – хр. Брукса, 3 – впадина Хоуп.
 Б. Характер дислокаций с-з части Аляски и мыса Лисбурн по результатам дешифрирования космоснимка «Landsat» (NASA, 2005) (de Vera, 2005). В. Разрез отложений, вскрытых скважиной Эспенберг 1 (Espenberg) (Elswick, Toro, 2003) на востоке бассейна Хоуп. Положение скважины на рис. Д. Слева шкала глубин (м). Цифры справа – литолого-стратиграфические образования: 1 – гляциальные, плейстоцен; 2 – мелководно-морские, поздний миоцен-плиоцен; 3 – морские и неморские, миоцен; 3 – вулканогенные, с возрастом 40-42 млн. лет (К-Ар); 5 – неморские, эоцен-олигоцен; 6 – фундамент, домиссисипий. Г. Сейсмогеологический разрез (расположение линии на рис. А), характеризующий грабенообразную природу бассейна Хоуп (Tolson, 1987; Elswick, Toro, 2003). Комплексы отложений соответствуют рис. В. 7 – Геральдский надвиг.
 Д. Схема рельефа поверхности фундамента и сбросов (McDannell et al., 2014), формирующих грабенообразную структуру бассейна Хоуп. Е. Фрагмент интерпретированного сейсмического разреза в центральной части бассейна Хоуп (Elswick, Toro, 2003). Положение линии разреза на рис. Д.

Fig. 2. The structure of the South-East of the Chukchi shelf and the tectonic nature of the Hope basin.
 A. Scheme of faults in the Hope depression and the location of the seismic section line (de Vera, 2005). 1 – Wrangel-Heraldic thrust ridge, 2 – ridge Brooks, 3 – Hope basin. Б. The nature of dislocations of the N-W Alaska and Cape Lisburn on the results of decoding the space image «Landsat» (NASA, 2005) (de Vera, 2005). В. The section of the deposits uncovered by the borehole, Espenberg 1 (Elswick, Toro, 2003) in the East basin Hope. Well position in Fig. D. Left depth scale (m). Figures on the right-lithological-stratigraphic formations: 1 – glacial, Pleistocene; 2 – shallow-sea, late Miocene-Pliocene; 3 – marine and non-marine, Miocene; 3-volcanogenic, with the age of 40-42 million years (K – Ar); 5-non-marine, Eocene-Oligocene; 6- basement, Premissippi. Г. Seismogeological section (location of the line in Fig. (A), characterizing the graben-like nature of the Hope basin (Tolson, 1987; Elswick, Toro, 2003). The sediment complexes correspond to Fig. В. 7- Herald thrust. Д. Scheme of the surface topography of the basement and normal fault (McDannell et al., 2014), forming the graben-like structure of the Hope basin. Е. Fragment of interpreted seismic section in the central part of the Hope basin (Elswick, Toro, 2003). The position of the line in Fig. Д.

тектонический каркас окраины (как плиты) образован тремя основными полосами субширотных тектонических элементов – Южно-Чукотским, Лонга и др. и Новосибирско-Северо-Чукотским рифтогенными осадочными мегабассейнами и разделяющим их Врангелевско-Геральдским поднятием (дугой), связанным с серией осложняющих складчато-надвиговых дислокаций преимущественно северной vergentности и, отчасти, южной. Вопреки сложившимся представлениям о повсеместном распространении чехла только лишь мелового-кайнозойского возраста, в северных звеньях (Северо-Чукотский бассейн и его продолжения на запад) осадочный чехол может достигать 15-20 км в связи с присутствием в низах разреза, как показывают результаты бурения и сейсмические данные, верхнепалеозойских комплексов (Верба, 2016; Шипилов, 2016). Тогда как на юге (Южно-Чукотский бассейн) его значения составляют 3-5 км (Shipilov, 1989), и наиболее древними образованиями здесь могут быть апт-альбские или верхнемеловые отложения, хотя во впадине Хоуп скважиной Эспенберг вскрыты залегающие на фундаменте лишь кайнозойские образования (Elswick, Toro, 2003) (рис. 2). Таким образом, возраст складчатого основания осадочного чехла южной системы бассейнов является позднемезозойским (доаптским), а северной – преимущественно каледонским (элсмириды).

Стержневой структурой Восточно-Арктического шельфа является цепь бассейнов, состоящая из глубоких прогибов Вилькицкого (рис. 1) и его продолжений к западу – Новосибирского и к востоку – Северо-Чукотского. В их депоцентрах мощность осадочного чехла составляет от 10-12 до 18-20 км. Учитывая разночтения в названиях бассейнов у разных авторов эта цепь глубочайших прогибов выделяется как Новосибирско - Северо-Чукотский мегапрогиб.

На фоне отмеченных рифтогенных прогибов особняком выделяется поднятие (купол) Де-Лонга, в пределах которого и по его периферии развиты узкие грабенообразные структуры как альб-аптского, так и кайнозойского возраста с ясно выраженной сбросовой тектоникой и с проявлениями соответствующего базальтоидного магматизма. Активизация тектонических процессов вокруг этого поднятия и в западной части бассейна Вилькицкого отмечается в волновой картине на сейсмических разрезах в виде кальдерообразных элементов и вертикальных засвеченных зон, обусловленных мигрирующими потоками метана. Не исключено, что тектономагматическая активизация была связана со спрединговыми процессами в Евразийском бассейне.

Южнее в депоцентре субширотного сегмента Новосибирского (Благовещенского) бассейна обнаруживается довольно контрастная смена волновой картины в фундаменте. Это дает основание говорить о том, что к северу от этого депоцентра, по всей видимости, имеют распространение позднекаледонские комплексы элсмирид, которые, судя по всему, погружаются к югу под допозднемеловой (?) фундамент (Шипилов, 2016).

Представляется, что рассматриваемая континентальная окраина, а в геодинамическом отношении Новосибирско-Чукотская микроплита (с учетом дискуссионности вопроса о принадлежности Котельнического массива), ограничена с запада продолжением Южно-Ануйской шовной зоны, а на востоке – Чукотско-Канадской сдвиговой зоной (Шипилов, 2016; Шипилов, Лобковский, 2014). На западе плиты об этом свидетельствует согласованность ансамбля тектонических элементов, а на востоке – явный диссонанс между структурами севера чукотского шельфа и Арктической Аляски (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012 «Развитие геодинамической модели эволюции литосферы Арктики в мезозое-кайнозое в связи с научным обоснованием заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа РФ в Северном Ледовитом океане».

Литература

1. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М. и др. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1:2 500 000. М.: Институт литосферы РАН. 1998. 127 с.
2. Верба М.Л. Палеозойские осадочные породы в осадочном чехле северной окраины Восточно-Сибирского моря и их вклад в общую оценку перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 4.

3. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Каминский В.Д., Лобковский Л.И., Шипилов Э.В. Геодинамика Центральной и Восточной Арктики // *Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики*. Екатеринбург, изд-во УрО РАН, 2010. С. 41–58.
4. Головачев Э.М., Шипилов Э.В. Линеаментные зоны моря Лаптевых // *Известия ВУЗов. Геология и разведка*. 1986. № 8. С. 106–108.
5. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики как основа для подготовки обновленной заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа // *Арктика: экология и экономика*. 2012. № 2 (6). С. 4–19.
6. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // *Физика Земли*. 2013. № 6. С. 20–38.
7. Шипилов Э.В. О влиянии процессов молодого океанообразования на становление континентальных окраин Арктики // *Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала*. Книга 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2001. С.193-208. DOI: 10.13140/RG.2.2.29632.58885.
8. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // *Геотектоника*. 2004. № 5. С. 26–52.
9. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Азиатского бассейна // *Геология и геофизика*. 2016. № 12. С. 2115–2147.
10. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Тектоно-геодинамические трансформации литосферы Американо-Азиатского бассейна в кайнозое // *ДАН*. 2012. Т. 445. № 6. С. 663–669.
11. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. О субмеридиональной зоне сдвига в структуре континентальной окраины Чукотского моря и механизме раскрытия Канадского океанического бассейна // *ДАН*. 2014. Т. 455. № 1. С. 67–71.
12. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты*. Материалы Совещания. М.: ГЕОС. 1998. Т. 2. С. 281–284.
13. de Vera J. Structure of the Red Dog district, Western Brooks range, Alaska // *A Thesis submitted in the fulfillment of the requirements of the University of London for the degree of Doctor of Philosophy Department of Geology Royal Holloway, University of London Egham, Surrey TW20 0EX, United Kingdom, December, 2005*. 633 (664) p.
14. Elswick V.A, Toro J. Seismic interpretation and structural evaluation of the Hope Basin, Alaska // *Geol. Soc. Am.* 2003. V. 35. № 6. P. 28–42.
15. McDannell K.T.J. Toro J.K. Hourigan D. Harris. Thermochronologic constraints on Late Cretaceous to Cenozoic exhumation of the Bendeleben Mountains, Seward Peninsula, Alaska // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. P. 4009–4023.
16. Shipilov E.V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean // *Geotectonics*. 2008. V. 42. № 2. P. 105–124.
17. Shipilov E.V. The Graben-Rift System of the Chukchi Sea // *International Geology Review*/ 1989. V. 31. P. 1097–1106.
18. Tolson, R. B. Structure and stratigraphy of the Hope Basin, southern Chukchi Seas, Alaska // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California*. Ed. by Scholl, D. W., Grantz, A., and Vedder, J. G. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources // *Earth Science Series*. 1987. № 6. P. 59–71.

К исследованию годичной динамики температуры почв Хибинского горного массива

Штабровская И.М., Зенкова И.В.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Анатумы, ishtabrovskaya@mail.ru

Аннотация. В статье даётся обзор по годичной динамике 4 участков, расположенных на сходной географической широте: склон северо-западной экспозиции и склон юго-восточной экспозиции горы Вудъяврчорр, на котором исследовались 2 горных пояса: горной тундры и высокогорное плато. Цель исследований состояла в характеристике температурных показателей наиболее биологически активного горизонта горных почв Хибин – органогенного или подстилки – с учетом факторов высотной поясности почвенно-растительного покрова и экспозиции горных склонов. Сравнивались максимальные и минимальные среднесуточные и среднегодовые температуры, а также суммы эффективных и отрицательных температур между склонами разной экспозиции и между участками одноименных поясов с использованием *t*-критерия Стьюдента.

Ключевые слова: Хибинский массив, высотный пояс, высотная зональность.

On the study of annual dynamics of temperature of the Khibiny massif soils

Shtabrovskaya I.M. ¹, Zenkova I. V. ²

Abstract. The article provides an overview of the annual dynamics of 4 plots located at the similar geographical latitude, i.e. the slope of the northwestern exposure and the slope of the southeastern exposure of the Vudjavrchorr mountain, on which 2 mountainous belts were investigated, i.e. mountain tundra and alpine plateau. The purpose of the research is to characterize the temperature indicators of the most biologically active horizon of the Khibiny mountain soils – organogenic or litter – taking into account the factors of the altitudinal zonation of the soil and vegetation cover and the exposure of the mountain slopes. The maximum and minimum average daily and average annual temperatures were compared, as well as the sum of effective and negative temperatures between the slopes of different exposures and between sections of the same-named belts using Student's *t*-test.

Key words: Khibiny mountains, altitudinal belt, altitudinal zonation.

Введение

В докладе представлены результаты исследований, полученные авторами в полевой сезон 2017-2018 гг. на участках с разной экспозицией склонов г. Вудъяврчорр. В частности, был определен среднегодовой ход температур в подстилках высокогорных поясов Хибин. Установлено, что годовая динамика среднесуточной температуры подстилок определяется динамикой температуры атмосферного. Выделили три фактора, которые оказывают дифференцирующее влияние на температурный режим горных подстилок: «сезонность», «экспозиция горного склона» и «высотная поясность».

Объекты и методы исследования

В полевой сезон 2017-2018 гг. были выполнены работы по закладке термодатчиков в подстилку на глубину 5 см горы Вудъяврчорр на 4 горных участках разной экспозиции склонов (табл. 1), автоматические регистраторы температуры – термохроны серии ТРВ-2 с предельным диапазоном измерений от –25 до +40 °С. Термохроны фиксировали температуру в подстилках каждые 2 часа (внутрисуточная динамика).

Результаты

На протяжении периода измерений с 20.09.2017 по 24.06.2018 $T_{\text{сум}_{\text{cp}}}$ в подстилке на глубине 5 см изменялась от –1.8...0 до +10.8...+14.5 °С (рис. 1). Для горно-тундрового пояса ущелья Скальное было установлено достоверное влияние экспозиции склонов на годовую ход температур: для $T_{\text{лиш-юв}}$ с 25 октября наблюдается снижение температур ниже $T_{\text{сум}_{\text{cp}}} = 0$ °С, при этом обратный ве-

сенний переход через порог 0 начинался с 15 мая. В подстилках $T_{\text{лиш-СЗ}}$ на протяжении всего года $T_{\text{сут ср}}$ не опускается ниже 0, но прогревание происходит в меньшей степени после схода снега (с 15 мая) и на протяжении лета.

Таблица 1. Характеристика 4 исследованных горных участков разной экспозиции склонов г. Вудъяврчорр.

Table 1. Characteristics of 4 studied mountain areas of different exposure slopes of Mt. Vudyavrchorr.

Участок	Высокогорное плато		Ущелье Скальное	
	Тундра лишайниковая	Тундра злаковая	Тундра лишайниковая на склоне	Тундра лишайниковая на склоне
Экспозиция склона	Плато		СЗ	ЮВ
Аббревиатура	$T_{\text{лиш}}$	$T_{\text{злак}}$	$T_{\text{лиш-СЗ}}$	$T_{\text{лиш-ЮВ}}$
Горно-растительный пояс	Горно-тундровый		Горно-тундровый	
Высота над ур. м., м	1021	1023	510	

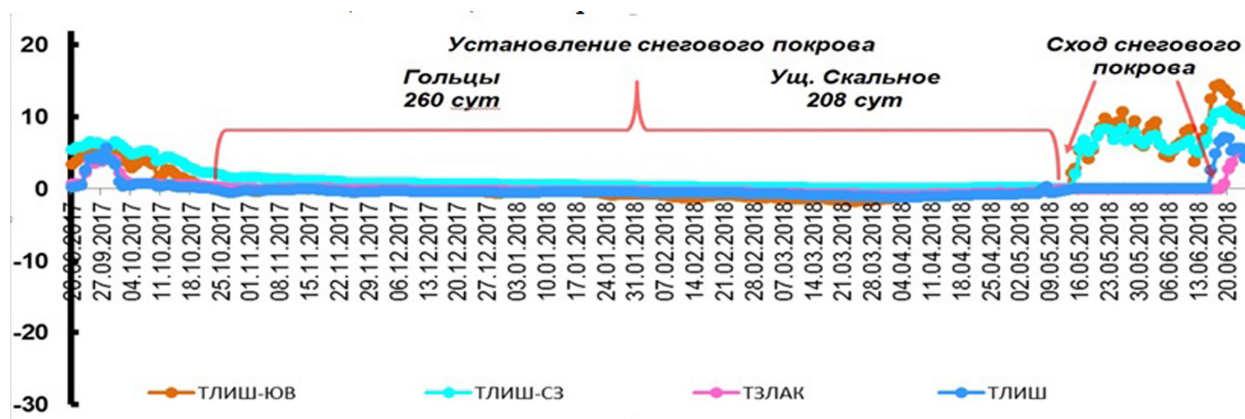


Рис. 1. Динамика среднесуточной температуры подстилок ($T_{\text{сут ср}}$, °C) на площадке ущелье Скальное и гольцового пояса с июня 2017 по июль 2018 г.

Fig. 1. Dynamics of the average daily temperature of litter (T_{dayav} , °C) at the site of the Skalnoe gorge and alpine belt from June 2017 to July 2018.

Координаты	67°38'25,6'' 33°36'43,4''	67°38'23,7'' 33°36'43,0''	67°36'01,8'' 33°36'16,6''	67°35'56,9'' 33°35'42,4''
------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------	------------------------------

Установление снежного покрова на площадке гольцового пояса наблюдалось на 13 суток раньше, чем в горно-тундровом поясе ущелье Скальное, а весенний сход снега (с 14 июня) почти на месяц позже. Таким образом, общая продолжительность снежного покрова была больше почти на 1.5 месяца. Отличием зимней динамики участков на плато является то, что $T_{\text{сут ср}}$ стабильно ниже нуля.

Для всех 4 исследованных горных участков была установлена достоверная корреляция динамики среднесуточной температуры подстилок и атмосферного воздуха. Коэффициент корреляции был выше для лучше прогреваемой подстилки тундры лишайниковой на склоне СЗ экспозиции (0.72) по сравнению с тундрой лишайниковой на склоне ЮВ экспозиции (0.69) и меньшим для тундровых подстилок высокогорного плато 0.50 ($T_{\text{лиш}}$) и 0.42 ($T_{\text{злак}}$) (рис. 2). Стоит отметить, что корреляция с температурой воздуха выражена только в те месяцы, когда отсутствует снеговой покров.

Как наименьшие, так и наибольшие значения $T_{\text{год ср}}$ наблюдались в подстилках горно-тундрового пояса на склонах встречной экспозиции ущелье Скальное (рис. 3). Различия среднелетних значений температуры подстилок на исследованных нами участках за период исследования 280

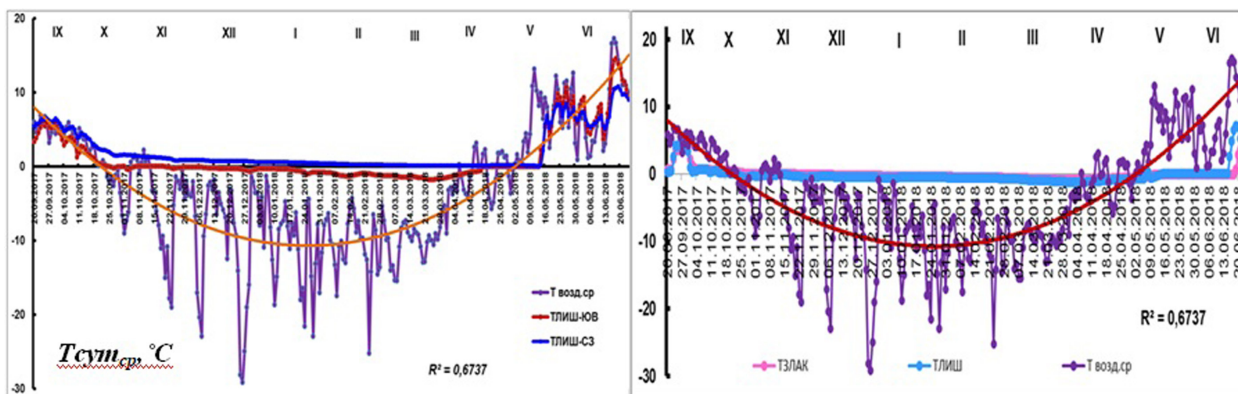


Рис. 2. Корреляция динамики температуры подстилок и атмосферного воздуха на площадке ущелье Скальное и гольцового пояса с июня 2017 по июль 2018 г.

Fig. 2. The correlation of the temperature dynamics of litter and atmospheric air at the site of the Skalnoe gorge and the alpine belt from June 2017 to July 2018.

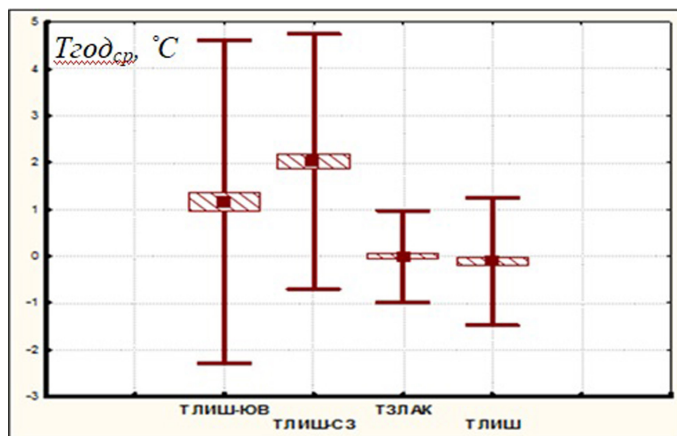


Рис. 3. Среднегодовые значения температуры подстилки на исследованных участках горно-тундрового и гольцового поясов ($T_{год,ср}$ за период 280 сут, °C).

Fig. 3. The average annual temperature of litter in the studied areas of the mountain-tundra and alpine belts ($T_{years_{av}}$ for a period of 280 days, °C).

Таблица 2. Значения t -критерия Стьюдента при сравнении среднегодовой температуры подстилок ($T_{год,ср}$) между участками горно-тундрового и гольцового поясов.

Table 2. The values of the Student's t -test when comparing the average annual temperature of litter ($T_{years_{av}}$) between the sections of the mountain-tundra and alpine belts.

	ТЛИШ/ТЗЛАК	ТЛИШ_сз/ТЗЛАК	ТЛИШсз/ТЛИШ	ТЛИШ-ЮВ/ТЗЛАК	ТЛИШ-ЮВ/ТЛИШ	ТЛИШ-ЮВ/ТЛИШ-СЗ
T_{st}	1.01	11.67	11.65	5.45	5.73	3.24

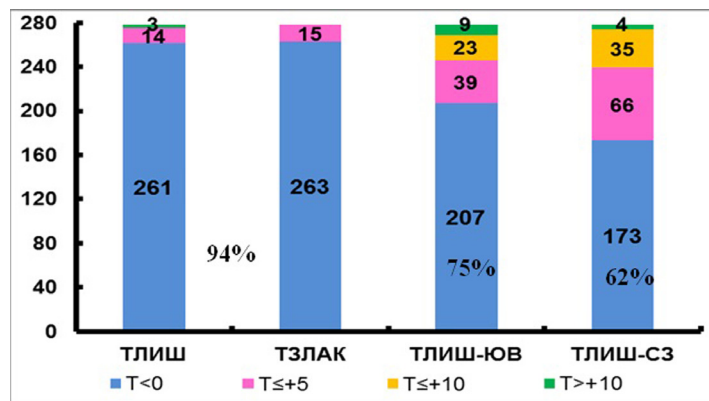


Рис. 4. Число дней с $T_{day,ср} \leq 0^\circ\text{C}$, $0...+5^\circ\text{C}$, $+5...+10^\circ\text{C}$, $>+10^\circ\text{C}$ в подстилках на исследованных участках горно-тундрового и гольцового поясов (за период 280 сут.).

Fig. 4. The number of days with $T_{day_{av}} \leq 0^\circ\text{C}$, $0...+5^\circ\text{C}$, $+5...+10^\circ\text{C}$, $>+10^\circ\text{C}$ in the litter on the studied areas of the mountain-tundra and alpine belts (for a period of 280 days).

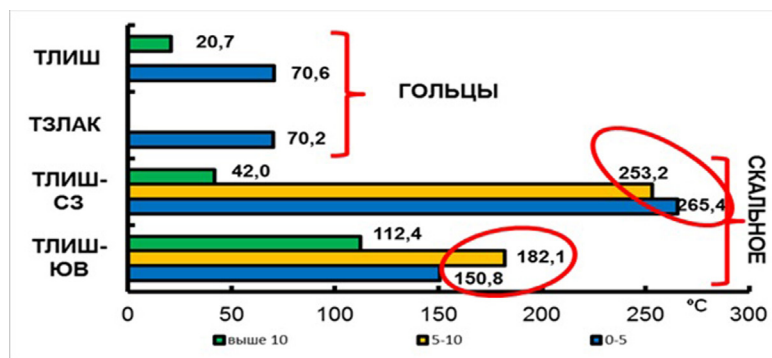


Рис. 5. Сумма среднесуточных температур ($\sum T_{сум\ ср}, ^\circ C$) $0...+5^\circ C$, $+5...+10^\circ C$, $>+10^\circ C$ (n сут = 280).

Fig. 5. The sum of average daily temperatures $0...+5^\circ C$, $+5...+10^\circ C$, $>+10^\circ C$ (n days = 280).

суток были достоверны (табл. 2). Различия в вариабельности температуры между склонами встречной экспозиции зависели преимущественно от минимальных среднесуточных значений.

Сравнивая суммы положительных температур горных подстилок и число суток с $T_{сум\ ср} \leq 0^\circ C$, $0...+5^\circ C$, $+5...+10^\circ C$, $>+10^\circ C$, выявили, что в годовой динамике преобладают дни с отрицательными температурами подстилок. Таким образом, число дней с $T_{сум\ ср} \leq 0^\circ C$ на высокогорного плато: 261-263 против 173-207 в тундрах на склонах ущелья. Теплые дни с эффективными температурами $>+5^\circ C$ и $>+10^\circ C$ на высокогорном плато практически отсутствуют (рис. 4).

Стоит отметить, что сумма положительных температур за 280 суток не превысила $100^\circ C$ на высокогорном плато и была больше в горной тундре ущелья Скальное: $445^\circ C$ на склоне ЮВ экспозиции и $560^\circ C$ на склоне СЗ экспозиции (рис. 5).

Выводы

Таким образом, был определен общегодовой ход температур в подстилках высокогорных поясов Хибин: в горной тундре на склонах на высоте 500 метров и на плато на максимальных высотных отметках преобладают дни с отрицательной или околонулевой температурой подстилок. Число этих дней совпадает с продолжительностью залегания снегового покрова (260 сут. на плато и 208 сут. на склонах). Наиболее теплые месяцы годового цикла – июль и август (~30 сут. на плато и ~40 сут. на склонах), когда среднесуточные температуры подстилок прогреваются до $+15...+22^\circ C$. Среднегодовые температуры подстилок составляют $+1...+2^\circ C$ в поясе горной тундры на склонах и околонулевые-отрицательные значения на высокогорном плато. Годовые суммы положительных температур в этих поясах не превышают 500 и $100^\circ C$ соответственно. При этом, годовая динамика среднесуточной температуры подстилок определяются динамикой температуры атмосферного воздуха. Эта зависимость выражена сильнее для тундры лишайниковой на склоне СЗ экспозиции (0.72) по сравнению с тундрой лишайниковой на склоне ЮВ экспозиции (0.69) и в меньшей степени – для подстилок высокогорного плато: 0.50 ($T_{\text{ЛИШ}}$) и 0.42 ($T_{\text{ЗЛАК}}$). Обобщая полученные данные по температурным показателям и их годовой динамике в экосистемах горы Вудъяврчорр, можно выделить три фактора, оказывающие дифференцирующее влияние на температурный режим горных подстилок: «сезонность», «экспозиция горного склона» и «высотная поясность».

Влияние фактора высотной поясности проявляется:

- в осенне-зимний период – в большей продолжительности снегового покрова и большем количестве дней с отрицательными среднесуточными температурами подстилки в гольцах на плато по сравнению с тундрами на склонах;
- в летний период – в более высоких максимальных значениях температуры подстилки в гольцах, которые, однако, наблюдаются меньшее количество дней, в результате чего сумма положительных температур выше в тундре, чем в гольцах.

Достоверное влияние фактора экспозиции горных склонов в пределах горно-тундрового пояса проявляется: в лучшем прогреве подстилок ЮВ склона в весенне-летний период (до $+14.5^\circ C$ против $+10.8^\circ C$ на СЗ склоне) и в более низких температурах подстилки ЮВ склона в осенне-зимний период (до $-1.79^\circ C$ против $+0.04^\circ C$ на СЗ склоне). Годовая сумма положительных температур выше на склоне СЗ экспозиции по сравнению с ЮВ склоном: $560^\circ C$ против $445^\circ C$.

Условия кристаллизации мафических включений и пород собского комплекса (Полярный Урал)

Шуйский А.С., Удоратина О.В.

Институт геологии Коми НЦ РАН, Сыктывкар, self88@yandex.ru

Аннотация. В статье приведены результаты расчетов температуры и давления на основе химического состава породообразующих минералов амфибола и плагиоклаза пород собского комплекса и мафических включений. Используются микрозондовые анализы и целый ряд геобарометров и геотермометров. В результате проведенных исследований установлено, что породы комплекса имеют близкие интервалы температур (и давления) кристаллизации, именно поэтому процессы ассимиляции наблюдаются достаточно редко.

Ключевые слова: мафические включения, температуры кристаллизации, геотермометры, геобарометры, Полярный Урал.

Crystallization conditions of mafic inclusions and rocks of the Sobsky complex (Polar Urals)

Shuysky A.S., Udoratina O.V.

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, self88@yandex.ru

Abstract. The article reviews results of calculations of temperatures and pressures on the basis of the chemical composition of rock-forming minerals of amphibole and plagioclase of the Sobsky complex and mafic inclusions. We have used microprobe analyzes and a number of geobarometers and geothermometers. We have established that the rocks of the complex had similar ranges of temperature (and pressure) of crystallization, therefore assimilation processes are rarely observed.

Keywords: mafic inclusions, crystallization temperatures, geothermometers, geobarometers, Polar Ural.

Введение

Первично магматические мафические (меланократовые) включения (МВ) имеют проблематичный генезис и встречаются в породах различного состава. На Полярном Урале мафические включения формируют типичный облик плагиогранитоидов собского (Лагортинско-Кокпельского) комплекса, породы которого развиты в Восточно-Уральской (Тагило-Магнитогорской) зоне и представляют собой основание палеоостровной дуги.

Наблюдаемые МВ – темные и более тонкозернистые разности, чем вмещающие их породы комплекса, они отчетливо выделяются на общем фоне скальных выходов благодаря цвету и своей мелкозернистости. Также они хорошо сохраняются на выветрелых поверхностях, формируя положительные выпуклые формы. Форма МВ разнообразна, но чаще встречаются округлые, эллипсоидные образования, также наблюдаются и угловатые и амебообразные (бесформенные). Размеры включений чаще всего от 10 до 30 (50) см, но отмечаются как более крупные, так и более мелкие. Важной характеристикой являются контакты МВ с вмещающими породами: чаще всего они четкие, резкие, однако в единичных случаях отмечены близкие по облику более тонкозернистые каймы. МВ с размытыми нечеткими и нерезкими границами встречаются реже, еще реже отмечаются гибридные по своему происхождению породы, формирующиеся на контакте МВ и вмещающих их пород собского комплекса.

Отсутствие или присутствие признаков ассимиляции породами комплекса МВ, зависит от длительности пребывания МВ в кристаллизующемся расплаве, температуры кристаллизации МВ и температуры кристаллизации пород комплекса.

Нами на основе микрозондовых анализов породообразующих минералов (полученных в «Геонаука», г. Сыктывкар) с использованием расчета по различным геобарометрам и геотермометрам рассчитаны Р–Т условия формирования МВ и пород комплекса.

Результаты исследований

Породы комплекса (опробованные в контакте с МВ) варьируют в широком интервале составов: габбро-диорит – диорит – кварцевый диорит – гранодиорит – тоналит – плагиогранит. Для пород МВ интервал вариаций более узкий: габбро – габбро-диорит – диорит. При этом в каждой опробованной паре составы МВ и вмещающих пород широко варьируют (рис. 1).

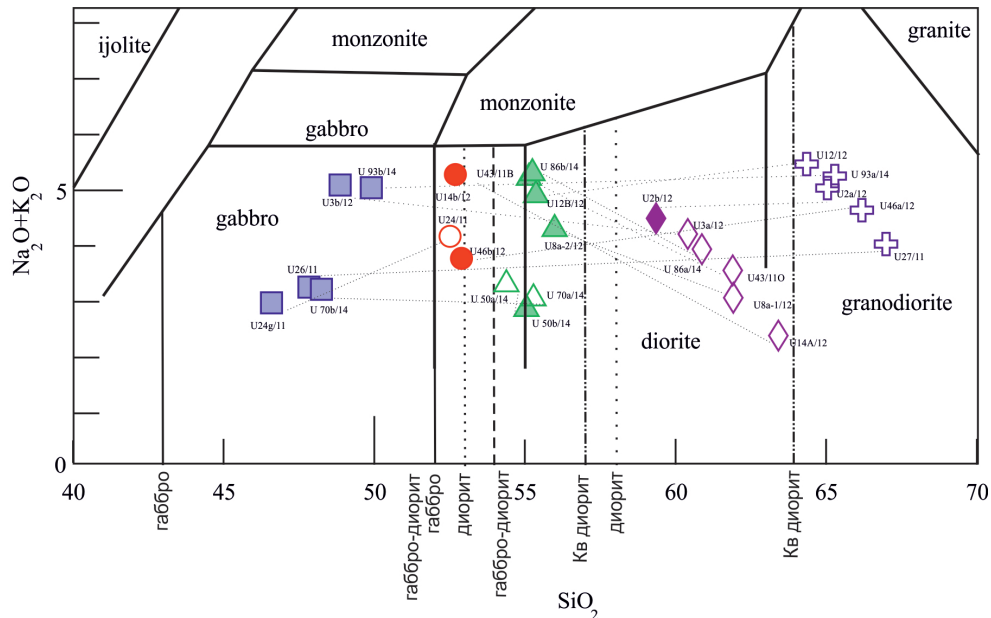


Рис. 1. Положение точек составов изученных МВ и пород комплекса на диаграмме TAS. Стрелками указаны опробованные пары – МВ и на контакте породы комплекса. Условные обозначения, квадрат – габбро, кружок – габбро-диориты, треугольник – диориты, ромб – кварцевые диориты, крестик – тоналиты. Закрашенные значки – МВ, незакрашенные – породы комплекса.

Fig. 1. Location of composition points of studied ME and rocks of the complex in the TAS diagram. The arrows indicate tested pairs – ME and on the contact of the rocks of the complex. Legend: square – gabbro, circle – gabbro-diorites, triangle – diorites, rhombus – quartz diorites, cross – tonalites. Shaded icons – ME, uncolored – rocks of the complex.

И породы комплекса и породы МВ имеют близкий петрографический состав, тем не менее, МВ всегда имеют более основной состав по отношению к вмещающей его породе.

Состав пород собского комплекса варьирует в рамках габбро-габбродиорит-диорит-кварцевый диорит-тоналит-плагиогранит. Цвет породы варьирует от темно-серого до бело-серого (СИ – 30 (редко 50 в габбро имеющих локальное распространение)). Средне- и крупнозернистые, порфировидные, массивные. Под микроскопом наблюдаются гипидиоморфнозернистые микроструктуры. Вкрапленники плагиоклаза ($An_{(72-0)}$), амфибола (Mg-роговая обманка), (\pm биотит) погружены в матрикс такого же минерального состава, отмечается кварц и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы – апатит, титанит; рудные – магнетит, титаномагнетит; вторичные – эпидот, хлорит.

Состав пород МВ варьирует в пределах габбро-габбродиорит-диорит. Цвет породы от черного, темно-серого до серого (СИ – 50-70). Петрографический состав близок вмещающим породам комплекса: порфировидные вкрапленники плагиоклаза (более раннего $An_{(77-20)}$), Mg-амфибола, (\pm биотит) погружены в основную массу сложенную теми же минералами. Акцессорные минералы – апатит, титанит; вторичные – эпидот, хлорит; рудные – магнетит, титаномагнетит, пирит. На микроуровне включения при общей схожести отличаются микроструктурами и более основным составом порообразующих минералов.

Согласно данным микрозондового анализа вариации составов плагиоклазов вкрапленников (в центре и в краевой части), а также основной массы по составу отличаются. Как видно на графиках

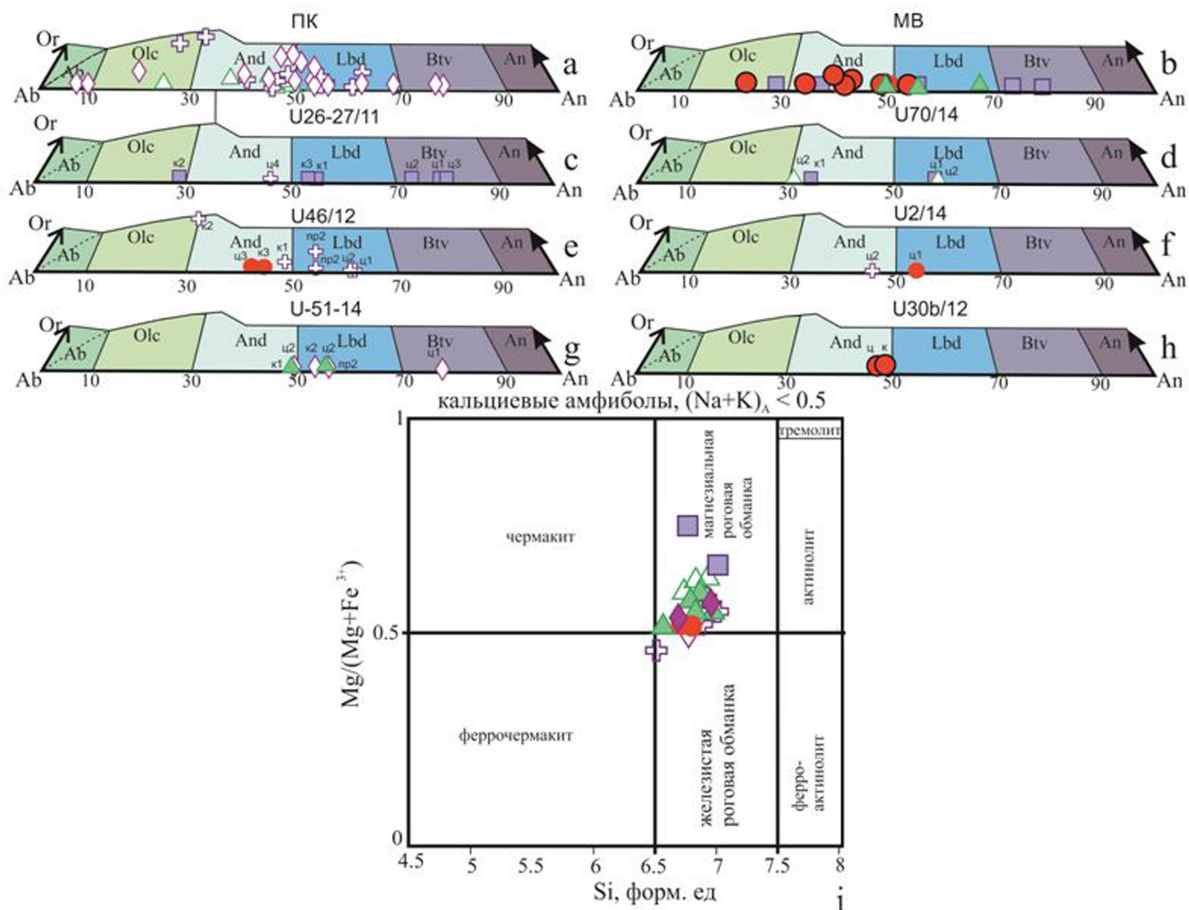


Рис. 2. Диаграмма деления плагиоклазов и щелочных полевых шпатов (высокотемпературная неупорядоченная серия) (a-h). Сокращения: Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз, And – андезин, Anor – анортоклаз, Btv – битовнит, Olc – олигоклаз, Lbd – лабрадор, Snd – санидин. (Deer et al., 1963) и бинарная диаграмма ММА для классификации Ca амфиболов (a). $Ca[B] > 1.50$ (Leake et al., 1997-2004). Условные обозначения см. рис. 1.

Fig.2. Diagram division of plagioclase and alkaline feldspars (high-temperature disordered series) (a-h). Abbreviations: Ab – albite, An – anortite, Or – orthoclase, And – andesine, Anor – anorthoclase, Btv – bitovnite, Olc – oligoclase, Lbd – Labrador, Snd – sanidine. (Deer et al., 1963) and binary MMA diagram for classifying Ca amphiboles (i). $Ca [B] > 1.50$ (Leake et al., 1997-2004). Conventions are in Fig. 1.

(рис. 2, a-h), точки составов плагиоклазов значительно перекрываются, но в целом для пород MB характерен более основной (более Ca) плагиоклаз.

Амфибол MB представлен Mg-роговой обманкой (рис. 2 i), слюда – биотитом, магнезиальность амфибола выше в MB, чем в породах собского комплекса. Состав минералов приведен в работах (Горбаченко и др., 2015, 2016).

Порфириовидный облик пород комплекса и MB свидетельствует о гипабиссальных условиях их кристаллизации, присутствие роговой обманки, биотита указывает на водонасыщенный флюидный режим кристаллизации пород.

На диаграмме TAS фигуративные точки составов MB и вмещающих их пород собского комплекса занимают одни поля, со смещением в более основную область. Породы принадлежат к известково-щелочной серии, имеют натриевый тип щелочности. На геохимических диаграммах формы спектров распределения РЗЭ близки, на мультиэлементных наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высоkozарядных элементов, с проявленными положительными аномалиями по Cs, Ba, K, Pb, Sr, Nd, Sm, Dy и отрицательными – по Rb, Nb, Zr, P, Ti, что подтверждает их надсубдукционную природу.

Изучение химических составов пород комплекса, контактирующих с МВ, показывает, что вблизи МВ породы комплекса имеют более основной состав, так как основной объем комплекса сложен тоналитами.

Рассчитанные температуры и давления приведены в табл. 1. Наиболее реальные средние температуры получены при помощи геотермометра (Ridolfi et al., 2010), в табл. 1, колонка 10. Согласно расчетам, средние температуры: МВ габбро (810 °С), габбро-диориты (813 °С), диориты (798 °С), кварцевые диориты (778 °С). Породы комплекса вблизи МВ: диориты (804 °С), кварцевые диориты (817 °С), тоналиты (769 °С).

Полученные с помощью различных геобарометров давления приведены также в табл. 1, мы ориентируемся на колонку 4. Давление: МВ габбро (1.5Kbar), габбро-диориты (1.8Kbar), диориты (1.4Kbar), кварцевые диориты (1.3Kbar). Породы комплекса вблизи МВ: диориты (1.3Kbar), кварцевые диориты (1.7Kbar), тоналиты (1.2 Kbar).

Соответственно, глубины формирования варьируются для мафических включений от 4.6 до 6.3 км, а пород комплекса от 4.3 до 6.2 км.

Содержания воды в расплаве, равновесном с роговой обманкой, оценивается в породах комплекса 6-7 мас. %, а в МВ 7-8 мас. %.

Таблица 1. Расчетные температуры и давления пород комплекса и МВ.

Table 2. Calculated temperatures and pressures of the rocks of the complex and ME.

Обр.	Название породы	№ обр.	P[1]	P[2]	P _{cp}	P[3]	T[4]	T[5]	T[6]	T[7]	T _{cp}	T[8]
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ПК	тоналит	U2a/12	5.7	5.95	5.82	–	810.32	690.34	750.03	586.2	709.22	–
МВ	кв. диорит	U2б/12	2.83	3.2	3.01	1.29	793.99	746.29	797.35	633.74	742.84	775
ПК	кв. диорит	U7a/12	3.84	4.16	4	1.74	816.97	691.51	705.08	570.18	695.94	812
МВ	диорит	U7б/12	3.13	3.48	3.3	1.42	768.46	719.45	729.95	591.23	702.27	787
ПК	кв. диорит	U43a/12	4.35	4.66	4.5	–	805.94	619.76	637.29	520.4	645.84	823
МВ	габбро-диорит	U43б/12	4.63	4.92	4.77	–	745.72	642.76	678.65	549.99	654.28	821
ПК	тоналит	U12a/12	2.51	2.89	2.7	1.19	739.57	763.11	886.61	686.76	769.01	758
МВ	диорит	U12б/12	5.28	5.55	5.42	–	752.53	638.97	631.05	517.77	635.08	844
ПК	диорит	U70a/14	2.57	2.95	2.76	1.20	780.42	745.54	794.04	632.92	738.23	795
МВ	габбро	U70б/14	3.1	3.46	3.28	1.42	738.38	641.25	621.12	518.34	629.77	807
ПК	тоналит	U27a/12	2.55	2.93	2.7	1.21	740.78	694.12	677.96	548.72	665.4	777
ПК	диорит	U47a/11	2.7	3.07	2.89	1.25	759.22	745.66	705.15	579.98	697.5	817
ПК	диорит	U50б/14	2.81	3.17	2.99	1.29	805.58	757.51	764.81	614.1	735.5	802
МВ	кв. диорит	U56/14	2.67	3.05	2.86	–	750.8	675.4	670.72	551.8	662.18	–
МВ	кв. диорит	U56/14	4.39	4.7	4.55	–	791.72	668.32	661.91	537.14	664.77	–
МВ	диорит	U39/12	3.07	3.42	3.24	1.40	752.86	691.89	661.59	545.83	663.04	807
МВ	диорит	U39/12	2.95	3.31	3.13	1.35	728.72	654.08	669.98	553	651.45	793
МВ	диорит	U40/12	2.76	3.13	2.95	1.28	688.68	552.63	563.8	483.13	572.06	778
МВ	диорит	U51/14	2.97	3.33	3.15	1.35	795.41	745.28	796.39	633.35	742.61	784
МВ	диорит	U86/14	2.84	3.21	3.03	1.31	734.05	668.07	695.19	568.56	666.47	781
МВ	габбро-диорит	U30б/12	4.33	4.64	4.49	–	733.93	657.99	698.07	565.23	663.81	811
МВ	габбро-диорит	U30б/12	3.91	4.24	4.07	1.77	777.49	729.94	750.16	599.21	714.2	808
МВ	габбро	U26/11	4.26	4.57	4.42	1.92	775.52	787.28	982.19	732.09	819.27	841
МВ	габбро	U38/12	2.39	2.77	2.58	1.15	761.7	736.26	813.08	645.19	739.06	783

Примечание: точность P^[1-2] ± 0.5 Kbar, точность T^[3] ± 75 °С, T^[8] ± 22 °С; ПК – породы комплекса, МВ – мафические включения; P^[1] – (Hammarstrom J. M., Zen E-An, 1986); P^[2] – (Schmidt M.W., 1991); P[3] – (Ridolfi et al., 2010), T^[4] – (Blundy J.D., Holland T.J.B., 1990); T^[5] – (Holland T., Blundy J., 1994); T^[6] – (Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T., 1982); T^[7] – (Spear F.S., 1981) T^[8] – (Ridolfi et al., 2010). P_{cp} рассчитаны из P^[1-2], T_{cp} рассчитаны из T^[4-6], T^[4-6] рассчитаны с учетом P_{cp}.

Расчеты показали, что МВ физико-химически и термически соответствуют продуктам процесса введения в кристаллизующуюся магму малого по объему количества вещества, которое могло кристаллизоваться из близкого по составу расплава при более высокой температуре и повышенном давлении. Температура плавления этого вещества выше температуры плавления расплава, и оно не может расплавиться в магме. Тем не менее, наблюдаемые процессы ассимиляции и гибриди-

зации МВ в породах собского комплекса, не рассматриваемые здесь, являются причиной реакционных взаимодействий пород комплекса с МВ (Горбаченко, Удоратина, 2016, 2017).

Первичная природа этого поступающего в магму вещества МВ проблематична. Это может быть: 1. материал первых, более основных по составу порций расплава, 2. материал, имеющий кумулятивную природу, 3. материал более поздней порции поступивших в расплав основных пород.

Исследования выполняются в рамках госзадания № ГР АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Горбаченко К.Н., Удоратина О.В. Условия кристаллизации гибридных пород собского комплекса (Полярный Урал) // Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия. Мат-лы VIII Всеросс. шк. молодых ученых. Сборник материалов. Черноголовка: ИПХФ РАН. 2017. С. 30–32.
2. Горбаченко К.Н., Удоратина О.В., Шевчук С.С. Амфиболы мафических включений и пород собского комплекса (р. Лагорта, Полярный Урал) // VII Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия»: Сборник материалов. Черноголовка: ИПХФ РАН. 2016. С. 10–12.
3. Горбаченко К.Н., Удоратина О.В., Шевчук С.С. Плаггиоклазы пород и мафических включений собского комплекса (бас. р. Лагорта, Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 24-й научной конференции. Сыктывкар. Геопринт. 2015. С. 44–48.
4. Горбаченко К.Н., Удоратина О.В. Гибридные породы собского комплекса (Собский батолит, Полярный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат-лы VIII всеросс. петрограф. конф. с межд участием. Томск. 2016. С. 77–86.
5. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1990. V.104. N. 2. P. 208–224.
6. Hammarstrom J. M., Zen E-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Amer. Miner.*, 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297–1313.
7. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994. V.116. P. 433–447.
8. Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area north-west Queensland // *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1982. V. 7. N. 3. P. 181–196.
9. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canad. Miner.* 1997. V. 35. P. 219–246.
10. Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // *Amer. Miner.*, 2004. V. 89. P. 883–887.
11. Ridolfi F. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes / F. Ridolfi, A. Renzulli, M. Puerini // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 45–66.
12. Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C. 3.5-13.0 kbar // *Terra abstracts*. 1991. V. 3. N. 1. P. 30.
13. Spear F.S. Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quartz // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. V. 77. N. 4. P. 355–364. Deer, W.A., R. A. Howie, and J. Zussman (1963) *Rock-Forming Minerals* V. 4. Longmans, London. 435 pp.

Типохимизм берилла Шерловой Горы (Юго-Восточное Забайкалье)

Юргенсон Г.А.¹, Афанасьева А.С.², Борзенко А.А.¹, Кононов О.В.²

¹ *Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, yurgga@mail.ru*

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, asafanasyeva@rusgeology.ru*

Аннотация. Приведены новые данные о химическом составе берилла месторождения висмута, олова, вольфрама и ювелирных камней Шерловая гора. Среди кристаллов берилла развиты аквамарин, зеленый берилл и гелиодор. Обобщено более 200 химических и микрозондовых анализов и определено, что берилл слабощелочной: содержания Na 0.01-0.09 формульных коэффициентов, а Cs – 0.0005-0.0041, и по их содержанию бериллы не различаются. В аквамарине преобладает двухвалентное Fe, гелиодоре трехвалентное, в зеленом их содержание примерно равное. Это подтверждено данными оптической спектроскопии: максимум поглощения в области 700 и 800 nm⁻¹ типично для закисного Fe аквамарина, минимум – для гелиодора, а окисного в области 360 nm⁻¹ для гелиодора. Установлена корреляция между цветом и интенсивностью ЭПР-сигнала Fe³⁺. Типохимическим признаком зеленого берилла Шерловой Горы является максимально высокое содержание V и примерно равные соотношения двух- и трехвалентного Fe. Минимально содержание V в кристаллах голубого берилла.

Ключевые слова: берилл, аквамарин, зеленый берилл, гелиодор, окисно-закисные формы железа, ванадий, скандий, Шерловая Гора, Забайкалье.

Typochemism of beryl of Sherlovaya Mountain (Southeastern Transbaikalia)

Yurgenson G.A.¹, Afanasyeva A.S.², Borzenko A.A.¹, Kononov O.V.²

¹ *Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, yurgga@mail.ru*

² *Moscow State University. MV Lomonosov, Moscow, asafanasyeva@rusgeology.*

Abstract. New data on the chemical composition of the beryl deposits of bismuth, tin, tungsten and jewelry stones Sherlovaya Mountain are given. Among beryl crystals, aquamarine, green beryl and heliodor are developed. More than 200 chemical and microprobe analyzes have been compiled and it is determined that the beryl is weakly alkaline: the content of Na 0.003-0.012 formula coefficients, and Cs – 0.0005-0.0041 and the content of beryl does not differ. In aquamarine, bivalent Fe prevails, trivalent in heliodor, in green their content is approximately equal. As confirmed by optical spectroscopy data, the absorption maximum in the region of 700 and 800 nm⁻¹ is typical of fermented Fe aquamarine, the minimum is for the heliodor, and the oxide one in the region of 360 nm⁻¹ for the heliodor. The correlation between the color and intensity of the EPR signal Fe³⁺ has been established. The typochemical characteristic of green beryl of the Sherlovaya Gora is the highest V content and approximately equal ratios of divalent and trivalent Fe. The content of V in crystals of blue beryl is minimal.

Keywords: beryl, aquamarine, green beryl, heliodor, ferric oxide forms, vanadium, scandium, Sherlovaya Gora, Transbaikalia.

Введение

Месторождение находится в Моноголо-Охотской минерагенической зоне в Юго-Восточном Забайкалье России (рис. 1). Оно локализовано в Шерловогорском гранитном массиве, являющемся частью вулканоплутонической системы, приуроченной к сочленению Агинского жесткого массива, сложенного метаморфизованными терригенными горными породами палеозойского возраста и Харанорской рифтовой впадины, выполненной вулканогенно-осадочными отложениями мезозойского возраста.

Шерловогорский гранитный шток кукульбейского интрузивного комплекса, радиологический возраст которого, определенный калий-аргоновым методом, составляет 154-147 млн. лет, представляет собою восточный фрагмент Адун-Челон- Шерловогорского интрузивного тела (Гайворонский, 1995). Он входит в состав одноименной рудно-магматической системы и представлен на рис. 2.

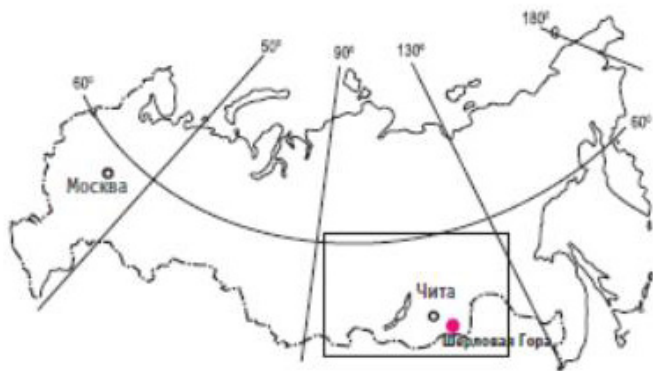


Рис. 1. Местонахождение месторождения Шерловая Гора.

Fig. 1. Location of the Sherlovaya Gora deposit.

В статье рассматриваются результаты изучения берилла месторождения самоцветов Шерловая Гора, локализованного в грейзенах и грейзененизированных гранитах Шерловогоского массива, хотя, строго говоря, берилл в тех или иных количествах развит и на Аплитовом и Кварц-турмалиновом отрогах, а также в жильном комплексе олово-полиметаллического месторождения Сопка Большая. Но его ювелирные разности известны только в кварцево-жильном комплексе Шерловой Горы. Основные участки добычи ювелирного берилла, исторически определившиеся за 300 лет разработки месторождения, показаны на рисунке 2.

Месторождение открыто в 1723 году и, несмотря на то, что приближается 300-летие его изучения и отработки, оно продолжает оставаться почти единственным в России источником благород-

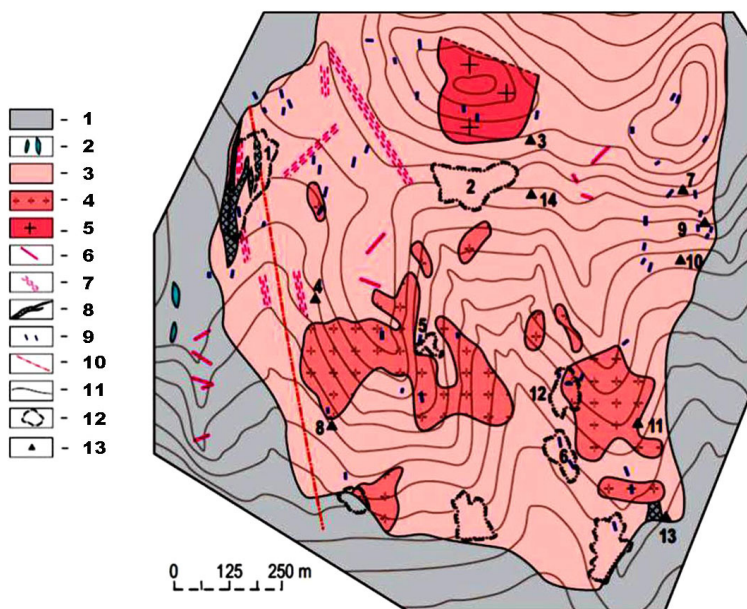


Рис. 2. Геологическая карта Шерловогорского месторождения аквамарина с указанием основных мест добычи самоцветов. Составлена с использованием геологической основы (В.В. Аристов и др., 1961).

1 – роговики, 2 – габбро, диориты, 3 – граниты порфировидные, 4 – граниты крупнозернистые, 5 – гранит-порфиры, 6 – аплиты, 7 – зоны трещиноватости; 8 – грейзеновые тела, 9 – внемасштабные зоны грейзенизации, 10 – зоны дробления, 11 – геологические границы, 12 – старые выработки и отвалы и их номера на карте, 13 – внемасштабные выработки и их номера. Горные выработки на карте: 1 – Поднебесных, 2 – Новиковская, 3 – Белотопазовая, 4 – Мелехинская-1, 5 – Мелехинская-2, 6 – Гелиодоровая, 7 – Лизкина Яма, 8 – Мелехинская, 9 – Кондратьевская, 10 – Золотой Мыс, 11 – Лукаво-Золотая, 12 – Миллионная, 13 – Золотой Отрог.

Fig. 2. Geological map of the Sherlovogorsk aquamarine deposit indicating the main places of gem mining. Compiled using the geological basis (V.V. Aristov et al., 1961).

1 – hornfels, 2 – gabbros, diorites, 3 – porphyry granites, 4 – coarse granites, 5 – granite porphyry, 6 – aplites, 7 – fracture zones, 8 – greisen bodies, 9 – off-scale greisenization zones, 10 – crushing zones, 11 – geological boundaries, 12 – old workings and dumps and their numbers on the map, 13 – out-of-scale workings and their numbers. Mine workings on the map: 1 – Podnebesnykch, 2 – Novikovskaya, 3 – Belotopazovaya, 4 – Melekhinskaya-1, 5 – Melekhinskaya-2, 6 – Heliodorovaya, 7 – Lizkina Yama, 8 – Melekhinskaya, 9 – Kondratievskaya, 10 – Golden Cape, 11 – Lukavo-Zolotaya, 12 – Millionnaya, 13 – Zolotoy Otrog.

ных разновидностей берилла ювелирного качества, неповторимых по разнообразию и насыщенности цвета. В 1787 г. месторождение стало собственностью императрицы Екатерины II, которая организовала систематическую многолетнюю добычу. По современным оценкам, за почти 300-летний период добыто более 5 т кондиционного кристаллосырья (Юргенсон, 2001).

Целью работы является изучение вариаций химического состава ювелирных разновидностей берилла и выявление их типохимических признаков.

Материал и методы исследования

Для изучения использована коллекция, включающая более 300 разноцветных кристаллов берилла и их фрагментов, собранных за многие годы на разных участках месторождения, обозначенных на рис. 2. Коллекция состояла из кристаллов аквамарина, зеленого берилла и гелиодора, отличающихся оттенками и насыщенностью голубой, зеленой и желто-оранжевой окраски. Изменчивость химического состава изучена с использованием 152 оригинальных микронзондовых (МГУ) и химических анализов методом ICP MS (АО Восток-Лимитед, г. Чита). Выполнены также исследования спектроскопических свойств методами: оптической (45 спектров), инфракрасной (30 спектров) и ЭПР-спектроскопии (30 спектров).

Результаты и их обсуждение

Результате более 200 химических и микронзондовых анализов показали, что все цветные разновидности берилла относятся к слабощелочным (рис. 3). Содержания Na находится в пределах

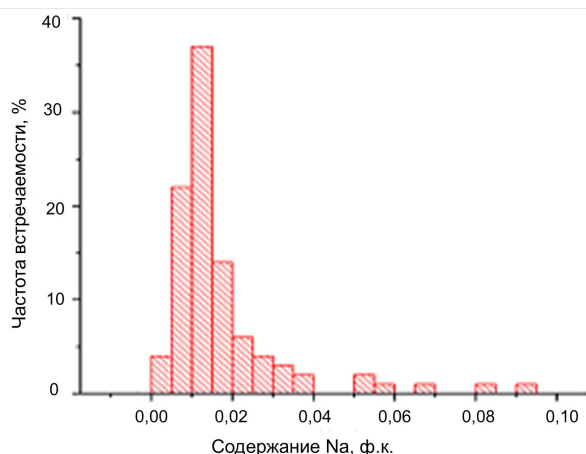


Рис. 3. Содержания Na во всех кристаллах берилла.

Fig. 3. Na content in all beryl crystals.

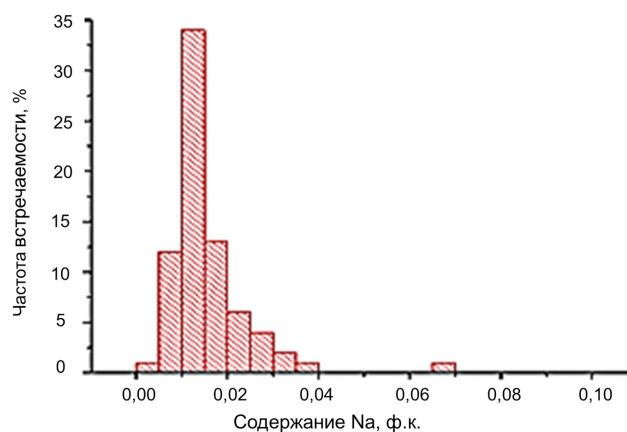


Рис. 4. Содержания Na в аквамарине.

Fig. 4. Na content in aquamarine.

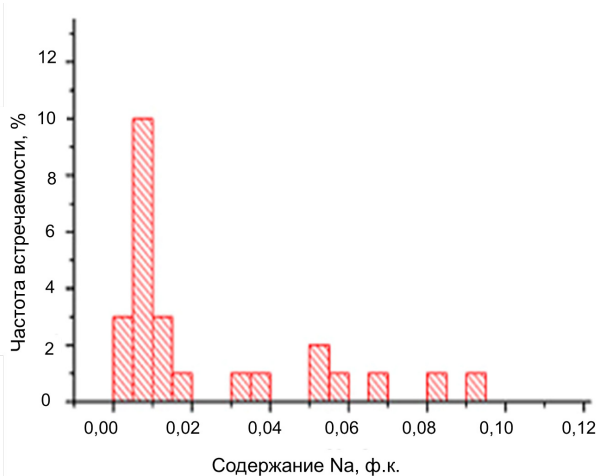


Рис. 5. Содержания Na в гелиодоре.

Fig. 5. Na content in heliodore.

0.01-0.09 ф.к. При этом для аквамарина максимальная частота встречаемости (34 %) типична для содержаний 0.01-0.02 ф.к.

Для гелиодора при максимальном содержании натрия 0.095 ф.к. типичен широкий диапазон содержаний (0.005-0.095 ф.к.), тем не менее, наибольшая частота, равная 10 % присуща значениям 0.01 ф.к. (рис. 5). Содержания Cs – 0.0005-0.0041 ф.к., и по ним изученные кристаллы берилла различаются несущественно.

Как известно, Fe является важнейшим хромофором берилла. Из таблицы, где представлены данные химических анализов 42 кристаллов берилла, по содержанию общего железа аквамарин, зеленый берилл и зелено-желтые раз-

ности гелиодора различаются по-разному, подчеркивая природное разделение кристаллов берилла по цветам на три группы. В ряду бесцветные и голубые среднее содержания железа максимально (0.45-1.02 %), увеличиваясь с возрастанием интенсивности голубой окраски. Среди зеленых наиболее высоким содержанием общего железа отличаются голубовато-зеленые (почти аквамарины). При этом оно уменьшается у собственно зеленых бериллов (0.44). В группе кристаллов берилла, которые можно отнести к гелиодорам с различным зеленым оттенком, содержания общего железа возрастают по мере увеличения доли желтой окраски от 0.44 % у зеленых до 0.89 % у оливково-зеленых гелиодоров.

Таблица. Статистические характеристики содержаний ванадия, железа и алюминия в бериллах различной окраски.

Table. Statistical features of contents of vanadium, iron and aluminum in beryls of various colors.

Цвет	Элемент и статистические характеристики его содержания, мас.%					
	Ванадий			Железо		
	n	x	σ	n	x	σ
Бледно-голубой, почти бесцветный	4	0.0005	0.0002	4	0.45	0.0681.
Бледно-голубой	3	0.0005	0	3	0.65	0.1709
Ярко-голубой	3	0.0005	0	2	1.02	0.1487
Зеленовато-голубой	10	0.0008	0	9	0.59	0.1536
Светло-зеленый	3	0.0008	0.0003	3	0.49	0.0387
Зеленый	8	0.0016	0.0012	8	0.44	0.0772
Желтовато-зеленый гелиодор	4	0.0012	0.0005	10	0.57	0.0871
Зеленовато-желтый гелиодор	5	0.0006	0.00025	4	0.62	0.0608
Оливково-зеленый гелиодор	2	0.0005	0	2	0.89	0.1414

Весьма важным типохимическим признаком берилла различной окраски является соотношение содержаний окисного и закисного Fe в берилле. В аквамарине преобладает двухвалентное Fe, гелиодоре – трехвалентное, а в зеленом их содержание примерно равное. Это подтверждено данными оптической спектроскопии: максимум поглощения в области 700 и 800 nm⁻¹ типично для закис-

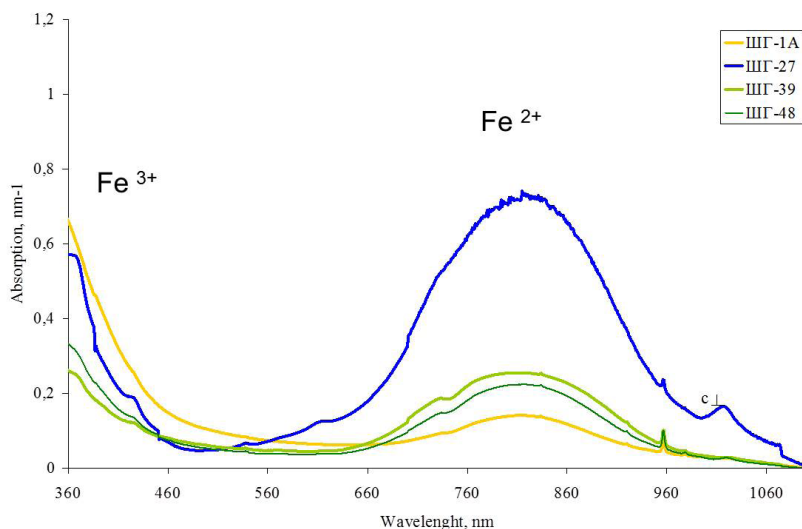


Рис. 6. Оптические спектры двух- и трехвалентного железа в кристаллах различной окраски: ШГ-1А гелиодор, ШГ-27 – аквамарин, ШГ-38 и ШГ-48, соответственно, зеленый и желто-зеленый разновидности.

Fig. 6. Optical spectra of bivalent and trivalent iron in crystals of various colors: ShG-1A heliodor, ShG-27 – aquamarine, ShG-38 and ShG-48, respectively, are green and yellow-green varieties.

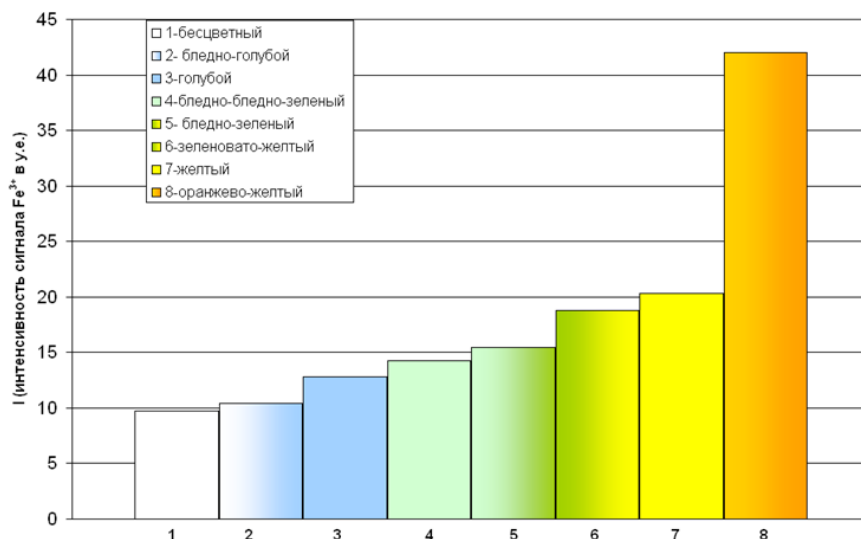


Рис. 7. Связь окраски берилла и содержания Fe³⁺ в нём.

Fig. 7. Relationship of beryl coloration and Fe³⁺ content in it.

ного Fe аквамарина, минимум – для гелиодора, а окисного в области 360 nm⁻¹ для гелиодора (рис. 6). Установлена корреляция между цветом и интенсивностью ЭПР-сигнала Fe³⁺ (рис. 7).

По данным ЭПР спектроскопии (рис. 7) получена четкая картина возрастания доли трехвалентного железа в ряду: бесцветный– бледно-голубой– голубой– зеленый – желтый и желто-оранжевый.

В ряду бесцветные и голубые среднее содержания железа минимально (0.0005 %). Среди зеленых наиболее высоким средним содержанием общего железа отличаются ярко-зеленые кристаллы (0.0016 %). Как типохимический признак можно рассматривать вариации содержания ванадия (таблица). Во всех кристаллах разной интенсивности голубой окраски содержания V минимальны и находятся на пороге чувствительности анализа ICP MS, достигая 0.0005 %. Возрастание содержания V соответствует усилению доли зеленого цвета в ряду голубовато-зеленый – светло-зеленый – зеленый (от 0.0008 до 0.0016). В группе гелиодора содержание V уменьшается по мере уменьшения доли зеленого цвета и возрастания желтого. Одновременно, как видно из этой таблицы и было показано нами ранее (Юргенсон, Борзенко, 2018), трехвалентное железо и ванадий, замещающие Al в октаэдрических позициях, ведут себя как антагонисты в зеленом берилле и гелиодоре.

Выводы

1. Все кристаллы берилла Шерловой Горы, независимо от окраски, относятся к слабощелочным.
2. Максимальные содержания общего железа типично для ярко-голубого аквамарина и оливково-зеленого гелиодора.
3. Различия в окраске ювелирных аквамарина, зеленого берилла и гелиодора определяется соотношением окисного и закисного железа.
4. Типохимическим признаком зеленого берилла Шерловой Горы является максимально высокое содержания V и примерно равные соотношения двух- и трехвалентного Fe.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0386-2017-0006.

Литература

1. Гайворонский Б.А. Шерлогогорское месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк. 1995. Т. 1. Кн. 1. С. 130–133.
2. Юргенсон Г.А., Борзенко А.А. Ванадий в кристаллах берилла Шерловой Горы (Юго-Восточное Забайкалье) // Успехи современного естествознания. 2018. № 5. С. 164–168.
3. Yurgenson Georgiy, Kononov Oleg. Sherlova Gora: Deposit for Gemstones and Rare Metals: // Sherlova Gora/ Mineralogical Almanac. V. 19. is. 2. 2014. Lakewood, USA: Mineral-AlmanacLtd. P. 12–93.

Кристаллическая структура и происхождение нового природного цирконосиликата $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$

Яковенчук В.Н.^{1,2}, Паниковровский Т.Л.³, Пахомовский Я.А.^{1,2}, Иванюк Г.Ю.^{1,2},
Кривовичев С.В.²

¹ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, yakovenchuk@geoksc.apatity.ru, pakhom@geoksc.apatity.ru

² Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

³ Лаборатория природоподобных технологий и техноферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, taras.panikorovsky@spbu.ru

Аннотация. Приводится описание новой природной фазы $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$. Её структура решена в пространственной группе $P-1$ с R -фактором 0.12 для 911 независимых рефлексов $a = 5.566(3)$, $b = 7.190(2)$, $c = 7.614(3)$ Å, $\alpha = 64.86(3)$, $\beta = 81.92(3)$, $\gamma = 89.16(3)$ °, $V = 272.7(2)$ Å³. Основу структуры составляет каркас из димеров рёберно-связанных октаэдров циркония, объединённых по общим вершинам с силикатными диорто-группами $[\text{Si}_2\text{O}_7]$. В пустотах каркаса располагаются атомы натрия.

Ключевые слова: новый цирконосиликат натрия, кристаллическая структура.

Crystalline structure and origin of new zirconosilicate $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$

Yakovenchuk V.N.^{1,2}, Panikorovskii T.L.³, Pakhomovsky Ya.A.^{1,2}, Ivanyuk G.Yu.^{1,2},
Krivovichev S.V.²

¹ Geological institute FIC KSC RAS, Apatity, yakovenchuk@geoksc.apatity.ru

² Nanomaterials Research Center FIC KSC RAS, Apatity, g.ivanyuk@gmail.com; skrivovi@mail.ru

³ Laboratory of geo-inspired technologies and environmental safety of Arctic region FIC KSC RAS, Apatity, taras.panikorovsky@spbu.ru

Abstract. The article contains description of a new natural phase $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$. Its crystal structure is solved in the $P-1$ space group with R -factor 0.12 for 911 independent reflections $a = 5.566(3)$, $b = 7.190(2)$, $c = 7.614(3)$ Å, $\alpha = 64.86(3)$, $\beta = 81.92(3)$, $\gamma = 89.16(3)$ °, $V = 272.7(2)$ Å³. The crystal structure is based upon framework of dimers of edge-shared zirconium octahedra connected with nesosilicate $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ groups by shared vertexes. The framework cavities contain sodium atoms.

Key words: new Na zirconosilicate, crystal structure.

Введение

Новая фаза была обнаружена в альбититах г. Тахтарвумчорр (Хибинский массив). Альбититы, замесившие фойяиты и эгирино-нефелино-микроклиновые пегматиты, сложены тонко-мелкозернистым агрегатом пластинчатого альбита с линзами (до 1×0.5 м) сахаровидного апатита, в массу которого заключены уплощенно-призматические кристаллы энигматита, чешуйки и радиально-лучистые агрегаты молибденита, пластинки ильменита и пирротина, тёмно-оранжевые призматические кристаллы ловенита и сферолиты бледно-кремового волокнистого чирвинскиита. В постоянной ассоциации с чирвинскиитом находятся лимонно-жёлтые радиально-лучистые агрегаты и отдельные призматические кристаллы титанита, частично замещенного лоренценитом, зёрна эвдиалита и циркона, замещённые с краёв порошковатыми массами келдышита с включениями новой фазы $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$, ранее описанной А.П. Хомяковым (1990) под названием М-34 (рис. 1).

В работе А.П. Хомякова отмечена возможность образования келдышитоподобных цирконосиликатов вследствие гидратации первичного паракелдышита: $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ (паракелдышит) \rightarrow $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$ (М-34) \rightarrow $\text{NaH}_3\text{Zr}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$ (келдышит). Такая схема подразумевает преобладание структуры этих соединений, однако наша расшифровка структуры М-34 показала её кристаллохимическую уникальность.

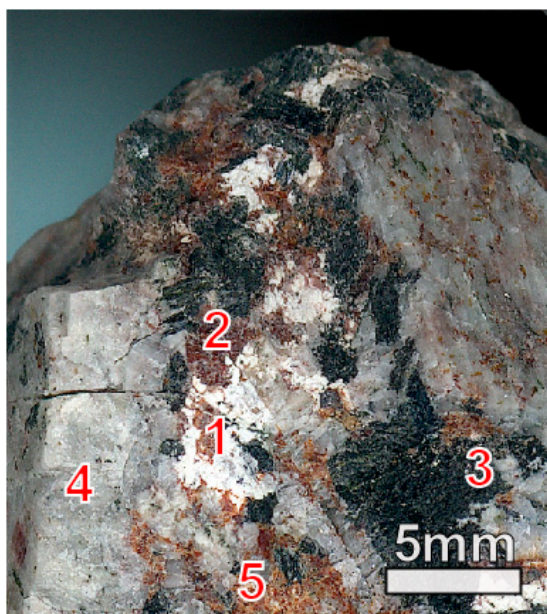


Рис. 1. Порошковатые агрегаты (пара)келдышита и фазы $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$ (1) с эвдиалитом (2), эгирином (3), альбитом (4) и ловенитом (5) в альбитизированном пегматите фойяитов г. Тахтарвумчорр.

Fig. 1. Powder aggregates of a new phase $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$ (1) with eudialyte (2), aegirine (3), albite (4) and lavenite (5) in albitized alkaline pegmatites in foyaite of Mt. Takhtarvumchorr.

Эксперимент

Рентгеноструктурный анализ монокристаллов природной фазы $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$ проводился на дифрактометре Agilent Technologies Xcalibur EOS, оснащенного плоским CCD детектором, при комнатной температуре с использованием монохроматического $\text{MoK}\alpha$ излучения ($\lambda = 0.71069 \text{ \AA}$). Параметры элементарной ячейки уточнялись методом наименьших квадратов. Поправка на поглощение определена эмпирически с помощью сферических гармоник, реализованных в алгоритме калибровки SCALE ABSPACK, в программном комплексе CrysAlisPro (Agilent Technologies, 2014). Уточнение структуры проводилось с помощью программы SHELX (Sheldrick, 2015).

Кристаллическая структура (рис. 2) новой природной фазы с химическим составом $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$ была решена впервые в пространственной группе $P-1$ с R -фактором 0.12 для 911 рефлексов. Параметры элементарной ячейки приведены в таблице в сравнении с таковыми келдышита и паракелдышита. В этой структуре октаэдры ZrO_6 объединены парами по общим ребрам вместе с крупными октаэдрами натрия, полимеризуясь в октаэдрические слои, к которым с обеих сторон примыкают силикатные диортогруппы (см. рис. 2).

Следует отметить, что в основе кристаллических структур (пара)келдышита, лежат одиночные Zr -центрированные октаэдры, объединенные диортогруппами т.е. они существенно отличается от изученной нами структуры М-34. Присутствие последней фазы ставит под собой сомнение существование трансформационной цепочки паракелдышит–келдышит–М-34, поскольку келдышит $\text{NaH}_3\text{Zr}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$ и паракелдышит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ изоструктурны между собой, а промежуточный между ними по составу и времени образования минерал не может обладать принципиально иной структурой.

Таблица. Химические формулы и параметры элементарных ячеек для поздних цирконосиликатов в пегматитах г. Тахтарвумчорр.
 Table. Chemical formula and unit cell parameters for late zirconisilicate minerals in pegmatites of Mt. Takhtarvumchorr.

Минерал	Формула	Параметры элементарной ячейки
Келдышит	$\text{NaH}_3\text{Zr}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$	$a = 9.01 \text{ \AA}, b = 5.34 \text{ \AA}, c = 6.96 \text{ \AA}$
		$\alpha = 92.1^\circ, \beta = 116.1^\circ, \gamma = 88.1^\circ$
Паракелдышит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$	$a = 6.62 \text{ \AA}, b = 8.81 \text{ \AA}, c = 5.43 \text{ \AA}$
		$\alpha = 92.7^\circ, \beta = 94.23^\circ, \gamma = 71.46^\circ$
М-34	$\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$	$a = 5.566 \text{ \AA}, b = 7.190 \text{ \AA}, c = 7.614 \text{ \AA}$
		$\alpha = 64.86^\circ, \beta = 81.92^\circ, \gamma = 89.16^\circ$

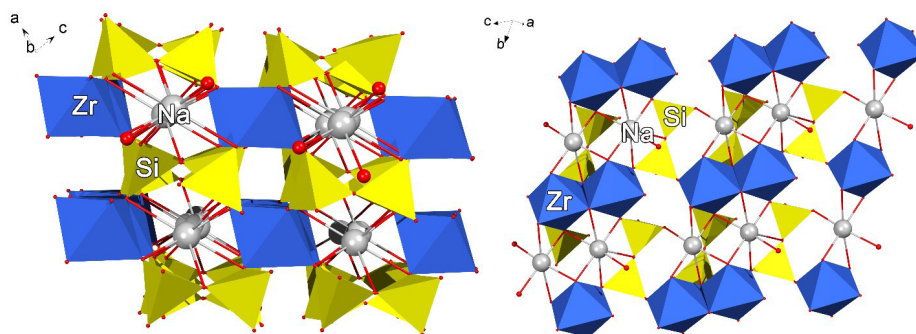
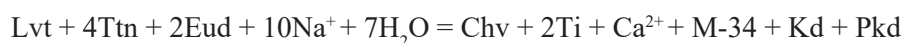


Рис. 2. Кристаллическая структура М-34 в проекция вдоль оси *b* (слева) и в плоскости гетерополиэдрического цирконосиликатного слоя (справа).

Fig. 2. Crystalline structure M-34 in projection along *b* axis (left) and on heteropolyhedral zirconium silicate layer (right).

Обсуждение

Образование фазы $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$ и (пара)келдышита, вероятно, обусловлено преобразованием более раннего эвдиалита высоконаатриевыми гидротермальными растворами в ходе альбитизации фойяитов и их пегматитов. Одновременно происходило образование лоренцинита и чирвинскиита вследствие изменения титанита. Таким образом, можно написать предполагаемую реакцию образования новой фазы:



где Chv – чирвинскиит, Lvt – ловенит, Eud – эвдиалит, Ttn – титанит, М-34 – фаза $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$, а Kd и Pkd – келдышит и паракелдышит, соответственно. Соотношение паракелдышита и келдышита, по-видимому, соответствует трансформационной схеме А.П. Хомякова, тогда как М-34 является либо самостоятельной фазой, либо альтернативным продуктом изменения паракелдышита.

Исследования проводились в рамках научных тем ФИЦ КНЦ РАН 0226-2019-0051, и 0226-2018-0003 (Программа Президиума РАН I-48).

Литература

1. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука. 1990. 195 с.
2. Agilent Technologies (2014) CrysAlis CCD and CrysAlis RED. Oxford Diffraction Ltd, Yarnton, Oxfordshire, UK.
3. Sheldrick, G.M. (2015). SHELXT – Integrated space-group and crystal-structure determination // Acta Cryst. A 71. P. 3–8.

Бактериальное выщелачивание основных сульфидных минералов медно-никелевых руд. Обзор.

Янишевская Е.С.¹, Горячев А.А.²

¹ ИППЭС ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, *drygina_es@mail.ru*

² ПТТБА КНЦ РАН, Апатиты, *andrej.goria4ev@yandex.ru*

Аннотация. В статье рассмотрены особенности бактериального выщелачивания основных сульфидных минералов месторождений медно-никелевых руд Мурманской области. Сделан акцент на вклад бактерий в темпы извлечения меди и никеля в процессе выщелачивания. Отмечено, что растворение пентландита протекает наиболее эффективно при использовании штамма *Acidothiobacillus ferrooxidans*. Особенность растворения халькопирита заключается в образовании пассивирующего слоя, в особенности – ярозита. Окисление пирротина сопровождается выделением значительного количества тепла, что необходимо учитывать при проектировании технологических схем кучного выщелачивания в климатических условиях северных регионов, так как это поможет предотвратить замерзание раствора и увеличить интенсивность перехода металлов в раствор.

Ключевые слова: гидromеталлургия, биовыщелачивание, сульфидные руды, цветные металлы, пентландит, халькопирит, пирротин.

Bioleaching of major sulfide minerals of copper-nickel ores. A review.

Yanishevskaya E.S.,¹ Goryachev A.A.²

¹ INEP KSC RAS, Apatity, *drygina_es@mail.ru*

² NTTSA KSC RAS, Apatity, *andrej.goria4ev@yandex.ru*

Abstract. Biohydrometallurgy, which exploits microbiological processes to recover metal ions, is regarded as one of the most promising and revolutionary biotechnologies. This review outlines previous and current research in bioleaching processes, particularly in respect of the biooxidation of pentlandite, chalcopyrite and pyrrhotite. The oxidation of these minerals is reviewed with emphasis on the contribution from the microbial community, specifically direct and indirect contact of bacteria with the mineral surface. The bacterial leaching behavior of copper and nickel from a low-grade sulfide ore was investigated. The main reason for the slow rate of chalcopyrite dissolution is the formation of a layer on the surface of the mineral that hinders dissolution, termed “passivation”.

Key words: hydrometallurgy, bioleaching, sulfide ores, non-ferrous metals, pentlandite, chalcopyrite, pyrrhotite.

Введение

Основную промышленную ценность имеют медно-никелевые месторождения магматического генезиса. Наиболее распространены месторождения сульфидного медно-никелевого типа, связанные с магматическими телами базитового и гипербазитового состава. В целом, сульфидные медно-никелевые месторождения характеризуются выдержанностью минерального состава руд. Главными рудными минералами являются пирротин, магнетит, пентландит и халькопирит. Помимо них в рудах зачастую встречаются пирит, кубанит, никелин, миллерит, виоларит, минералы группы платины, присутствуют также хромит, арсениды никеля и кобальта, самородное золото, иногда галенит, сфалерит, борнит, макинавит, валлериит (Игневская, 2009). Вследствие этого, помимо цветных металлов и железа, руды в качестве примесей могут содержать металлы платиновой группы, драгоценные металлы, молибден и др. Среднее содержание меди и никеля в рудах колеблется от долей до первых процентов.

В переработке сульфидного сырья главную роль играют пирометаллургические методы, к которым относятся окислительный обжиг, электроплавка, производство фанштейнов (Чижиков и др., 1962). Гидрометаллургические технологии применяются, главным образом, на стадии рафинирования металлов. Однако гидрометаллургия привлекает все большее внимание, исследования на-

правлены на реализацию возможности переработки медно-никелевого сырья без применения пирометаллургии (Brierley, Brierley, 2001). В особенности уделяется внимание методам выщелачивания сульфидных руд. Наиболее часто применяемыми разновидностями выщелачивания являются кучное, чановое, подземное и автоклавное. Каждый из этих методов имеет значительные перспективы, связанные, в первую очередь, с высокой степенью извлечения как главных, так и второстепенных металлов из руд (до 90–95 % и более), что особенно важно в случае переработки тонко-вкрапленных руд.

Все большую актуальность приобретает поиск экономически и экологически обоснованных способов извлечения цветных металлов из бедных руд и техногенного сырья. Это, главным образом, связано с тем, что качество поступающих на обогащение руд неуклонно снижается, вызывая рост объема извлекаемых руд, ухудшая тем самым состояния природных экосистем. Вовлечение в переработку отходов обогащения для извлечения ценных металлов представляется необходимым процессом, позволяющим снизить нагрузку на окружающую среду, так как в процессе хранения горнопромышленных отходов происходят существенные изменения минерального состава, в результате чего тяжелые металлы переходят в состав водорастворимых солей, что повышает опасность их хранения.

Так как в настоящее время стоит проблема истощения запасов медно-никелевых руд, которые можно перерабатывать с помощью традиционных технологий обогащения, то ведутся разработки технологий, которые позволяют извлекать цветные металлы из бедных руд, техногенных отходов и некондиционных концентратов. Извлечение цветных металлов, содержащихся в отходах добычи, с помощью микроорганизмов представляет собой экономичную альтернативу традиционным гидрометаллургическим процессам.

Мурманская область располагает рядом объектов, для вовлечения в производство которых необходим поиск более рациональных методов переработки. К таким объектам относятся медно-никелевые руды Мончеплутона, которые являются примером вышеупомянутых интрузий базит-ультрабазитового состава (Припачкин, 2013). Среди техногенных объектов перспективными для переработки считаются хвосты обогащения медно-никелевых руд АО «Кольская ГМК», а также Аллареченское техногенное месторождение, образованное отходами добычи сульфидных медно-никелевых руд коренного Аллареченского месторождения.

Микроорганизмы в биотехнологиях переработки сульфидных минералов

В настоящее время микроорганизмы, используемые в биотехнологиях переработки сульфидных руд, достаточно хорошо изучены (Colmer, Hinkle, 1947; Rawlings, 2002; Каравайко и др., 2006; Кондратьева и др., 2015; Schippers, 2007). Наиболее важным для практического применения является *Acidothiobacillus ferrooxidans* – первый описанный и широко изученный микроорганизм, способный окислять двухвалентное железо и пирит (Colmer, Hinkle, 1947; Temple, Colmer, 1951). Однако сейчас показано, что в процессах биовыщелачивания преобладают и другие виды микроорганизмов. Данные микроорганизмы неоднородны с точки зрения филогении, при этом обладают общими физиологическими свойствами, такими как использование для энергетического метаболизма неорганических соединений (сера и ее восстановленные соединения, двухвалентное железо и сульфидные минералы), ацидофилия с оптимальными значениями pH в пределах от 1 до 2,5 и устойчивость к ионам тяжелых металлов, таким как Cu^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Co^{2+} , Fe^{2+} . (Hallberg, Johnson, 2003; Baker, Banfield, 2003; Schippers et al., 2013; Donati, Sand, 2007; Colmer, Hinkle, 1947; Temple, Colmer, 1951).

Биовыщелачивание пентландита

Главным концентратом никеля в руде чаще всего выступает пентландит $(\text{Fe, Ni})_3\text{S}_8$. Особенностям его растворения уделено большое внимание, как в прошлых, так и в современных исследованиях (Harlamovs et al., 2004; Giaveno, Donati, 2001; Torma, 1971; Kai et al., 1995; Semenza et al., 2002; Mason, Rice, 2002; Zhang, Fang 2005; Cameron et al., 2013). Отмечено, что использование адаптированных штаммов бактерий к концентратам приводит к более высоким извлечениям никеля (Kai et al., 1995).

Работа Garcia et al. (1997) была направлена на изучение процессов растворения основных рудных минералов. Исследуемый образец руды содержал 11% никеля, заключенного, главным обра-

зом, в пентландите. Помимо этого образец содержал пирротин, халькопирит и кубанит (CuFe_2S_3). В исследовании использовались штамм *At. ferrooxidans* – как окислитель железа и серы, и штамм *At. thiooxidans* – окислитель серы. За четыре недели эксперимента было извлечено ~40% Ni с применением штамма *At. ferrooxidans*, ~30 % с применением *At. thiooxidans* и ~20% без применения бактерий. Было установлено, что с применением *At. ferrooxidans* пирротин окислялся полностью, тогда как пентландит, кубанит и халькопирит лишь частично, а в качестве продуктов реакции образовывались ярозит и элементарная сера. В свою очередь, применение *At. thiooxidans* не привело к образованию указанных продуктов, а пирротин окислялся лишь частично, тогда как халькопирит, кубанит и пентландит в значительной степени не окислялись, что привело к малому извлечению меди к концу эксперимента.

Zhang and Fang (2005) исследовали биовыщелачивание концентрата с содержанием пентландита 95% (содержание металлов: 32% Ni; 31% Fe; 32% S и 0.8% Cu), используя *At. ferrooxidans* и неидентифицированный термофильный штамм бактерий (MLY). Авторы пришли к выводу, что *At. ferrooxidans*, прикрепленные к поверхности минерала, внесли наибольший вклад в извлечение никеля. Помимо этого, было отмечено присутствие серы на поверхности пентландита после его обработки бактериальным раствором, что указывает на неспособность термофильного штамма MLY окислять серу до сульфата.

В исследовании Pagnanelli et al. (2007) было показано, что повышению скорости выщелачивания никеля способствовал рост температуры, увеличение концентрации Fe^{3+} и частичное замещение SO_4^{2-} на Cl^- . Штамм *At. ferrooxidans* использовался для окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} при 30 °С. Богатый ионами Fe^{3+} подогретый до 50°C раствор подавался для окисления пентландита. В результате этот процесс характеризовался непрерывным образованием Fe^{3+} в биореакторе и последующим высокотемпературным выщелачиванием пентландита. Используя этот метод, за 5 дней в раствор удалось извлечь 83,8% Ni. Согласно полученным результатам, с использованием данного подхода можно значительно улучшить процесс кучного выщелачивания.

Были проведены исследования (Li et al., 2012) по выяснению механизма разложения пентландита с помощью электрохимических измерений. Для этого использовался порошковый микроэлектрод с нанесенным на поверхность штаммом *At. ferrooxidans*. Результаты показали, что при низком потенциале, около -0.2 В и частичном удалении ионов Fe и Ni из минеральной решетки пентландит превращался в промежуточную фазу ($\text{Fe}_{4.5-y}\text{Ni}_{4.5-x}\text{S}_{8-z}$). При изменении потенциала с -0.2 до 0.2 В образуется нестабильный виоларит ($\text{Fe}_3\text{Ni}_3\text{S}_4$). Когда потенциал становился выше 0.2 В нестабильная промежуточная фаза полностью растворялась, что сопровождалось образованием серы на поверхности минерала. Было показано, что присутствие бактерий способствовало удалению серы с минеральной поверхности при окислительно-восстановительном потенциале в диапазоне от -0.75 до -0.5 В.

Биовыщелачивание халькопирита

Особое внимание уделяется определению характера растворения халькопирита (CuFeS_2) вследствие того, что данный минерал является упорным (Debernardi, Carlesi, 2013) для вскрытия выщелачивающими растворами (Panda et al., 2012; Zhang, Fang, 2005; Sasaki et al., 2012; Fu et al., 2008).

Большинство исследователей сделали акцент на механизмы и факторы, определяющие скорость растворения халькопирита и предположили, что его медленное растворение объясняется образованием в процессе выщелачивания пассивирующего слоя (Pradhan et al., 2008; Watling, 2006; Klauber, 2008; Rodriguez et al., 2003; Stott et al., 2000). Образование этого слоя связывают с образованием сульфатов железа, в частности – ярозита ($\text{KFe}^{3+}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$) (Hackl et al., 1995). Исследования пассивирующего слоя показали, что в зависимости от физико-химических условий процесса он может количественно и качественно изменяться (Dutrizac, 1983; Vilcaez et al., 2008).

В Zhao et al. (2015) было отмечено, что в присутствии *At. ferrooxidans* усиливалось, главным образом, растворение железа, что приводило к переходу халькопирита в промежуточную фазу – халькозин (Cu_2S). Это привело к высокой скорости извлечения меди. Однако окисление халькопирита приводит также к образованию полисульфидов (S_n^{2-}), что вызывает формирование пассивиру-

ющего слоя на более поздней стадии биовыщелачивания. Было отмечено, что при использовании штамма *At. thiooxidans* халькопирит подвергался прямому окислению до полисульфида и ковеллина (CuS). При этом отмечалось образование пассивирующего слоя.

Gu et al. (2014) исследовали изменения поверхностных свойств халькопирита после биовыщелачивания с применением штамма *Leptospirillum ferriphilum*. Результаты рентгенофазового анализа, сканирующей электронной микроскопии и анализа энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии показали, что в процессе биовыщелачивания с *L. ferriphilum* поверхность халькопирита покрывалась серой и ярозитом. Основным компонентом пассивирующего слоя, который блокировал непрерывное извлечение меди, являлась сера.

Биовыщелачивание пирротина

Пирротин является типичным сульфидным минералом медно-никелевых месторождений (Veglio et al., 1995; Belzile et al., 2004). Имеет нестехиометрический состав в виде $Fe_{1-x}S$, где x изменяется от 0 (FeS) до 0,125 (Fe_7S_8). Массивные сульфидные месторождения, содержащие пирротин, находятся по всему миру, в частности – в России, Китае, Австралии и Канаде.

Исследования механизма биологического выщелачивания пирротина (Jiang et al., 2006; Veglio et al., 1995) и кинетики выщелачивания (Qiu et al., 2003; Scharer et al., 2000) находятся на предварительной стадии.

В основном, исследования растворения пирротина проводились для чанового и кучного бактериального выщелачивания (Rosenblum, Spira, 1995; van Aswegen et al., 2007; Salo-Zieman et al., 2006; Plumb et al., 2008; Williams, 2006). Так, было установлено (Watling 2008), что растворение пирротина при выщелачивании происходит с потреблением кислоты. Окисление пирротина в присутствии влаги и кислорода сопровождается выделением тепла. Теплота реакции пирротина составляет -11,373 кДж/кг минерала (van Aswegen et al., 2007), это особенно необходимо учитывать при проектировании технологических схем кучного выщелачивания в климатических условиях северных регионов, что поможет предотвратить замерзание раствора и увеличить интенсивность процесса. При исследовании пирротинных хвостов (Garg S. et al., 2015) было отмечено, что изменение концентраций необходимых питательных веществ в среде приводит к увеличению численности *At. ferrooxidans*, а дополнительная аэрация, контроль значений pH раствора и высокая концентрация окислителя Fe^{3+} в экспериментах показали более высокое извлечение никеля, в отличие от тех, где не было контроля за pH. Кроме того, установлено, что переход сульфида в S^0 выше в экспериментах с контролем pH и составляет 32% по сравнению с экспериментом без контроля pH – 10 %.

Проведен ряд исследований, направленных непосредственно на изучение и интенсификацию перехода металлов в раствор при кучном выщелачивании с акцентом на растворение пирротина (Ke, Li, 2006; Santos et al., 2006; Anjum et al., 2012 и др). Li and Ke (2001) было показано преимущество адаптации штамма бактерий при биовыщелачивании богатого никелем пирротинного концентрата (Ni – 2.06 %, Co – 0.06 %, S – 7.56 %, Fe – 20.1 %, MgO – 20.7 %). С использованием адаптированного к концентрату штамма *At. ferrooxidans* позволило за 16 дней извлечь 91 % Ni и 87 % Ni с помощью неадаптированного штамма *At. ferrooxidans*. В контрольном опыте без бактерий в раствор перешло 22 % Ni.

В работе Gu et al (2009) отмечаются изменения поверхностных свойств пирротина после контакта с *Leptospirillum ferriphilum* и *Acidithiobacillus caldus*. Наблюдалось, что степень взаимодействия пирротина с *A. caldus* была гораздо более выраженной, чем у *L. ferriphilum*, из-за разного родства *A. caldus* и *L. ferriphilum* к пирротину. После обработки *A. caldus* поверхность пирротина образовала мембрану из серы, что было показано рентгенофазовым анализом и энергодисперсионной спектроскопией (EDS), это объясняет увеличение гидрофобности пирротина. Однако угол смачивания и гидрофобность поверхности пирротина, обработанного *L. ferriphilum*, продолжали уменьшаться во время биовыщелачивания. Железоокисляющие бактерии обеспечивают функцию опосредованного механизма биологического выщелачивания пирротина, а сероокисляющие бактерии предлагают функцию прямого механизма.

Заключение

На сегодняшний день биотехнологии по переработке сульфидных руд используются в промышленных масштабах и распространены по всему миру. С использованием микроорганизмов в основном перерабатываются концентраты золотосодержащих руд, бедные медные руды, в которых медь находится во вторичных минералах и легко поддается окислению, никелевые и полиметаллические руды.

До недавнего времени отходы обогатительных фабрик и пиррометаллургических предприятий не представляли промышленной ценности. Снижение качества сырьевой базы приводит к тому, что отходы начинают рассматривать в качестве техногенных месторождений. Однако, вовлечение таких отходов в переработку ограничивается отсутствием подходящих технологий. Поэтому задачи по выделению из природных и техногенных систем сообществ ацидофильных хемолитотрофных микроорганизмов, изучению их состава, свойств и роли каждого из них в процессах воздействия на сульфидные минералы, а также поиски возможных способов воздействия на их скорость и эффективность не теряют свою актуальность и в данный момент.

Литература

1. Игревская Л. В. Тенденции развития никелевой промышленности: мир и Россия. – 2009.
2. Каравайко Г. И., Дубинина Г. А., Кондратьева Т. Ф. Литотрофные микроорганизмы окислительных циклов серы и железа // Микробиология. 2006. Т. 75. №. 5. С. 593–629.
3. Кондратьева Т.Ф., Булаев А.Г., Муравьев М.И. Микроорганизмы в биотехнологиях переработки сульфидных руд. М.: Наука, 2015. 212 с.
4. Припачкин П.В. и др. Cu-Ni-ЭПП и Cr месторождения Мончегорского района, Кольский п-ов, Россия // Путеводитель геологической экскурсии. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2013.
5. Чижиков Д.М., Гуляницкая З.Ф., Гурович Н.А., Китлер И.Н. Гидрометаллургия сульфидных сплавов и штейнов. М.: ИАН СССР, 1962.
6. Anjum F., Shahid M., Akcil A. Biohydrometallurgy techniques of low grade ores: A review on black shale // Hydrometallurgy. 2012. 117. P. 1–12.
7. Baker B. J., Banfield J. F. Microbial communities in acid mine drainage // FEMS microbiology ecology. 2003. 44(2). P. 139–152.
8. Belzile N. et al. A review on pyrrhotite oxidation // Journal of Geochemical Exploration. 2004. 84(2). P. 65–76.
9. Brierley J. A., Brierley C. L. Present and future commercial applications of biohydrometallurgy // Hydrometallurgy. 2001. 59(2–3). P. 233–239.
10. Cameron R. A. et al. Bioleaching of six nickel sulphide ores with differing mineralogies in stirred-tank reactors at 30 C // Minerals Engineering. 2013. 49. P. 172–183.
11. Colmer A. R., Hinkle M. E. The role of microorganisms in acid mine drainage: a preliminary report // Science. 1947. 106(2751). P. 253–256.
12. Debernardi G., Carlesi C. Chemical-electrochemical approaches to the study passivation of chalcopyrite // Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review. 2013. 34(1). P. 10–41.
13. Donati E. R., Sand W. (ed.). Microbial processing of metal sulfides. Springer Science & Business Media, 2007.
14. Dutrizac J. E. Factors affecting alkali jarosite precipitation // Metallurgical Transactions B. 1983. 14(4). P. 531–539.
15. Fu B. et al. Bioleaching of chalcopyrite by pure and mixed cultures of *Acidithiobacillus* spp. and *Leptospirillum ferriphilum* // International Biodeterioration & Biodegradation. 2008. 62(2). P. 109–115.
16. Garcia, O., Bigham, J.M., Moretto, R., Tuovinen, O.H., 1997. Products of oxidative dissolution of a complex sulfide mineral system by *Thiobacillus ferrooxidans* and *Thiobacillus thiooxidans* // Proceedings IBS '97 – Biomine '97 (Sydney). Australian Mineral Foundation, Glenside, pp. M7.2.1–M7.2.9.
17. Garg S. et al. Bioleaching of pyrrhotite tailings for Ni extraction-insights into an adaptive evolution study // MetSoc of CIM Proceedings of the 54th Annual Conference of Metallurgists (COM 2015). 2015.
18. Giaveno A., Donati E. Bioleaching of heazlewoodite by *Thiobacillus* spp // Process Biochemistry. 2001. 36(10). P. 955–962.
19. Gu G. et al. Effects of *Leptospirillum ferriphilum* and *Acidithiobacillus caldus* on surface properties of pyrrhotite // Hydrometallurgy. 2009. 100(1–2). P. 72–75.
20. Gu G., Hu K., Li S. Surface characterization of chalcopyrite interacting with *Leptospirillum ferriphilum* // Transactions of Nonferrous Metals Society of China. 2014. 24(6). P. 1898–1904.
21. Hackl R. P. et al. Passivation of chalcopyrite during oxidative leaching in sulfate media // Hydrometallurgy. 1995. 39(1–3). P. 25–48.
22. Hallberg K. B., Johnson D. B. Novel acidophiles isolated from moderately acidic mine drainage waters // Hydrometallurgy. 2003. 71(1–2). P. 139–148.

23. Harlamovs J.R. et al. Heap bioleaching process for the extraction of zinc: Patent No. 6736877. США. 2004.
24. Kai T., Nishi M., Takahashi T. Adaptation of *Thiobacillus ferrooxidans* to nickel ion and bacterial oxidation of nickel sulfide // *Biotechnology letters*. 1995. 17(2). P. 229–232.
25. Ke J., Li H. Bacterial leaching of nickel-bearing pyrrhotite // *Hydrometallurgy*. 2006. 82(3–4). P. 172–175.
26. Klauber C. A critical review of the surface chemistry of acidic ferric sulphate dissolution of chalcopyrite with regards to hindered dissolution // *International Journal of Mineral Processing*. 2008. 86(1–4). P. 1–17.
27. LI H., Chao L. I., Zhang Z. Decomposition mechanism of pentlandite during electrochemical bio-oxidation process // *Transactions of Nonferrous Metals Society of China*. 2012. 22(3). P. 731–739.
28. Mason L. J., Rice N. M. The adaptation of *Thiobacillus ferrooxidans* for the treatment of nickel–iron sulphide concentrates // *Minerals Engineering*. 2002. 15(11). P. 795–808.
29. Pagnanelli F. et al. Use of natural materials for the inhibition of iron oxidizing bacteria involved in the generation of acid mine drainage // *Hydrometallurgy*. 2007. 87(1–2). P. 27–35.
30. Panda S. et al. Insights into heap bioleaching of low grade chalcopyrite ores – A pilot scale study // *Hydrometallurgy*. 2012. 125. P. 157–165.
31. Plumb J. J., Muddle R., Franzmann P. D. Effect of pH on rates of iron and sulfur oxidation by bioleaching organisms // *Minerals Engineering*. 2008. 21(1). P. 76–82.
32. Pradhan N. et al. Heap bioleaching of chalcopyrite: a review // *Minerals Engineering*. 2008. 21(5). P. 355–365.
33. Qiu Guanzhou, Qin Wenqing, Lan Zhuoyue. Elective culture of bioleaching on pyrrhotite // *Transactions of Nonferrous Metal Society of China*. 2003. 13(1). P. 175–179.
34. Rawlings D.E. Heavy metal mining using microbes // *Annual Reviews in Microbiology*. 2002. 56(1). P. 65–91.
35. Rodriguez Y. et al. New information on the chalcopyrite bioleaching mechanism at low and high temperature // *Hydrometallurgy*. 2003. 71(1–2). P. 47–56.
36. Rosenblum F., Spira P. Evaluation of hazard from self-heating of sulphide rock // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*. 1995. 32(7). P. 350A–351A.
37. Salo-Zieman V.L.A., Kinnunen P.H.M., Puhakka J.A. Bioleaching of acid - consuming low - grade nickel ore with elemental sulfur addition and subsequent acid generation // *Journal of Chemical Technology & Biotechnology: International Research in Process, Environmental & Clean Technology*. 2006. 81(1). P. 34–40.
38. Santos L. R. G. et al. Bioleaching of a complex nickel–iron concentrate by mesophile bacteria // *Minerals Engineering*. 2006. 19(12). P. 1251–1258.
39. Sasaki K., Takatsugi K., Tuovinen O. H. Spectroscopic analysis of the bioleaching of chalcopyrite by *Acidithiobacillus caldus* // *Hydrometallurgy*. 2012. 127. P. 116–120.
40. Scharer J. M., Janzen M. P., Nicholson R. V. Pyrrhotite reaction kinetics: reaction rates for oxidation by oxygen, ferric iron, and for nonoxidative dissolution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. 64(9). P. 1511–1522.
41. Schippers A. et al. *Biomining: metal recovery from ores with microorganisms* // *Geobiotechnology I*. Springer, Berlin, Heidelberg, 2013. P. 1–47.
42. Schippers A. Microorganisms involved in bioleaching and nucleic acid-based molecular methods for their identification and quantification // *Microbial processing of metal sulfides*. Springer, Dordrecht, 2007. P. 3–33.
43. Semenza M. et al. The role of *Acidithiobacillus caldus* in the bioleaching of metal sulfides // *Latin American applied research*. 2002. 32(4). P. 303–306.
44. Stott M. B. et al. The role of iron-hydroxy precipitates in the passivation of chalcopyrite during bioleaching // *Minerals Engineering*. 2000. 13(10–11). P. 1117–1127.
45. Temple K. L., Colmer A. R. The autotrophic oxidation of iron by a new bacterium: *Thiobacillus ferrooxidans* // *Journal of bacteriology*. 1951. 62(5). P. 605.
46. Torma A. E. Microbiological oxidation of synthetic cobalt, nickel and zinc sulfides by *Thiobacillus ferrooxidans* // *Revue canadienne de biologie*. 1971. 30(3). P. 209.
47. Van Aswegen P. C., Van Niekerk J., Olivier W. The BIOX™ process for the treatment of refractory gold concentrates // *Biomining*. Springer, Berlin, Heidelberg, 2007. P. 1–33.
48. Veglio F. et al. Process development of pyrrhotite ore bio-oxidation for gold recovery cyanidation // T. Vargas, CA Jerez, JV Wiertz, & H. Toledo, *Biohydrometallurgy processing*. Universidad de Chile, Santiago, Chile. 1995.
49. Vilcáez J., Suto K., Inoue C. Bioleaching of chalcopyrite with thermophiles: temperature–pH–ORP dependence // *International Journal of Mineral Processing*. 2008. 88(1–2). P. 37–44.
50. Watling H.R. The bioleaching of nickel-copper sulfides // *Hydrometallurgy*. 2008. 91(1–4). P. 70–88.
51. Watling H.R. The bioleaching of sulphide minerals with emphasis on copper sulphides—a review // *Hydrometallurgy*. 2006. 84(1–2). P. 81–108.
52. Williams T. BIOHEAP™ bacterial leaching of the Sherlock Bay Nickel Mine primary nickel-sulphide ore in saline water // *Nickel/Cobalt Conference (Perth), ALTA Metallurgical Services, Melbourne*. 2006. P. 13.
53. Zhang G., Fang Z. The contribution of direct and indirect actions in bioleaching of pentlandite // *Hydrometallurgy*. 2005. 80(1–2). P. 59–66.
54. Zhao H. et al. Electrochemical dissolution process of chalcopyrite in the presence of mesophilic microorganisms // *Minerals Engineering*. 2015. 71. P. 159–69.

Гармонический анализ колебательных спектров твердых тел и его применение при расчете функций состояния минералов

Антонов А.А.

ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, z8906290@yandex.ru

Аннотация. Колебательной составляющей термодинамических потенциалов и энтропии отводится особая роль при статистических расчетах: именно она обуславливает температурную зависимость функций состояния в интервалах температур, находящихся между точками фазовых переходов. В статье приведен вывод формул, пригодных для представления квазинепрерывного колебательного спектра, заданного в табличной форме, тригонометрическим рядом с любой желаемой точностью. Результаты могут быть полезны, в частности, для определения теплоемкости редких минералов как функции от температуры без выполнения большого числа калориметрических измерений, – по их колебательным спектрам.

Ключевые слова: статистическая термодинамика, ИК-спектроскопия, комбинационное рассеяние, термический анализ, функции состояния, числовые ряды, дискретное преобразование Фурье.

Harmonic analysis of solid substances vibration spectra and its application for calculations of mineral species state functions

Antonov A.A.

FRC KSC RAS, Apatity, z8906290@yandex.ru

Abstract. A special role is assigned to the vibration part of thermodynamic potentials and entropy in the statistic calculations, since it determines the temperature dependence of state functions in temperature ranges between phase transition points. This paper provides the derivation of basic formulas for representation of quasicontinuous vibration spectrum specified in a tabular form by a trigonometric series with any desired accuracy. In particular, the results can be useful to determine rare minerals heat capacity as a function of temperature using their vibration spectra, without numerous calorimetric measurements.

Keywords: statistical thermodynamics, IR spectroscopy, Raman spectroscopy, thermal analysis, state functions, numerical series, discrete Fourier transform.

Введение

Для уверенного получения синтетических аналогов минеральных видов необходимо сделать правильный выбор как состава исходной композиции, так и значений параметров состояния, определяющих состояние системы, при котором формируется целевой продукт. Качественный состав исходной композиции можно с ограниченной надежностью определить на основе многочисленных качественных подходов. Для определения как количественного состава, так и значений параметров состояния, при которых целевой процесс становится возможным, требуется проведение термодинамических расчетов. Последнее возможно в том случае, если известны значения энтропии и изменения одного из термодинамических потенциалов образования целевого продукта, для определения этих значений наиболее простым является подход, основанный на предположении о равенстве энергий связей в рассматриваемом соединении и в более простом, для которого функции состояния известны. Такой подход оправдан, если все эти соединения имеют схожую структуру; в противном случае получаются неудовлетворительные результаты. Помимо этого, для определения функций состояния твердых веществ можно использовать результаты статистического расчета, вводя поправку на межмолекулярное взаимодействие, при отсутствии фазовых переходов не зависящую от T , по результатам определения теплоемкости в узком интервале температур. Этот подход делает возможным определение функций состояния редких минеральных видов с точностью, достаточной для получения синтетического аналога без термического разрушения исследуемого образца (минимальная масса, необходимая для термогравиметрии и дифференциальной сканирующей калориметрии составляет 5 мг.). При этом, если целевой продукт – неметалл при определении теплоемкости

можно ограничиться только колебательной и вращательной составляющими, причем, последняя не зависит от T и равна $3R$ для изохорной теплоемкости, $4R$ – для изобарной без учета поправки на межмолекулярное взаимодействие, где R – универсальная газовая постоянная.

Целью работы послужила разработка универсального метода нахождения функции распределения колебаний по частоте с любой желаемой точностью.

Реализация цели потребовала решения следующих задач:

1. Вывод формул, позволяющих осуществить представление таблично заданной функции рядом Фурье;
2. Выбор подходящего критерия для оценки достоверности аппроксимации;
3. Разработка алгоритма нахождения числа членов в разложении при заданном значении критерия достоверности аппроксимации.

Материалы и методы

Колебательные спектры заимствованы из открытого источника [1], все расчеты выполнены при помощи коммерческого пакета компьютерной алгебры Maple.

Как упоминалось выше, изобарную теплоемкость C_p твердого тела, в молекулах которого отсутствуют внутренние вращения, можно выразить следующим образом [2]:

$$C_p = C_{вр.} + C_{кол.} + \lambda \quad (1)$$

или

$$C_p = 4R + C_{кол.} + \lambda \quad (2)$$

Поправку на межмолекулярное взаимодействие λ можно найти по результатам дифференциальной сканирующей калориметрии в узком интервале температур:

$$C_p = \frac{DSC(Обр. + Тигл.) - DSC(Тигл.)}{DSC(Ст. + Тигл.) - DSC(Тигл.)} \cdot \frac{n(Ст.)}{n(Обр.)} \cdot C_p(Ст.) \quad (3)$$

где $DSC(Обр.+Тигл.)$, $DSC(Ст.+Тигл.)$, $DSC(Тигл.)$ – аналитический сигнал от образца с тиглем, от стандарта с тиглем и от пустого тигля соответственно;

$n(Обр.)$ и $n(Ст.)$ – количества вещества образца и стандарта соответственно;

C_p и $C_p(Ст.)$ – молярные теплоёмкости образца и стандарта соответственно.

Объединив (2) и (3), выразим λ :

$$\lambda = \frac{DSC(Обр. + Тигл.) - DSC(Тигл.)}{DSC(Ст. + Тигл.) - DSC(Тигл.)} \cdot \frac{n(Ст.)}{n(Обр.)} \cdot C_p(Ст.) - 4R - C_{кол.} \quad (4)$$

Далее молярную теплоёмкость исследуемого вещества как функцию от температуры можно найти из (2), не прибегая к термическому анализу:

$$C_p(T) = C_{кол.}(T) + const = C_{кол.}(T) + 4R + \lambda \quad (5)$$

Статистическая механика даёт следующее выражение для колебательной составляющей теплоёмкости (с/м, например, [3]):

$$C_{кол.} = 2RT \frac{d \ln Q_{кол.}}{dT} + RT^2 \frac{d^2 \ln Q_{кол.}}{dT^2} \quad (6)$$

Колебательная сумма по состояниям одной молекулы $Q_{кол.}$ в гармоническом приближении равна:

$$Q_{кол.} = \left(\frac{1}{1 - \exp\left(-\frac{h\nu}{kT}\right)} \right)^s \quad (7)$$

где

h – постоянная Планка;

k – постоянная Больцмана;

$\bar{\nu}$ – частота одного колебания, усреднённая по всем возможным состояниям;

s – число колебательных степеней свободы, для нелинейной молекулы $s=3n-(6/N_a) \approx 3n$ (n -число атомов в молекуле).

Средняя частота одного колебания представляет собой среднее статистическое:

$$\bar{\nu} = \int_0^{\nu_{max}} \nu \cdot g(\nu) d\nu \quad (8)$$

Для нахождения функции распределения $g(\nu)$ колебаний по частоте представим весь спектр тригонометрической формой ряда Фурье. Проблема состоит в том, что известные формулы Эйлера-Фурье предназначены для разложения функций, заданных аналитически. Для неотрицательных функций произвольного периода они имеют вид:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{l} \int_0^{2l} f(x) dx \\ a_n &= \frac{1}{l} \int_0^{2l} f(x) \cos \frac{\pi n x}{l} dx \\ b_n &= \frac{1}{l} \int_0^{2l} f(x) \sin \frac{\pi n x}{l} dx \\ f(x) &= \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^X \left(a_n \cos \frac{\pi n x}{l} + b_n \sin \frac{\pi n x}{l} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

Они могут быть обобщены на непериодическую функцию, если считать периодом всю область определения.

Результаты и обсуждение

Формулы (9) могут быть обобщены на таблично заданную функцию, коей по сути является ИК-спектр или спектр комбинационного рассеяния, если вспомнить, что определённый интеграл по своему определению является пределом интегральной суммы:

$$\int_0^{2l} f(x) dx = \lim_{n \rightarrow \infty} \sum_{i=1}^n f(c_i) \Delta x_i \quad (10)$$

При анализе колебательных спектров удобно принять:

$$\begin{aligned} c_1 &= \nu_2 & \Delta x_1 &= \nu_3 - \nu_1 \\ c_2 &= \nu_4 & \Delta x_2 &= \nu_5 - \nu_3 \\ & \dots & & \dots \\ c_i &= \nu_{2i} & \Delta x_i &= \nu_{2i+1} - \nu_{2i-1} \end{aligned}$$

Формулы (9) с некоторой точностью, зависящей от X , примут следующий вид:

$$\begin{aligned}
 l &= v_{N=2i} - v_2 \\
 a_0 &= \frac{1}{2l} \sum_{k=2}^{N=2i} I_k (v_{k+1} - v_{k-1}) \\
 a_x &= \frac{1}{2l} \sum_{k=2}^{N=2i} I_k (v_{k+1} - v_{k-1}) \cos \frac{\pi X v_k}{l} \\
 b_x &= \frac{1}{2l} \sum_{k=2}^{N=2i} I_k (v_{k+1} - v_{k-1}) \sin \frac{\pi X v_k}{l} \\
 I(v) &= \frac{a_0}{2} + \sum_{i=1}^X \left(a_x \cos \frac{\pi X v}{l} + b_x \sin \frac{\pi X v}{l} \right)
 \end{aligned} \tag{11}$$

где v – частота колебания;

I – интенсивность колебания;

X – количество членов в разложении;

коэффициент $\frac{1}{2}$ в формулах для вычисления коэффициентов Фурье преобразует $k=(2,4,6,\dots,2i)$ в $k=(1,2,3,4,\dots)$. Это становится возможным благодаря тому, что спектр снимается через равные интервалы волновых чисел.

Для оценки точности аппроксимации спектра тригонометрическим рядом нами выбран коэффициент детерминации:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{k=1}^N (I_k - I(v_k))^2}{\sum_{k=1}^N (I_k - \bar{I})^2} \tag{12}$$

Аппроксимации спектра тригонометрическим рядом с любой заданной точностью z в `maple` реализуется в виде цикла:

```

for X from s to N do
  I := "формулы 11";
  R2 := "формула 12";
  if R2 > z then break;
end if;
end do: X, R2, I

```

Полученное аналитическое выражение для интенсивности линий в спектре может быть легко преобразовано в функцию распределения колебаний по частоте, если применить условие нормировки:

$$\int_0^N a \cdot I(v) dv = 1 \Rightarrow g(v) = a \cdot I(v)$$

a – постоянный множитель, который находится из условия нормировки.

В заключение приведём спектр комбинационного рассеяния пирита [1], снятый при стандартных условиях, и картину, построенную по аналитическому выражению, полученному предлагаемым в настоящей работе способом с коэффициентом детерминации 0.9 (рис. 1). Так как сами аналитические выражения интенсивности линий в спектре как функции волнового числа и функции распределения колебаний по частоте имеют чрезвычайно громоздкий вид, в тексте данной работы они не приводятся.

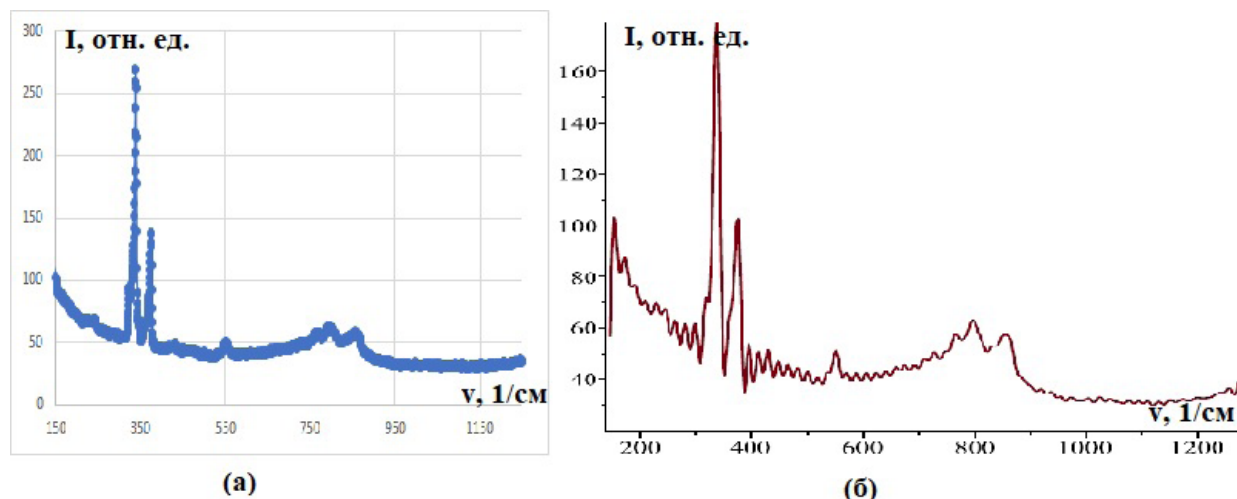


Рис. 1. Фактическая картина спектра комбинационного рассеяния FeS_2 (а) и картина, построенная по аналитическому выражению $I(\nu)$ в maple (б), полученному описанным в данной работе методом с $R^2 = 0.9$.

Fig. 1. The factual picture of the spectrum in the Raman spectroscopy of FeS_2 (a) and picture constructed using the analytical expression $I(\nu)$ in maple (b) produced by the method described in this paper with $R^2 = 0.9$.

Благодарности. Автор выражает признательность Андрею Олеговичу Калашникову (ГИ КНЦ РАН) за предоставленный для проведения расчётов высокопроизводительный компьютер.

Исследования проводились в рамках научной темы ФИЦ КНЦ РАН 0186-2019-0011.

Литература

1. RRUFF. Database of Raman spectroscopy [Электронный ресурс]. – Режим доступа: rruff.info. – Загл. с экрана.
2. Годнев И.Н. Вычисление термодинамических функций по молекулярным данным. М. Государственное изд-во технико-теоретической литературы. 1956. 423 с.
3. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Теоретическая физика: Учеб. пособ. для вузов в 10 томах. Т. V. Статистическая физика. Ч. 1. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2002. 616 с.

Зависимость содержания вторичных метаболитов в хвое разного возраста *Juniperus sibirica* от параметров азотного питания почв Хибин

Артемкина Н.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера, ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, artemkina@inep.ksc.ru

Аннотация. В статье приведены данные по зависимости содержания отдельных групп химических элементов в разновозрастной хвое вечнозеленого низкорослого хвойного кустарника *Juniperus sibirica* Burgsd от содержания азота в почвах в высотном градиенте. Была установлена положительная корреляция между лигнином, липидами в старой хвое *Juniperus sibirica*, а также отрицательная корреляция между фенольными соединениями и танинами в молодой хвое *Juniperus sibirica* и содержанием азота в почвах.

Ключевые слова: *Juniperus sibirica*, лигнин, липиды, фенольные соединения, танины, флавоноиды, азот в почвах.

Relationship between the content of secondary metabolites in needles of mixed-age *Juniperus sibirica* and the parameters of nitrogen nutrition of the Khibiny soils

Artemkina N.A.

Institute of North Industrial Ecology Problems, Kola Science Centre RAS, Apatity, artemkina@inep.ksc.ru

Abstract. The article presents data on the relationship between the content of individual groups of chemical elements in the evergreen coniferous shrub *Juniperus sibirica* Burgsd and the nitrogen content in soils in the altitude gradient. A positive correlation has been defined between lignin, lipids in mature needles of *Juniperus sibirica*, as well as a negative correlation between phenolic compounds and tannins in young needles *Juniperus sibirica* and nitrogen content in soils.

Key words: *Juniperus sibirica*, lignin, lipids, phenolic compounds, tannins, flavonoids, nitrogen in soils.

Введение

Растения бореальных лесов, как правило, отличаются высоким содержанием, так называемых защитных составов – вторичных метаболитов, и соответственно, их показатели скорости разложения опада замедленные. Среди вторичных метаболитов наиболее обширной группой природных веществ являются фенольные соединения (Cohen, Kennedy, 2010). В процессе старения листьев/хвои фенольные соединения вымываются из растений и попадают в почву, замедляя, таким образом, скорость разложения растительного опада (Артемкина и др., 2018). Фенилпропаноиды играют большую роль в регулировании питательного вещества почвы, могут уменьшить минерализацию азота (N), ингибировать микробную деятельность и тем самым снижать доступность азота для растений (Hättenschwiler, Vitousek, 2000).

Согласно одной из существующих гипотез «углерод/элементы питания» («carbon/nutrient balance – CNB») (Bryant et.al., 1983) процессы вегетативного роста растений господствуют над производством вторичных метаболитов при благоприятных для роста условиях. Увеличение содержания вторичных метаболитов происходит только тогда, когда рост растения ограничен нехваткой минеральных элементов питания, в частности азота.

Проведенный метаанализ данных, основанный на экспериментах с добавлением N с участием 35-ти древесных разновидностей растений, поддержал предсказанные различия: с увеличением азотного питания значительно уменьшились концентрации фенилпропаноидов, но не терпеноидов и гидролизуемых танинов, что авторы объясняют различиями в биосинтетической тропе (Haukioja et.al., 1998).

Недавние исследования скандинавских ученых (De Long et.al., 2016) показали, что более теплая температура и лучшая доступность азота (N) увеличивается из-за глобального изменения кли-

мата, а содержание вторичных метаболитов в бореальной растительности уменьшается, особенно в пределах разновидностей. Работу проводили в высотном градиенте (500, 800, 1000 м), изучали восемь видов растений: *B. nana* (800, 1000 м), *Calamagrostis lapponica* Wahlenb. (800, 1000 м), *Cassiope tetragona* D. Don (1000 м), *Deschampsia flexuosa* L. (500 м), *Empetrum hermaphroditum* L. (500, 800, 1000 м), *Vaccinium myrtillus* L. (500 м), *V. uliginosum* L. (800, 1000 м) and *V. vitis-idaea* L. (500, 800, 1000 м). Определили, что добавление азота (N) уменьшило содержание танинов в молодых и старых (опадающих) листьях, фенольных соединений в старых (опадающих) листьях. Однако, концентрации лигнина не зависели от повышения азотного питания, возможно, что увеличение азота в почвах не действует на структурные компоненты в данной системе исследования.

В Хибинах произрастает вечнозеленый низкорослый хвойный кустарник *Juniperus sibirica* Burgsd. Предварительно мы установили, что по мере старения в хвое можжевельника происходит накопление липидов, фенольных соединений, лигнина и понижение концентраций растворимых и связанных конденсированных танинов, флавоноидов. С увеличением высоты произрастания (в березовых лесах) обнаружено достоверное снижение содержания лигнина, целлюлозы и липидов в многолетней хвое можжевельника по сравнению с еловыми лесами. Содержание фенилпропаноидов, флавоноидов, растворимых и связанных конденсированных танинов в еловых и березовых лесах было сопоставимо (Артекина и др., 2016).

Данное исследование направлено на изучение зависимости содержания вторичных метаболитов в хвое разного возраста *Juniperus sibirica* от параметров азотного питания в высотном градиенте.

В Хибинских горах формируется особый микроклимат – количество атмосферных осадков здесь в 1.5-2 раза выше, чем на равнине. Средняя температура в Хибинах составляет приблизительно -2.0°C , в январе -12.3°C , а в июле $+10.3^{\circ}\text{C}$. До высоты 300-400 м у подножий гор и на их склонах еловые леса различных типов сформированы в основном елью сибирской (*Picea obovata*). Выше 400 м леса и редколесья формирует береза Черепанова (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* (Orlova) Namet-Ahti).

Отбор образцов хвои текущей, 1-летней и 3-7-летней, а также подстилки почв проводили в трёхкратной повторности на г. Саами ($67^{\circ}70'$ с.ш., $33^{\circ}79'$ в.д.) в ельниках деренно-кустарничково-зеленомошных (ниже 300-400 м) и березняках кустарничково-зеленомошных (выше 400 м). В напочвенном покрове доминируют кустарнички и зеленые мхи, а также дерен шведский, мелкотравье и злаки. Можжевельник формирует в еловых и березовых лесах Хибин отдельные островки.

Общее содержание N определяли методом Къельдаля. Содержание лигнина определяли путем обработки пробы 72%-ной серной кислотой как представлено в работе (Lukina et.al., 2017). Концентрацию липидов, фенольных соединений, конденсированных танинов устанавливали методами, описанными в статье (Артекина и др., 2016). Сумму флавоноидов определяли фотоколориметрическим методом (410 нм) после реакции полученного извлечения с 0.05 М раствором AlCl_3 в этаноле (Артекина, 2010).

Из-за различной роли молодой и старой хвои, устанавливать количество вторичных метаболитов в обоих типах хвои важно для понимания роли этих химических соединений в различных экологических процессах. Мы объединили текущую и 1-летнюю хвою и обозначили как «молодая хвоя», а хвою 3-7-летнюю как «старая хвоя».

На рисунке представлены некоторые зависимости содержания вторичных метаболитов от параметров азотного питания в высотном градиенте. Для почв вдоль этого градиента предыдущие исследования показали, что уменьшение доступного растениям азота в L-подгоризонте подстилки связано с увеличением высоты (Артекина и др., 2016).

Содержание лигнина в молодой хвое можжевельника не зависит от концентрации азота (N), в то время как в старой хвое концентрации лигнина достоверно уменьшаются при недостатке азотного питания. Японские ученые предположили, что более низкое содержание лигнина является адаптивной реакцией и облегчает более быструю рециркуляцию питательных веществ в окружающих средах с меньшей продуктивностью (высокое возвышение) (Kitayama et.al., 2004).

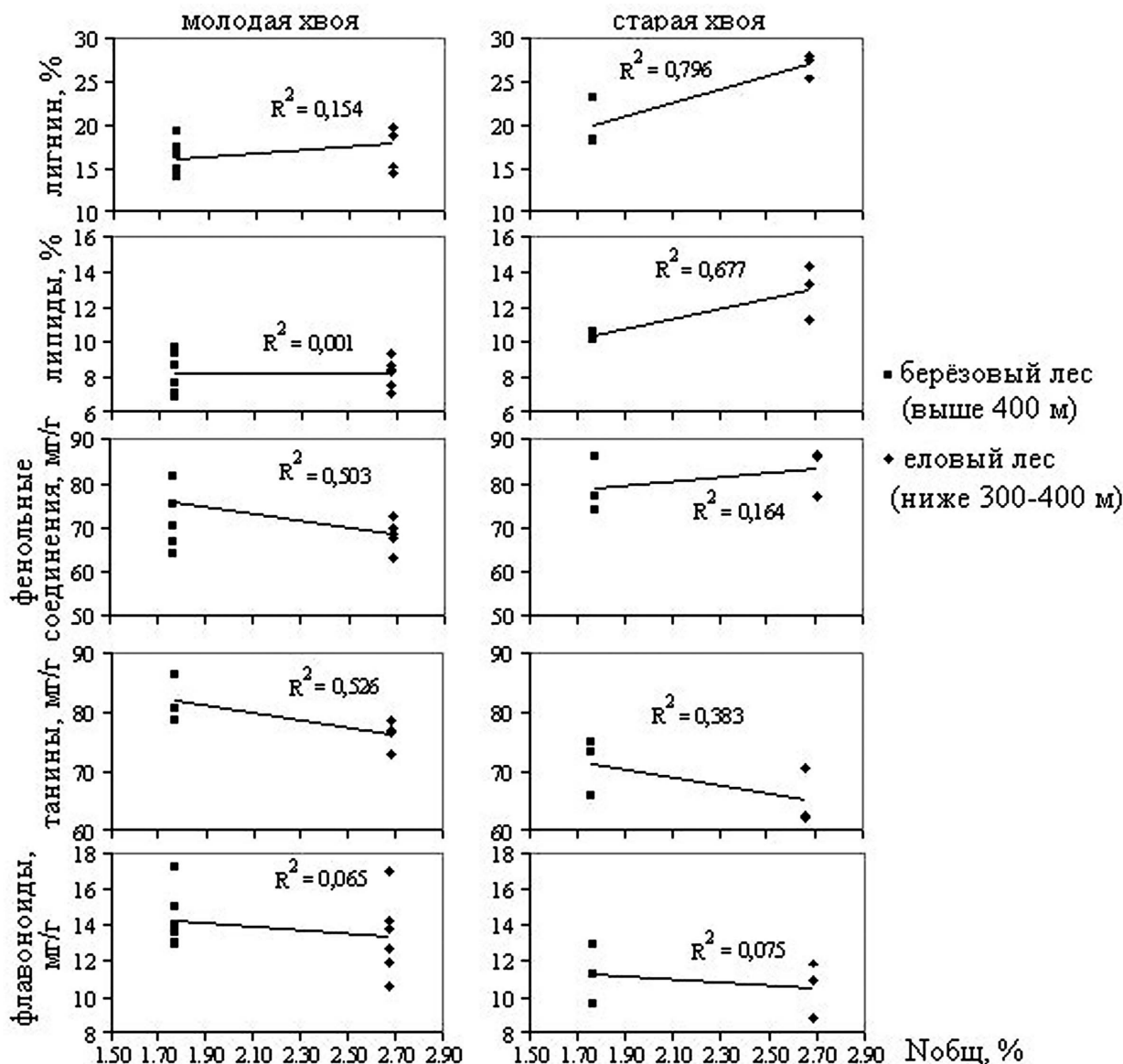


Рис. Зависимость содержания отдельных классов вторичных метаболитов в молодой и старой хвое *Juniperus sibirica* от параметров азотного питания почв в высотном градиенте ($p < 0.05$).

Fig. Relationship between the content of certain classes of secondary metabolites in young and mature needles of *Juniperus sibirica* and the parameters of nitrogen nutrition of soils in the altitude gradient ($p < 0.05$).

Прежде мы также находили положительную корреляцию содержания лигнина, но с другими элементами питания (К, Mn, P), которые стимулируют процессы лигнификации в хвое *Picea abies* (Артёмкина и др., 2019).

Подобная картина характерна и для липидов. Отсутствие каких-либо изменений от содержания азота в молодой хвое и снижение количества липидов в старой хвое можжевельника, произрастающего на почвах с пониженным питательным статусом. Ранее было установлено, что изменения в ответах вторичных метаболитов в древесных растениях при увеличении N имеет биосинтетическую причину (Наукиоја et.al., 1998). Синтез фенилпропаноидов с ростом растения конкурирует непосредственно с синтезом белков, из-за общего предшественника, фенилаланина. Напротив, биосинтез терпеноидов (один из основных классов соединений, входящих во фракцию липидов) проходит, вероятно, без прямой конкуренции с синтезом белка. Поэтому, ускоренный рост растения, вызванный усилением азотного питания, может не затронуть уровни терпеноидов. То есть здесь, скорее всего, работают другие причины влияния на содержание липидов в высотном градиенте, а имен-

но, более низкая скорость фотосинтеза в хвое можжевельника с повышением высоты, что приводит к торможению развития хлоропластов в клетках мезофилла, из-за чего наблюдается низкое содержание пигментов (Герлинг, Загирова, 2009).

В молодой хвое *Juniperus sibirica* содержание суммы фенольных соединений и танинов отрицательно связаны с концентрациями азота в L-подгоризонте подстилки. Это согласуется с теорией «углерод/элементы питания» (CNB) (Bryant et.al., 1983), основной смысл которой заключается в том, что при достаточном количестве элементов питания доминирует вегетативный рост растения, а синтез вторичных метаболитов ограничен. В старой хвое *Juniperus sibirica* сумма фенольных соединений слабо зависит от количества азота в L-подгоризонте подстилки, в то время как танины проявляют устойчивую тенденцию к отрицательной корреляционной связи с почвенным азотом. Такие результаты согласуются с ранее проведенными исследованиями, в которых представлено, что концентрации суммы фенольных соединений и танинов молодых и старых (оппадающих) листьев восьми видов растений уменьшаются при повышении доступности азота. Ученые также нашли, что отклики этих классов вторичных метаболитов на взаимодействие с почвенным азотом и высотным градиентом были, прежде всего, объяснены внутривидовым изменением химического состава, чем межвидовым (De Long et.al., 2016). Особенно можно подчеркнуть отрицательную взаимосвязь конденсированных танинов хвои *Juniperus sibirica* с N в почве, подобные данные были получены нами для конденсированных танинов молодой хвои *Picea abies* × *obovata*, произрастающих в различных элементарных биогеоареалах (ЭБГА) в ельниках кустарничково-зеленомошных (не опубликованные данные).

Содержание флавоноидов хвои можжевельника по нашим данным не зависит от условий азотного питания почв. Флавоноиды в основном выполняют защитную функцию от фотоокислительного повреждения (Close, Mearthur, 2002) и быстро уменьшаются во время старения хвои/листьев (Артемкина и др., 2016).

Таким образом, в результате исследования были выявлены взаимосвязи содержания отдельных классов вторичных метаболитов (лигнин, липиды, фенольные соединения, конденсированные танины, флавоноиды) в молодой и старой хвое *Juniperus sibirica* от параметров азотного питания почв в высотном градиенте. Различные классы вторичных метаболитов по-разному реагируют на изменение содержания азота в почвах. Установили положительную корреляционную зависимость между концентрациями лигнина, липидов в старой хвое *Juniperus sibirica* и содержанием N в почвах. Для фенольных соединений и танинов наблюдается обратная картина в молодой хвое *Juniperus sibirica*: уменьшение количества этих вторичных метаболитов происходит только тогда, когда увеличивается азот в почве. Содержание флавоноидов хвои можжевельника не зависит от условий азотного питания почв.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2018-0111.

Литература

1. Артемкина Н.А. Содержание фенольных соединений в *V. vitis-idaea* L. сосновых лесов Кольского полуострова // Химия растительного сырья. 2010. № 3. С. 153–160.
2. Артемкина Н.А., Лукина Н.В., Орлова М.А. Пространственное варьирование содержания вторичных метаболитов, углерода и азота в подстилках северотаежных ельников // Лесоведение. 2018. № 1. С. 37–47.
3. Артемкина Н.А., Орлова М.А., Лукина Н.В. Пространственное варьирование содержания фенольных соединений и элементов питания в хвое ели северотаежных лесов // Лесоведение. 2019. № 4. (в печати).
4. Артемкина Н.А., Орлова М.А., Лукина Н.В. Химический состав хвои *Juniperus sibirica* (CUPRESSACEAE) в экотоне лес-тундра, Хибинские горы // Экология. 2016. № 4. С. 243–250.
5. Герлинг Н.В., Загирова С.В. Структура и фотосинтез хвои *Juniperus sibirica* (Cupressaceae) на Северном Урале // Ботанический журнал. 2009. Т. 94. № 11. С. 1672–1680.
6. Bryant J.P., Chapin F.S. III, Klein D.R. Carbon:nutrient balance of boreal plants in relation to vertebrate herbivory // Oikos. 1983. V. 40(3). P. 357–368.
7. Close D.C., Mearthur C. Rethinking the role of many plant phenolics – protection from photodamage not herbivores? // Oikos. 2002. V. 99(1). P. 166–172.

8. Cohen S.D., Kennedy J.A. Plant metabolism and the environment: implications for managing phenolics // *Critical reviews in food science and nutrition*. 2010. V. 50(7). P. 620–643.
9. Hättenschwiler S., Vitousek P.M. The role of polyphenols in terrestrial ecosystem nutrient cycling // *Trends in Ecology and Evolution*. 2000. V. 15(6). P. 238–243.
10. Haukioja E., Ossipov V., Koricheva J., Honkanen T., Larsson S., Lempa K. Biosynthetic origin of carbon-based secondary compounds: cause of variable responses of woody plants to fertilization? // *Chemoecology*. 1998. V. 8(3). P. 133–139.
11. De Long J.R., Sundqvist M.K., Gundale M.J., Giesler R., Wardle D.A. Effects of elevation and nitrogen and phosphorus fertilization on plant defence compounds in subarctic tundra heath vegetation // *Functional ecology*. 2016. V. 30(2). P. 314–325.
12. Kitayama K., Suzuki S., Hori M., Takyu M., Aiba S.I., Majalap-Lee N., Kikuzawa K. On the relationships between leaf litter lignin and net primary productivity in tropical rain forests // *Oecologia*. 2004. V. 140(2). P. 335–339.
13. Lukina N.V., Orlova M.A., Steinnes E., Artemkina N.A., Gorbacheva T.T., Smirnov V.E., Belova E.A. Mass-loss rates from decomposition of plant residues in spruce forests near the northern tree line subject to strong air pollution // *Environmental Science and Pollution Research*. 2017. V. 24(24). P. 19874–19887.

Длительные последовательности афтершоков и эманация гелия: попытка совместного исследования

Асминг В.Э.¹, Федоров А.В.¹, Гудков А.В.², Колобов В.В.³, Толстихин И.Н.²

¹ Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Апатиты

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

³ Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация. 21 февраля 2008 года в проливе Стур-фиорд (Шпицберген) произошло сильное землетрясение магнитудой $M = 5.9$, которое сопровождалось беспрецедентно долгой последовательностью афтершоков, продолжающейся по настоящее время. Предполагается, что землетрясение привело к локальному нарушению кристаллического фундамента, подъему мантийных расплавов или их флюидов и повышению давления; разгрузка напряжения происходит через разрушение вмещающих пород и выражается в роях землетрясений. Дегазация расплавов могла привести к появлению мантийного He в водах Стур-фиорда. Для измерения изотопного состава He было отобрано несколько проб воды. Специальный комплекс аппаратуры был создан для дегазации вод и очистки He; измерения были выполнены на модернизированном масс-спектрометре МИ1201ИГ. Отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и содержания He оказались близкими к таковым, типичным для растворенного атмосферного He. Пониженные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в одной из проб свидетельствуют о возможном небольшом вкладе терригенного He, выделяющегося из донных пород. Для продолжения работы требуется специальный рейс исследовательского судна для систематического отбора проб, желательна ранней весной (до полного таяния льдов), когда влияние ветров на перемешивание вод фиорда ограничено.

Ключевые слова: землетрясение, Шпицберген, морская вода, изотоп, гелий.

Long-term aftershock sequence and He emanation: attempt of joint study

Asming V.E.¹, Feodorov A.V.¹, Gudkov A.V.², Kolobov V.V.³, Tolstikhin I.N.²

¹ Kola Department of the Unified Geophysical Survey RAS, Apatity

² Geological Institute KSC RAS, Apatity

³ Northern Energetics Research Centre KSC RAS, Apatity

Abstract. On February 21, 2008, a strong earthquake (magnitude $M = 5.9$) occurred in the Storfjorden Strait (Spitsbergen), which was followed by an unprecedentedly long sequence of aftershocks, continuing up to now. It is assumed that the earthquake led to a local destruction of the crystalline basement, the rise of mantle melts or their fluids and an increase in pressure. The stresses are released through destructions of host rocks, thus producing swarms of aftershocks. Degassing of the melts could lead to injection of the mantle He in waters of the Storfjord. To measure the He isotopic composition, several water samples have been collected. Special equipment has been produced for degassing of the water samples, and for separation of their He. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and He concentrations have been measured using modified MI1201IG mass spectrometer. The $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and He concentrations in the samples has proved to be similar to those typical of the dissolved atmospheric He. Reduced $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in one of the samples indicate a possible small contribution of terrigenous He released from bottom rocks. To continue this study, a special voyage of a research vessel is required for systematic sampling, preferably in early spring (until the ice melts completely), when mixing of fiord waters is limited.

Keywords: isotope, helium, sea water, Spitsbergen.

Введение

После открытия аномально высокого вклада изотопа ^3He в гелий мантии Земли (Мамырин и др. 1969) и последующего накопления экспериментальных данных (Мамырин и Толстихин, 1981) было показано, что частичное плавление мантийных пород и подъем расплавов ответственны за перенос мантийного He к поверхности Земли. Анализ теплового поля континентальной коры также привел к заключению о принципиальном вкладе внедренных в кору расплавов в формирование тепловых аномалий (Поляк и Смирнов, 1968). Таким образом, формирование и внедрение расплавов

привело к корреляции геофизических (тепловое поле) и геохимических (изотопия He) проявлений тектогенеза (Поляк и др., 1979). Внедрение расплавов обычно сопровождается сейсмической активизацией региона, так что с середины 80-х начались сопоставления изотопии He в природных флюидах и сейсмических событий (Wakita et al., 1987; Gulec et al., 2002; Aydin et al., 2015). Последние также проявляются в разрушении пород земной коры и высвобождении из них радиогенного He, вариации концентраций которого используются для трассирования сейсмогенных разломов (Ciotoli et al., 1998).

Эти и аналогичные работы стимулировали попытку использовать изотопный состав и концентрацию He в водах шельфа Стур-фиорд, Шпицберген для суждения о природе наблюдаемой там аномально длительной сейсмической активности. Для такой работы – не выполнявшейся ранее в России – необходимо было разработать методику отбора проб океанической воды, подготовки проб к масс-спектрометрическому анализу и достаточно точного измерения отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гелии морской воды.

О сейсмическом процессе в проливе Стур-фиорд, архипелаг Шпицберген

21 февраля 2008 года в проливе Стур-фиорд произошло сильнейшее из инструментально зарегистрированных внутриплитных землетрясений этого региона (рис. 1). Событие имело магнитуду $M = 5.9$ и сопровождалось беспрецедентно длинной последовательностью афтершоков (рис. 2).

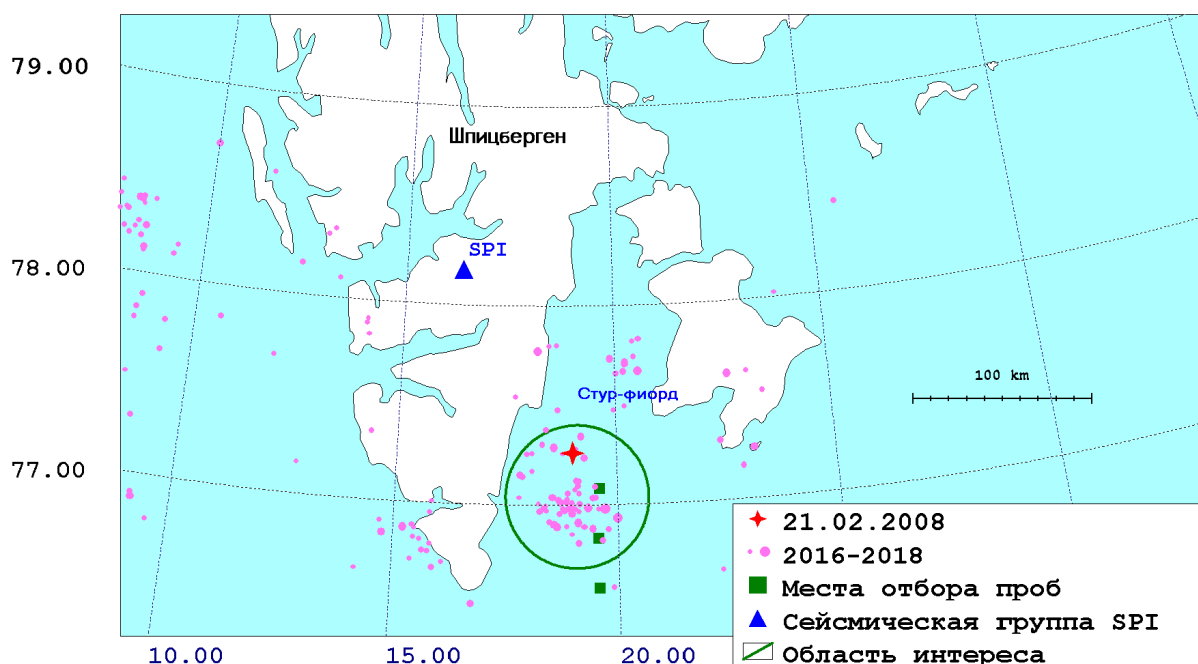


Рис. 1. Положения эпицентра землетрясения, произошедшего 21.02.2008 г. в проливе Стур-фиорд, а также его афтершоков с магнитудами выше 2, наблюдавшихся в 2016-2018 гг. Помечены места отбора проб воды. Пробы отобраны 27 июля 2017 г.

Fig. 1. Epicenter sites of the earthquake that happened in the Storfjorden on 21.02.2008 and its aftershocks with the magnitude $M > 2$ in 2016-2018. Water sampling points are indicated. Water samples were collected on July 27, 2017.

Благодаря наличию сейсмической группы SPI (NORSAR, Норвегия) на расстоянии ~ 150 км от области афтершоков, афтершоковая последовательность была хорошо изучена (Федоров, Асминг, 2011). В полученном распределении количества событий по времени обращают на себя внимание два факта. Первый – затухание афтершокового процесса для событий с $M > 0$ (и даже с $M > 2$) соответствует закону Омори, описывающему гиперболическую зависимость уменьшения частоты возникновения афтершоков со временем (Utsu, 1961), лишь до 268-го дня. Затем процесс активизируется, но не резко, как в случае возникновения новой последовательности инициированной силь-

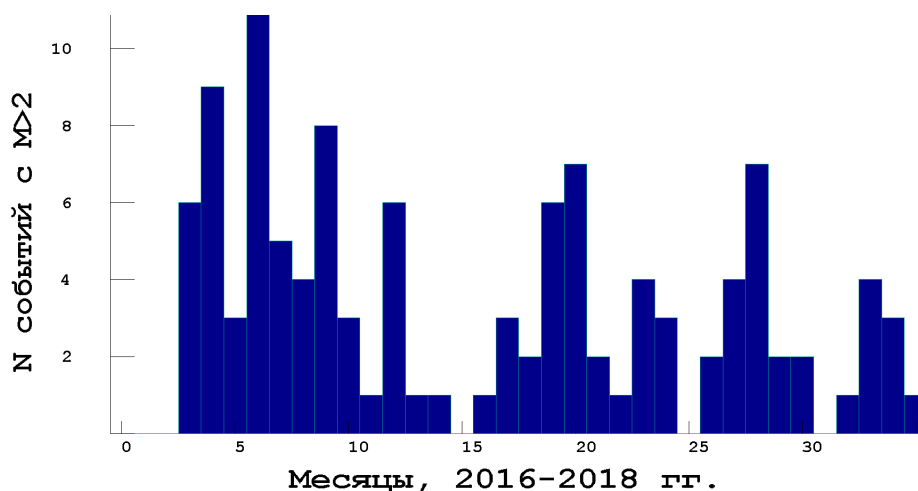


Рис. 2. Временное развитие сейсмического процесса в зоне Стур-фиорд в 2016-2018 гг. для событий с $M > 2$.
Fig. 2. The seismic activity in the Storfjorden area over time in 2016-2018 for events with the magnitude $M > 2$.

ным афтершоком, а плавно. Вторым интересным моментом – поведение слабых афтершоков с $M < 0$. Заметны периоды их значительной активизации наряду с периодами почти полного отсутствия.

Афтершоковая последовательность в проливе Стур-фиорд не затихла и на момент написания настоящей статьи (январь 2019 года). Так, в 2016-2018 годах здесь произошло около 1900 сейсмических событий с магнитудами до 4.3, из них 18 событий с $M > 3$ и 3 события с $M > 4$. Временное развитие процесса показано на рисунке 2. Виден его квазипериодический характер.

В работе Федорова и соавторов (2012) была предложена следующая модель сейсмического процесса в зоне пролива Стур-фиорд: сильное тектоническое землетрясение 21 февраля 2008 года привело к локальному нарушению архитектуры нижних этажей кристаллического фундамента платформы и, тем самым, к образованию каналов поднятия магматического вещества (флюида). С течением времени поднимающийся магматический флюид образовал под эпицентральной зоной области повышенного давления и, соответственно, пониженной механической прочности. Разгрузка напряжения в этих областях происходит через разрушение вмещающих пород и выражается в роях землетрясений. Этот механизм предполагает наличие под сейсмической зоной, на глубинах, близких к глубине границы Мохоровича, активного магматического очага. Его дегазация могла бы привести к появлению мантийного He в водах Стур-фиорда.

Подготовка проб и их масс-спектрометрический анализ

Для отбора и подготовки проб растворенного в воде He к масс-спектрометрическому анализу были разработаны и опробованы специальный пробоотборник и комплекс высоковакуумной аппаратуры для дегазации проб и очистки He и Ne от паров воды и других газов. Цельностальной пробоотборник многократного использования состоит из корпуса из нержавеющей стали объемом 160 см³ и фторопластовой заглушки, предназначенной для герметизации пробоотборника после отбора пробы и для слива воды в дегазационную камеру в условиях высокого вакуума. Для лучшей изоляции отобранной пробы от атмосферного He использован дополнительный водный затвор, что позволяет обеспечить хранение проб подземных вод в течение нескольких лет.

Установка для дегазации проб воды позволяла выполнять: открытие пробоотборника и слив воды в дегазационную емкость; дегазацию воды, ускоренную за счет ее перемешивания магнитной мешалкой; перевод выделившихся газов через капилляр в емкость, охлаждаемую жидким азотом. Достигнута полнота выделения He около 99 %. После дегазации, He распределяется в линию напуска, очищается от водорода и других химически активных газов и тяжелых инертных газов на ловушках с активированным углем, охлаждаемых жидким азотом, и на Ti – Zr геттерах. Вся процедура подготовки пробы к анализу занимает около 60 минут.

Для измерения изотопных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и концентраций ^4He система напуска газов включала три стандарта. Один из них – с близким к атмосферному отношению $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ – для анализа морских, озерных и молодых подземных вод. Второй – с отношением $^{20}\text{Ne}/^4\text{He} \ll 1$ – для анализа газов, выделенных из пород (минералов) и древних подземных вод; третий стандарт предназначен для контроля за первыми двумя.

Измерения выполнялись на масс-спектрометре МИ 1201ИГ с разрешающей способностью ~ 1000 , позволяющей полностью отделить пик $^3\text{He}^+$ от пиков $^3\text{H}^+$ и HD^+ . Чувствительность по гелию составляет 5×10^{-5} А торр $^{-1}$, нижний предел измерения для отношений $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-8}$. Электронное обеспечение масс-спектрометра было модернизировано; в состав нового оборудования вошли: блок управления магнитным полем, блок высоких напряжений, счетчик ионов и электрометры. Были подготовлены и оттестированы программы для автоматизации измерения отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и содержания ^4He , позволяющие сохранять весь процесс измерения в памяти управляющего анализом компьютера. Погрешность определения отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляет $\pm 4\%$ (2σ). Более подробно методика отбора проб природных вод и определения рассмотрена в работе Гудкова и др. (2014).

Отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и содержание He в водах Стур-фиорда

Отношение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ в проанализированных пробах близко к таковому в растворенном в воде атмосферном гелии, $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.37 \times 10^{-6}$ (см. таблицу 1). Близкие значения зафиксированы в поверхностных водах озера Имандра (в среднем 1.375×10^{-6}), которые были проанализированы для сравнения с результатами, полученными для вод фиорда. Немного более низкие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, отличающиеся от приведенного выше значения на 2σ , наблюдаются в двух параллельных пробах № 3. Полученные результаты свидетельствуют об отсутствии в изученных пробах измеримого вклада мантийного He; скорее возможен небольшой вклад радиогенного He, выделяющегося из донных пород.

Содержания ^4He в трех пробах (из 4-х измеренных) не отличаются от типичного для растворенного атмосферного He (3.99×10^{-8} и 4.76×10^{-8} см 3 STD He / см 3 H $_2$ O в морской и пресной воде, соответственно); небольшой избыток He в остальных пробах (включая воды озера Имандра) обусловлен растворением пузырьков воздуха.

Таблица 1. Координаты мест отбора проб вод Стур-фиорда, содержания и отношения изотопов гелия в пробах. Для сравнения приведены данные для проб озера Имандра.

Место отбора	Долгота (Сев)	Широта (Вост)	$^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6}$	$^4\text{He} \times 10^{-8}$ см 3 /см 3
Стур-фиорд 2	77°05.02'	19°35.47'	1.37	3.49
Стур-фиорд 3	76°49.84'	19°33.83'	1.32	3.65
Там же			1.31	3.34
Стур-фиорд 4	76°34.96'	19°34.51'	1.39	4.76
Оз. Имандра	67°36.47'	33°03.75'	1.40	6.28
Оз. Имандра	67°36.47'	33°03.75'	1.35	6.69

К сожалению, весьма фрагментарный характер опробования, – малочисленность проб, несистематический характер их отбора, отсутствие разрезов по глубине – не позволяют на данном этапе сделать окончательные выводы. Кроме того, перемешивание вод океана под действием сильных ветров и поверхностных течений достигает глубины 200 м (Schlosser and Winckler, 2002), – соизмеримой с глубиной фиорда. Поэтому полученные результаты не позволяют решить вопрос о наличии / отсутствии в водах фиорда мантийного He. Можно констатировать, что методика отбора и анализа проб подготовлена и может быть использована. Требуется специальный рейс исследовательского судна для систематического отбора проб, желательно ранней весной (до полного таяния льдов), когда влияние ветров на перемешивание вод фиорда ограничено.

Работа была поддержана грантом РФФИ 18-05-70004 «Ресурсы Арктики». Авторы выражают благодарность Н.И. Мещерякову (Лаборатория океанографии и радиоэкологии ММБИ КНЦ РАН)

за отбор проб воды в проливе Стур-фиорд в ходе рейса НИС «Дальние Зеленцы». Работы частично выполнены в рамках темы НИР «Развитие методов и аппаратных средств сейсмо-инфразвукового мониторинга процессов деструкции арктической криосферы и обеспечение прогнозирования опасных геодинамических явлений на архипелаге Шпицберген и в прилегающем районе Западного сектора Арктической зоны Российской Федерации».

Литература

1. Гудков А.В. и др. Тритий-гелий-3 метод и его применение для датирования подземных вод // *Геохимия*. 2014. № 5. С. 1–8.
2. Мамырин Б.А. и др. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // *ДАН СССР*. 1969. № 184. С. 1197–1199.
3. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М. Изд-во: Энергия. 1981. С. 320.
4. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // *Геотектоника*. 1968. № 4. С. 3–19.
5. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // *Геотектоника*. 1979. № 5. С. 3–23.
6. Федоров А.В., Асминг В.Э. Результаты изучения трехгодичной сейсмической активности зоны пролива Стур-фиорд, архипелаг Шпицберген // *Матер. VI Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных»*. Обнинск. Изд-во: ГС РАН. 2011. С. 335–339.
7. Федоров А.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А. О возможной природе сейсмического процесса зоны пролива Стур-фиорд. Наука и образование. 2012 [Электронный ресурс]. Матер. международной научно-технической конференции. Мурманск. 2–6 апреля 2012 г. Мурман. гос. тех. ун-т. Электрон. текст. дан. (МБ). Мурманск: МГТУ. 2012. Электрон. текстподгот. ФГОУВПО «МГТУ». НТЦИн-формрегистр № 0321201101. С. 204–207.
8. Aydin H., et al. Post-earthquake anomalies in He–CO₂ isotope and relative abundance systematics of thermal waters: The case of the 2011 Van earthquake, eastern Anatolia, Turkey // *Chem. Geol.* 2015. V. 411. P. 1–11.
9. Ciotoli G., et al. Soil gas survey for tracing seismogenic faults: A case study in the Fucino basin, Central Italy // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 23,781–23,794.
10. Gulec N., et al., Helium isotope variations in Turkey: relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. P. 129–142.
11. Schlosser P., Winckler G. Noble gases in oceanic waters and sediments // In: Porcelli, D., Ballentine, C.J., Wieler, R. (Ed.), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*. 2002 / Mineral. Soc. Amer., Washington.
12. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophysical Magazine*. 1961. V. 30. P. 521–605.
13. Wakita H., et al. High ³He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 12539–12546.

Гидротермально-вадозные образования зон разломов в Западном Прибайкалье

Базарова Е.П., Савельева В.Б., Рубцова М.Н.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Аннотация. Приводятся первые результаты изучения измененных пород, приуроченных к древним разломам, заложенным в породах иликтинской свиты в центральной части Байкальского выступа Сибирского кратона. Измененные охристо-кремнистые образования представляют собой пропластки кварца среди охры и кавернозный кварц, пустоты в котором заполнены черной или рыжей охрой, сложенной кварцем и гетитом с примесью хлорита и каолинита. Породы сложены кварцем, окислами железа, слюдами, также отмечаются редкоземельные минералы, рутил, циркон, каолин, доломит, окислы марганца. При окварцевании и серицитизации сланцев происходило накопление Cu, As и U, а формирование кремнисто-охристых метасоматитов сопровождалось накоплением этих и ряда других рудных элементов (Cu, U, As, Co, Ni, Zn, Bi, Mo). Учитывая большое содержание железа в данных образованиях, можно предполагать повышенное содержание перечисленных элементов в изначально сформировавшихся сульфидных залежах.

Ключевые слова: кора выветривания, окварцевание, гидротермально-вадозные образования, охра, сульфиды, серицитизация, Западное Прибайкалье.

Hydrothermal-vadose formations of fault zones in the Western Baikal region

Bazarova E.P., Savel'eva V.B., Rubtsova M.N.

Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, bazarova@crust.irk.ru

Abstract. This paper presents the first results of study of altered rocks, associated with the ancient faults laid at Pliktinskaya formation rock in the central part of Baikal outcrop of the Siberian craton. Altered ocher-siliceous formations are quartz interlayers among ocher and cavernous quartz, where cavities are filled with black and red ocher. The rocks are composed of quartz, iron oxides; micas, rare earth minerals, rutile, zircon, kaolin, dolomite, manganese oxides are also noted. During silification and sericitization of shale, Cu, As and U accumulated, and the formation of siliceous-ocher metasomatites was accompanied by the accumulation of these and a number of other ore elements (Cu, U, As, Co, Ni, Zn, Bi, Mo). Given the high content of iron in these formations, it can be assumed that the content of these elements is elevated in the initially formed sulfide deposits.

Key words: weathering crust, silicification, hydrothermal-vadose formations, ocher, sulfide, sericitization, Western Baikal region.

Введение

Гидротермально-вадозные образования зон разломов и ареалов их воздействия, относимые также к древним корам выветривания, были описаны В.Н. Разумовой (Разумова, 1997) как продукты метасоматического выщелачивания, замещения и цементации зоны смешения грунтовых вод с эндогенными эманациями и растворами, поступавшими с глубин по активным крутопадающим разломам фундамента. С такими образованиями связаны различные полезные ископаемые: силикатно-никелевые руды, каолины, вермикулиты, минеральные краски, бокситы, железные руды, россыпи и т.д. Древние коры выветривания имеют сложный зонально построенный профиль и в зонах разломов достигают очень большой площади (Разумова, 1997).

В данной работе приводятся первые результаты изучения измененных пород, приуроченных к древним разломам, заложенным в породах иликтинской свиты в центральной части Байкальского выступа Сибирского кратона. Описывается минеральный и химический состав данных образований, а также приводятся гипотезы их формирования.

Объект и методы

Иликтинская свита палеопротерозоя в районе исследований представлена хлорит-серицитовыми и хлорит-серицит-биотитовыми сланцами, нередко углеродсодержащими и пиритноносными, а также мощными пачками песчаников сходного состава (Федоровский, 1985). Они прорываются гранитами приморского комплекса PR_1 и дайками диабазов.

Гидротермальные изменения изучались в обнажениях, расчистках и геологических канавах, пройденных ЗАО «Сибирская геологическая компания» (рис. 1 а).



Рис. 1. а – общий вид геологической канавы, вскрывающей гидротермально-измененные породы; б – образцы кавернозного кварца.

Fig. 1. а – general view of the geological ditch, revealing hydrothermally altered rocks; б – samples of cavernous quartz.

Гидротермальные изменения приурочены к разломам северо-западного и северо-восточного простираний и представлены зонами осветления в милонитизированных сланцах и пространственно ассоциирующимися с осветленными породами охристо-кремнистыми образованиями. Мощность осветленных пород достигает десятков метров; участки наиболее интенсивного осветления, представленные тонкозернистыми серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми, нередко с пиритом, метасоматитами, имеют мощность 1-3 м. Среди кварц-серицитовых метасоматитов наблюдаются кварц-гематитовые метасоматиты с гематитом в виде красной порошковой массы. Мощность зон обожжения достигает 50 м. Гидротермально-измененные породы имеют вид рыхлых рассыпчатых образований черного, желтого, бурого и кирпично-красного цвета, сложенных кварцем, слюдой и гетитом.

Минеральный состав охристо-кремнистых образований был определен в ЦКП Института земной коры СО РАН в г. Иркутске методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0, излучение – $CuK\alpha$, Ni – фильтр, $V = 25$ кВ, $I = 20$ мА, в диапазоне $3 - 65^\circ 2\theta$, шаг сканирования – 0.05° . Фазовый состав проб расшифрован с помощью программы поиска фаз. Дополнительно проведено измерение некоторых проб с целью идентификации фаз глинистых минералов. Для решения задачи осуществляли подготовку ориентированного материала пробы осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550° в течение 3 ч., и насыщением этиленгликолем. Диагностика минералов и изучение их химического состава проводились с использованием электронного сканирующего микроскопа «LEO-1430VP» (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным спектрометром «INCAEnergy 350» (OxfordInstruments Analytical Ltd.). Анализы выполнены Е.А. Хромовой и Е.В. Ходыревой в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ); условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3-0.4 нА, размер зонда < 0.1 мкм,

время измерения 50 сек. Химический состав пород определялся в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в г. Иркутске методом силикатного анализа (аналитик Самойленко М.М.) и РФА анализа (аналитики Е.В. Худоногова, С.И. Штельмах, Н.Н. Володина).

Минералогия и геохимия гидротермально-измененных пород

Кремнистые образования представляют собой пропластки кварца среди охр мощностью до нескольких сантиметров и кавернозный кварц, образующий желваки размером до 10-15 см. Пустоты в кварце обычно заполнены черной или рыжей охрой (рис. 1 б). Образец рыжей охры из пустот в кавернозном кварце сложен кварцем, магнетитом, хлоритом и мусковитом. Магнетит представляет собой остроугольные обломки среди кварца и хлорита (рис. 2 в).

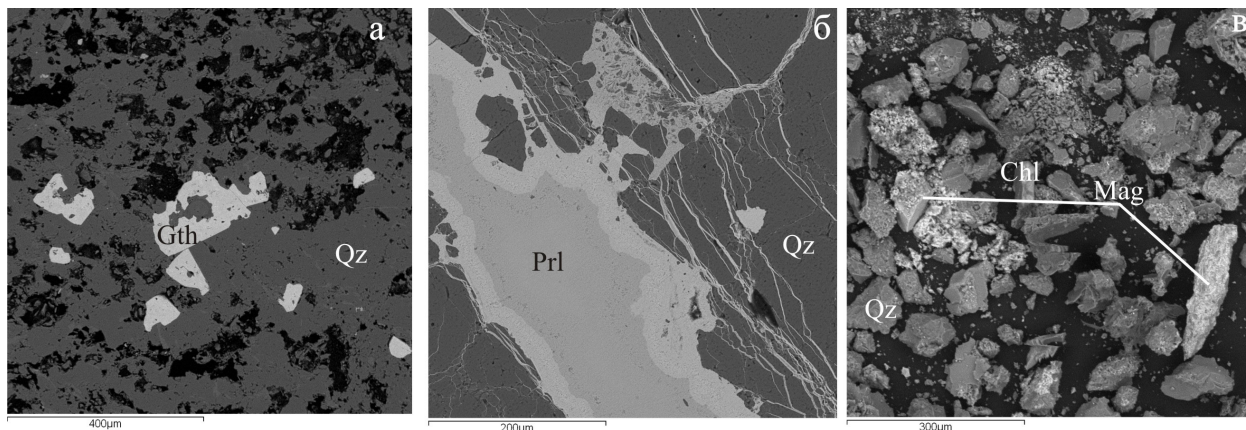


Рис. 2. Фотографии образцов гидротермально-измененных пород (а, б) и охры из пустот в кавернозном кварце (в). Qz – кварц, Gth – гетит, Prl – пиролюзит, Chl – хлорит, Mag – магнетит.

Fig. 2. Photographs of samples of hydrothermally altered rocks (a, b) and ocher from voids in cavernous quartz (v). Qz – quartz, Gth – goethite, Prl – pyrolusite, Chl – chlorite, Mag – magnetite.

Отмечались также образования с губчатой текстурой, весьма тяжелые, сложенные гетитом и рентгеноаморфными фазами. Кроме того, гетит присутствует в виде тонких (до 0.5 см) кор и сливных масс на поверхности вмещающих пород. В каналах наблюдается зональность: сланцы сменяются обохренными сланцами, затем обохренным кварцем и рыжими и черными охрами; чернокварцевые песчаники сменяются рыжими охрами и черными охрами с прослоями кварца; диабазы переходят в измененные диабазы и обохренный кварц. Были изучены образцы измененных диабазов, песчаников, сланцев, кавернозного кварца, охр из пустот в кавернозном кварце, железистых образований губчатой текстуры, а также обохренных образований, о которых нельзя сказать однозначно, по какой породе они сформировались. Вследствие сильного ожелезнения и дальнейшего выветривания в поверхностных условиях измененные породы зачастую представляют собой мягкие рыхлые обохренные разности.

Общим для всех гидротермально-измененных пород является присутствие кварца, в котором находятся прожилки и включения гетита, иногда сохранившие правильную форму исходных кристаллов пирита (рис. 2 а). Также гетит может образовывать небольшие прожилки и включения в хлорите. В кварце и гетите встречаются прожилки и включения слюды. Пиролюзит образует прожилки в кварце, причем отмечается увеличение содержания ВаО от центра к краю прожилка (рис. 2 б). Зачастую отмечаются редкоземельные минералы: монацит (в кварце, гетите, цирконе, хлорите и мусковите), ксенотим (в гетите и мусковите), рутил (в кварце, хлорите, мусковите и окислах железа), циркон (в кварце и мусковите), каолин, доломит.

Так как данные образования имеют смешанное происхождение, была сделана попытка исследовать их с помощью петрохимических генетических модулей (Юдович, Кетрис, 2000). Использовались следующие модули: гидролизатный модуль $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$; тита-

новый модуль $TM = TiO_2/Al_2O_3$; модуль нормированной щелочности $HKM = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$; железный модуль $ЖМ = (Fe_2O_3+FeO+MnO)/(TiO_2+Al_2O_3)$ (мас. %). По значениям гидролизатного модуля ГМ исходные сланцы (ГМ от 0.3 до 0.45) относятся к нормосиаллитам, измененные обохранные разности, которые имеют ГМ 0.87-7.2, относятся к супергидролизатам. Те и другие породы имеют нормальную титанистость (ТМ 0.04-0.06) и нормальную и пониженную щелочность (HKM 0.08-0.33). Модуль ЖМ для исходных сланцев имеет невысокие значения от 0.36 до 0.51, что относит данные породы к норможелезистым, но изменяется в широких пределах от 45 до 115 для обохранных разностей, которые можно отнести к гипержелезистым.

В целом, для кремнисто-охристых образований характерны высокие концентрации Fe_2O_3 – до 70-90 мас. % и MnO до 5 мас. %, а также Zn – до 7500 г/т, Cu – до 1100 г/т, Ni – до 800 г/т, Co – до 640 г/т, As – до 2.9 мас. %, Mo – до 70 г/т, Bi – до 12 г/т, U – до 24 г/т.

Для удобства анализа полученных данных были рассчитаны средние содержания концентраций элементов в образцах прокварцованных сланцев, кварц-серицитовых метасоматитов и обохранных разностей, а затем нормированы на средний состав исходных пород и представлены на графике (рис. 3) в виде относительных концентраций элементов.

При окварцевании сланцев происходит вынос практически всех петрогенных окислов, кро-

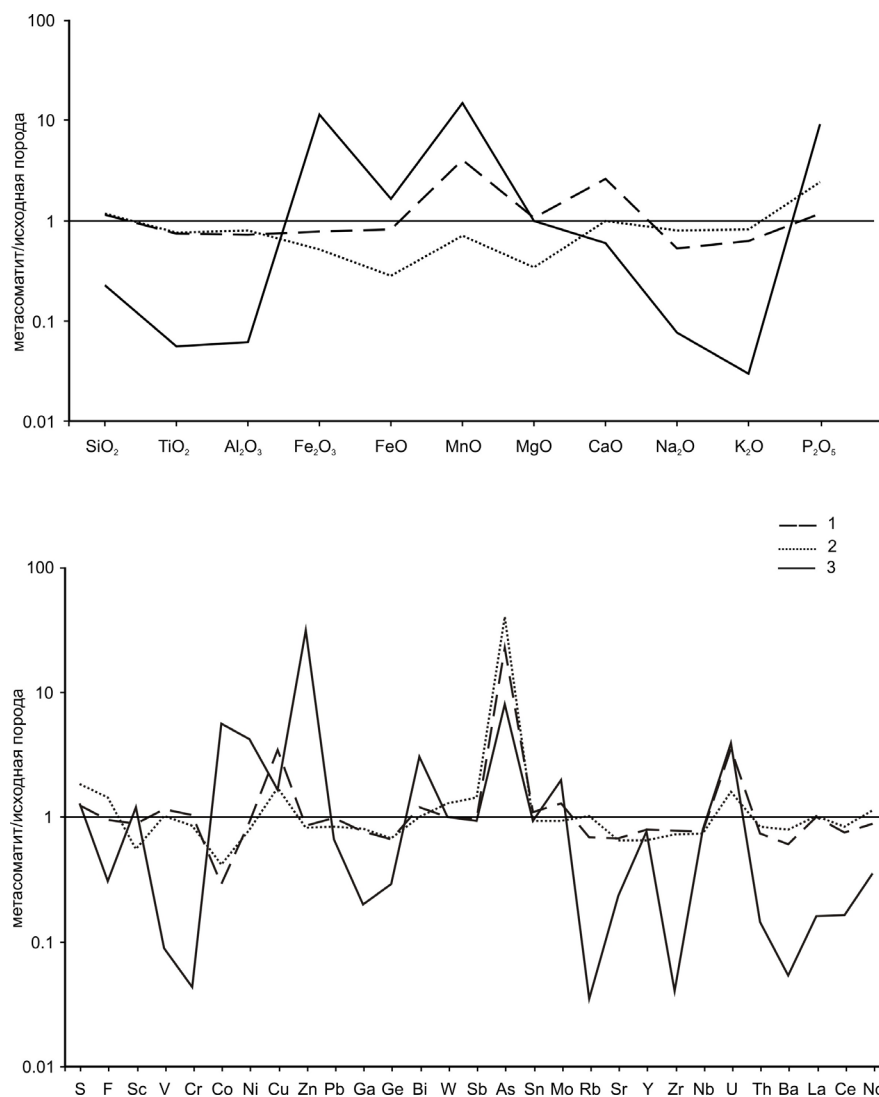


Рис. 3. Нормирование состава измененных пород (метасоматитов) относительно неизмененных сланцев (1 – прокварцованные сланцы, 2 – кварц-серицитовые метасоматиты, 3 – кремнисто-охристые метасоматиты).

Fig. 3. Rationing of the composition of altered rocks (metasomatites) regarding unaltered shales (1 – quartzed shales, 2 – quartz-sericite metasomatites, 3 – siliceous-ocher metasomatites).

ме SiO_2 , MnO , CaO и P_2O_5 , а содержание MgO остается на прежнем уровне. Из элементов-примесей интенсивно выносятся Co , менее интенсивно – Ga , Ge , Rb , Sr , Y , Zr , Nb , Th , Ba , Ce , Nd ; накапливаются Cu , U , As , в меньшей степени – V , Bi , Mo . При образовании кварц-серицитовых метасоматитов выносятся все петрогенные окислы, кроме SiO_2 , P_2O_5 , а содержание CaO не меняется. Поведение элементов-примесей сходно с тем, что наблюдается для окварцованных сланцев, незначительно накапливается F и S . При образовании кварц-гематитовых метасоматитов (кремнисто-охристых образований) инертным остается MgO , интенсивно выносятся SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , менее интенсивно – CaO , и интенсивно накапливаются Fe_2O_3 , FeO , MnO , P_2O_5 . Что касается элементов-примесей, то происходит сильный вынос V , Cr , Ga , Ge , Rb , Sr , Zr , Th , Ba , La , Ce , Nd , в меньшей степени – Pb , Y , а также F ; накапливаются Co , Ni , Zn , As , U , в меньшей степени – Cu , Bi , Mo .

Заключение

В целом можно говорить о сходном минеральном составе всех кремнисто-охристых гидротермально-измененных пород, независимо от состава исходных пород. Обохрещенность – частый результат поверхностного выветривания, но кварцевые образования среди охристых выглядят загадочно. Мощное окварцевание, по-видимому, указывает на переработку гидротермальными растворами этих зон, что согласуется с приуроченностью охристо-кремнистых образований к разломам и пространственной ассоциацией с зонами серицитизации, окварцевания и гематитизации. Что касается генезиса охристых образований с обилием гетита, то это могут быть либо линейные коры выветривания по ранее сформировавшимся в зонах разломов сульфидным рудам, либо продукты переотложения железа и марганца, выносимых из зон окварцевания и серицитизации. При окварцевании и серицитизации сланцев происходило накопление Cu , As и U , а формирование кремнисто-охристых метасоматитов сопровождалось накоплением этих и ряда других рудных элементов (Cu , U , As , Co , Ni , Zn , Bi , Mo). Учитывая большое содержание железа в данных образованиях, можно предполагать повышенное содержание перечисленных элементов в изначально сформировавшихся сульфидных залежах.

Мы предполагаем, что данные кремнисто-охристые образования могли формироваться в период тектоно-магматической активизации южной части Сибирского кратона, сопровождавшейся воздыманием отдельных блоков земной коры, когда в глубинных частях зон разломов под воздействием горячих кислых сульфатных растворов проявились процессы кислотного выщелачивания и были образованы сульфидные залежи, а в зоне перехода от гипогенного режима к гипергенному, в более окислительных условиях, вместо пирита возникали гидроокислы железа (Метасоматизм..., 1998); либо первоначально сформированные сульфидные залежи были выщелочены и переработаны метеорными водами. Накопление Cu , U , As , Co , Ni , Zn , Bi , Mo происходило, по-видимому, в сульфидах, а при выщелачивании сульфидов данные элементы сохранялись в гетите.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-00819.

Литература

1. Метасоматизм и метасоматические породы. Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М. Изд-во: Научный мир. 1998. 492 с.
2. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М. Изд-во: Наука. 1997. 156 с.
3. Федоровский В.С. Нижний докембрий Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М. Изд-во: Наука. 1985. 200 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб. Изд-во: Наука. 2000. 479 с.

О каменных пляжах Мурманского побережья Баренцева моря

Нерадовский Ю.Н., Мирошникова Я.А., Компанченко А.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье рассмотрено строение и образование каменных (валунно-галечных) пляжей Мурманского побережья Баренцева моря. Борты и ложе каньонов сложены породами красного цвета. В пределах каньона можно условно выделить пляж (приливная и прибойная зоны) и две террасы. Валунно-галечный материал пляжей, располагающихся на ложе каньонов, сложен в основном светлыми породами. Примечательной особенностью каменных пляжей является развитие валунно-галечного материала с высокой степенью окатанности, что привело к образованию необычной гальки, форма которой близка к идеальной геометрии яйца. Вероятно, причиной образования уникальных каменных пляжей на Мурманском побережье стала геологическая обстановка данной территории – поднятие Балтийского щита, разрушение более древних пород и истирание их о более молодые породы.

Ключевые слова: Мурманское побережье, валунно-галечные пляжи, каньон, колодцы, траншеи, котлы, гроты, галька.

On stone beaches of the Murmansk coast of the Barents Sea

Neradovsky Yu.N., Miroshnikova Ya.A., Kompanchenko A.A.

Geological Institute, KSC RAS, Apatity,

miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article considers the structure and formation of stone (boulder-pebble) beaches of the Murmansk coast of the Barents Sea. The walls and the bed of the canyons are composed of red rocks. Within the canyon you can provisionally identify the beach (tidal and surf zones) and two terraces. Boulder-pebble material of the beaches located on the bed of the canyons is mainly composed of light rocks. A remarkable feature of the stone beaches is the development of boulder-pebble material with a high degree of roundness, which led to the formation of unusual pebbles, the shape of which is close to the ideal geometry of an egg. The reason for the formation of unique stone beaches on the Murmansk coast might be the geological setting of the area, i.e. uplift of the Baltic shield, destruction of older rocks and their abrasion on younger rocks.

Key words: Murmansk coast, boulder-pebble beaches, canyon, wells, trenches, pot-holes, grottoes, pebbles.

Введение

Удивительные по своей красоте и образованию каменные пляжи обнаружены на Мурманском побережье Баренцева моря, расположенном на юге Кольского полуострова. Примечательной особенностью пляжей является широкое развитие валунно-галечного материала с высокой степенью окатанности валунов и гальки. Особенно многочисленны каменные пляжи на участке от острова Малый Олений до острова Малый Зеленецкий. Здесь на расстоянии около 40 км расположено более 70 пляжей, из них 15 находятся в районе села Териберка. Такие пляжи до сих пор мало изучены, и их образование вызывает большой научный интерес.

В основу данной статьи лёг новый материал, основанный на изучении топографических карт и космических снимков 70 валунно-галечных пляжей и на визуальном обследовании 11 пляжей в районе села Териберка. В результате были собраны данные о строении белокаменных пляжей Мурманского побережья и об их валунно-галечном материале. Исследования проведены без применения инструментальной съемки и носят предварительный характер.

Геологическое строение района

В районе села Териберка обнажаются породы Териберско-Вороньинского блока Мурманского домена (Козлов и др., 2006). Мурманский домен является самым древним образованием Балтийского кристаллического щита. На 80 % он сложен тоналитами, плагиогранитами, диорит-плагиогранитами с возрастом 3100 млн. лет, которые прорываются более молодыми глубинными

породами – эндербитами – с возрастом 2830-2790 млн. лет и красными калиевыми гранитами с возрастом 2750-2600 млн. лет (Ветрин, 1979; Козлов и др., 2006; Петровский и др., 2008). Все породы Мурманского домена пересекаются дайками протерозойского и более молодого возраста (Арзамасцев и др., 2009).

Начиная с позднего протерозоя (около 1600 млн. лет назад), Балтийский щит постоянно поднимался, что сопровождалось непрерывным разрушением (выветриванием) горных пород под воздействием экзогенных процессов, приводивших к понижению рельефа (Докембрийская тектоника..., 1992). Это, в свою очередь, компенсировалось новым подъемом. В результате на поверхности постепенно оказались глубинные, сложно преобразованные породы докембрийского (архейского и протерозойского) возраста (Эндогенные режимы..., 1991). Наиболее обширные площади выходов калиевых гранитов и эндербитов наблюдаются в Териберско-Вороньинском сегменте.

Элементы рельефа, связанные с каменными пляжами Мурманского побережья

Благодаря непрерывному разрушению древних пород фундамента Балтийского щита и действию морских волн, берег Баренцева моря в Териберском районе имеет извилистые формы и изобилует каньонами. *Каньоны* представляют собой корытообразные углубления в береговой части моря. Каждый каньон имеет борта и ложе, сложенные красными породами, вероятно калиевыми гранитами и эндербитами. Борта каньонов обточены и сглажены. В пределах каньонов можно условно выделить две террасы и валунно-галечный пляж (Сафьянов, 1996), сложенный в основном породами белого цвета. В пределах всех каменных пляжей можно выделить прибойную и приливную зоны.

Начало *первой террасы* отмечено штормовым валом галечника и плавника на высоте 7-10 м над уровнем моря. Терраса полого поднимается вверх на расстояние около 200 м, где заканчивается



Рис. 1. Фото пляжа № 7 (темное – приливная зона, светлое – прибойная зона).

Fig. 1. Photo of the beach No. 7 (dark – tidal zone, light - surf zone).

валом второй более древней террасы на высоте 40–45 м. Первая терраса сложена хорошо окатанным галечником, но галька покрыта лишайником и от этого имеет серый цвет. *Вторая терраса* сложена плохо окатанным галечником и глыбами (галечно-глыбовая). Породы, слагающие галечник и глыбы террас аналогичны породам слагающим пляж и будут описаны далее. Выше второй террасы на высоте 70–110 м над уровнем моря наблюдаются многочисленные глыбы светло-серых пород (предположительно, плагиогранитов), лежащие на красных породах. Предполагается, что они представляют собой останцы разрушения древних гранитов, которыми сложена галька пляжей.

Прибойная зона начинается от вала на границе с первой террасой и опускается полого вниз до верхней кромки приливной зоны (рис. 1). Ширина прибойной зоны от линии прилива до краевого вала первой террасы разная: в губах ширина зоны иногда составляет всего 30 м, а на открытых к морю берегах – обычно 50–70 м. Протяженность прибойной зоны вдоль берега моря контролируется шириной каньонов. Эта верхняя часть пляжа сформирована под воздействием крупных штормовых волн. Она является главным участком белокаменных пляжей, где образуются идеально окатанные яйцевидные гальки, описанные далее.

Приливная зона слагает нижнюю часть пляжа, она периодически обнажается в отлив и покрывается водой в прилив (рис. 1). Средняя высота приливов в районе села Териберка составляет 4 м, максимальная высота достигает 6 м. В зависимости от наклона ширина приливной зоны незначительно колеблется – от 50 до 70 м. Протяженность вдоль береговой линии широко варьирует в зависимости от ширины каньона – от 50 м до 1 км. Галька и валуны в этой зоне покрыты морскими водорослями. В приливной зоне, как правило, заканчивается галечник. На некоторых пляжах в этой зоне наблюдаются развалы и останцы коренных пород, что свидетельствует об окончании галечного пляжа.

Благодаря незамерзающему Баренцевому морю работа волн происходит круглый год. В спокойном состоянии моря волны воздействуют только на нижнюю часть прибойной зоны. Под постоянным воздействием волн здесь происходит активная абразивная деятельность, перемещение и окатывание валунов. В этой части пляжа валуны крупнее, наблюдаются весьма крупные экземпляры размером до 2 м. Для перемещения таких гигантов обычных приливных волн недостаточно и используется могучая энергия штормовых волн. Высота штормовых волн на побережье Баренцева моря может достигать 10 м. Деятельность морских волн обеспечивает активное взаимодействие валунно-галечного материала с породами, образующими ложе каньонов. В результате в приливной зоне наблюдаются многочисленные выбоины (рис. 2 А), котлы, колодцы и траншеи, последние могут присутствовать и в прибойной зоне.

Котлы – углубления разного размера и округлые ямки, покрывающие большие площади поверхности ложа гранитов. Котлы образуются в результате ударно-вращательной эродирующей деятельности гальки о красные породы и выноса разрушенного материала. Учитывая большое количество котлов можно полагать, что многие гальки прошли такую стадию обтачивания о граниты.

Колодцы – глубокие круглые ямы (рис. 2 Б). Размеры колодцев достигают 1–2 м в диаметре и до 1.5 м глубиной. Горло колодцев в основном овальное или круглое. Стенки колодца всегда препарированы галечным материалом, а на дне колодца находятся единичные хорошо окатанные гальки. Происхождение колодцев связано с длительным воздействием галек на красные породы. Предположительно группа галек по каким-то причинам сосредоточилась в углублении и под действием волн выбила колодец, при этом большая часть галек не сохранилась, а на дне остались лишь единичные экземпляры. Колодцы могут переходить в траншеи.

Траншеи – удлиненные выемки в породах основания (рис. 2 В). Удлинение траншей всегда направлено в сторону моря. Траншеи представляют собой канавы, у которых есть «голова» и «хвост». Голова траншеи обращена в берег, а хвост – в море. В траншее всегда находится россыпь галек. Обычно они сосредоточены в голове, реже рассеяны по траншее. Стенки и подошва траншеи препарированы галечником и гладкие, этим они отличаются от простых трещин. Траншеи располагаются в основном в нижней части прибойной зоны пляжа и переходят в зону прилива, редко находятся полностью в зоне прибоя. Размеры траншей составляют первые метры по ширине и глу-



Рис. 2. Формы рельефа, возникающие в результате воздействия галечника на коренные породы: А – выбоины, Б – колодец, В – траншея, Г – грот.

Fig. 2. Landforms resulting from the impact of pebbles on the bedrock: А – hollow, Б – well, В – trench, Г – grotto.

бине и десятки метров по длине. Образование траншей связано с ударным действием галечника на дно и стенки трещины в периоды действия штормовых волн и перекачиванием гальки по траншее.

Гроты относятся к разновидности траншей крупного размера. Строение гротов аналогично траншеям, но в головной части у них образована глубокая округлая ниша со сводом. Один из гротов на пляже № 5 представляет собой траншею длиной около 25 м, глубиной 4-5 м и шириной 5-7 м (рис. 2 Г). В голове траншеи находится полукруглая пещера с вогнутыми стенами, над которой образован сводчатый выход вверх и расширяющийся выход в сторону моря. В головной и в средней части пещеры располагается груда хорошо окатанных валунов и крупной гальки. Дно грота покрыто котлами, в которых находятся окатанные валуны.

Валунно-галечные образования каменных пляжей

Валунно-галечный материал на белокаменных пляжах заметно контрастирует с красными породами каньонов. Эти образования представляют собой обломки более светлых пород, вероятно, представленных в основном плагиогранитами, гнейсогранитами, тоналитами и диорит-плагиогранитами. Размеры галек 10-20 см, размер валунов колеблется от 20 до 200 см.

Валунно-галечные образования имеют разную степень окатанности. Удивительно то, что более проработанные и идеально окатанные валуны и галька на всех пляжах имеют форму яйца (рис. 3). На некоторых пляжах около 30 % валунно-галечного материала сложено подобными образованиями. Размеры яйцевидной гальки варьируют от 10 см до 1 м, при этом форма остается близка к идеальной геометрии яйца (соотношение длинной и короткой оси 5:4 и 9:5). Такие формы гальки

не зависят от того, каким типом пород она сложена. Дальнейшее более детальное изучение состава гальки позволит объяснить природу возникновения её яйцевидной формы.

Заключение

Каменные пляжи Мурманского побережья Баренцева моря наблюдаются в ложе каньонов. В пределах каньонов можно наблюдать две террасы и белокаменный пляж. Ложе и борта каньонов сложены красными породами, предположительно гранитами и эндербитами, тогда как белый галечно-валунный материал – предположительно гнейсогранитами, плагиогранитами и другими более древними породами. В приливной и прибойной зоне пляжей наблюдаются многочисленные следы воздействия гальки на ложе каньонов. К уникальным явлениям, на наш взгляд относится, способность валунов и гальки из пород Мурманского домена приобретать яйцевидную форму при окатывании под действием морских волн.

Наличие двух террас с различной высотой вала и с разной степенью окатанности валунно-галечного материала согласуется с общепринятым мнением о том, что в послеледниковое время побережье Баренцева моря поднималось, но позже скорость его поднятия замедлилась (Корсакова, 2009). Вероятно, образование пляжей связано с разрушением пород Мурманского домена вследствие поднятия Балтийского щита в послеледниковое время и истиранием более хрупких, древних пород о более прочные, молодые породы.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб. Изд-во: Наука. 2009. 383 с.
2. Ветрин В.Р. Древнейшие гранитоидные комплексы Мурманского кристаллического массива // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1979. С. 50–91.
3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500 000). Авт.: Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. СПб. Изд-во: Наука. 1992. 112 с.
4. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб. Изд-во: Наука. 2006. 329 с.
5. Корсакова О.П. Кольский полуостров в голоцене. Наука в России. № 6. 2009. С. 102–109.
6. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Эндербиты района Гремихи Мурманского архейского домена: U-Pb- и Sm-Nd- данные // ДАН. Т. 418. № 1. 2008. С. 90–94.
7. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М. Изд-во: МГУ им. М.В. Ломоносова. 1996. 400 с.
8. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). СПб. Изд-во: Наука. 1991. 198 с.



Рис. 3. Галька яйцевидной формы.
Fig. 3. Egg-shaped pebbles.

Содержание Content

Предисловие главного редактора	3
Базарова Е.П. Первые данные о криогенных минеральных образованиях Нижнеудинских пещер (Восточный Саян)	4
Bazarova E.P. The first data on cryogenic mineral formations of the Nizhneudinsk caves (Eastern Sayan).	4
Бастрыгина С.В., Беляевский А.Т. Взаимосвязь структуры термообработанных талько-хлоритовых сланцев со свойствами жаростойких бетонов.	7
Bastrygina S.V., Belyaevsky A.T. The relationship of the structure of heat-treated talc-chlorite shales with the properties of heat-resistant concrete	7
Баянова Т.Б., Кудряшов Н.М., Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Каменский И.Л., Елизаров Д.В. Кольский центр коллективного пользования (ЦКП) геохронологических и геохимических исследований: основные достижения.	13
Bayanova T.B., Kudryashov N.M., Serov P.A., Steshenko E.N., Kunakkuzin E.L., Kamensky I.L., Elizarov D.V. Kola Collective Use Centre (Cuc) for geochronological and geochemical studies: main achievements	13
Белогурова О.А., Саварина М.А., Шарай Т.В. Огнеупорный бетон из отходов Ковдорского ГОКа на магнийфосфатной связке	18
Belogurova O.A., Savarina M.A., Sharai T.V. Refractory concrete from wastes of the Kovdorsky GOK on a magnesium phosphate binder	18
Белогурова Т.П., Нерадовский Ю.Н., Компанченко А.А. Коррозионная стойкость уртитов в жидких агрессивных средах	23
Belogurova T.P., Neradovsky Y.N., Kompanchenko A.A. Corrosion resistance of urtites in aggressive media.	23
Богуславский А.С., Казаков С.И., Лемешко Е.Е., Берзова И.Г. Исследование зон быстрого транзита карстовых подземных вод Южного берега Крыма	28
Boguslavsky A.S., Kazakov S.I., Lemeshko E.E., Berzova I.G. Studying fast transit zones of the karst groundwater of the Southern coast of Crimea.	28
Бутвина В.Г., Голунова М.А., Вирюс А.А. Р-Т и флюидные условия взаимодействия основных ксенолитов и плагиогранитов р-на р. Лотта Центральной зоны Лапландского гранулитового комплекса	33
Butvina V.G., Golunova M.A., Virus A.A. P-T and fluid conditions of interaction between mafic xenolithes and plagiogranites in the Lotta River Area, Lapland Granulite Belt	33
Валькова С.А. Зообентос водоемов в зоне влияния Оленегорского горно-обогатительного комбината (АО «Олкон»).	39
Valkova S.A. Zoobenthos of lakes in the influence zone of the Olenegorsk mining plant (JSC «Olkon»)	39
Вашков А.А., Носова О.Ю., Колька В.В., Толстобров Д.С., Костромина Н.А., Крикунова А.И., Крошинский В.А. Строение и морфология ледникового рельефа в бассейне р. Кица (Умбозерская)	44
Vashkov A.A., Nosova O.Yu., Kolka V.V., Tolstobrov D.S., Kostromina N.A., Krikunova A.I., Kroshinskii V.A. Composition and morphology of glacial relief in the basin of the Kitsa River (the Umbozero Lake area).	44
Вашков А.А., Носова О.Ю. Особенности строения грядового рельефа в районе озера Мартимъявр (север Кольского полуострова)	49

Vashkov A.A., Nosova O.Yu. Structural features of the ridge relief in the Martimyavr Lake area (north of the Kola Peninsula)	49
Ветрин В.Р. Lu-Hf изотопная систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины	54
Vetrin V.R. Lu-Hf isotope systematics of zircon from plagiogneisses of the Kola Superdeep Borehole.	54
Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Кременецкий А.А. Lu-Hf изотопная систематика циркона и петрогенезис субщелочных и щелочных гранитов Кейвского мегаблока.	58
Vetrin V.R., Belousova E.A., Kremenetskiy A.A. Lu-Hf isotope systematics of zircon and petrogenesis of subalkaline and alkaline granites of the Keivy megablock	58
Виноградова А.А., Котова Е.И. Оценка потоков тяжелых металлов из атмосферы на поверхность Баренцева моря	63
Vinogradova A.A., Kotova E.I. Assessment of heavy metal fluxes from the atmosphere to the Barents Sea	63
Войтеховский Ю.Л. И снова о принципе П. Кюри.	68
Voytekhovsky Y.L. Once again about the P. Curie principle	68
Войтеховский Ю.Л., Степенчиков Д.Г. Метод поиска выпуклых полиэдров с заданной точечной группой симметрии.	77
Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. A method to find convex polyhedra with a given symmetry point group	77
Волков А.В., Бортников Н.С., Лобанов К.В., Галямов А.Л., Чичеров М.В. Месторождения стратегических металлов арктического региона	80
Volkov A. V., Bortnikov N.S., Lobanov K. V., Galyamov A. L., Chicherov M.V. Deposits of strategic metals in the Arctic region.	80
Ганнибал М.А., Каменский И.Л., Каулина Т.В. О перспективах использования апатита из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых интрузий Кольского полуострова для термохронологических расчетов	85
Hannibal M.A., Kamenskiy I.L., Kaulina T.V. Prospects of using apatite from alkaline-ultrabasic and carbonatite intrusions of the Kola Peninsula for thermochronological studies	85
Гвозденко Т.А., Бакшеев И.А., Герасимова Е.И. Литий-алюминиевые слюды копей Мокруша и Министерская, Мурзинские самоцветные копи, Средний Урал	88
Gvozdenko T.A., Baksheev I.A., Gerasimova E.I. Lithium-aluminium micas from the Mokrusha and Ministerskaya mines, Murzinka gemstone district, Central Urals	88
Голубева Ю.В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Палеогеография голоцена долины нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры)	92
Golubeva Yu.V., Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. Holocene palaeogeography of the lower Kuya River valley (in the north-west of the Bolshezemelskaya tundra)	92
Гордеев Н.А., Сим Л.А. Сопоставление результатов реконструкций напряженно-деформированного состояния программным обеспечением SGM-SIM с ранее опубликованными работами на территорию Беломорско-Кулойского плато	97
Gordeev N.A., Sim L.A. Comparison of the results of stress-strain state reconstructions using SGM-SIM software with previously published works on the territory of the Belomorsko-Kuloi plateau	97

Горячев А.А., Лашчук В.В., Мартынов Е.В. Методика геоэкологического мониторинга хранилища отходов обогащения редкометальных руд Карнасуртского месторождения (ООО «Ловозерский ГОК», Кольский полуостров)	101
Goryachev A.A., Lashchuk V.V., Martynov E.V. The method of geoeological monitoring of tailing dumps of enriched rare metal of the Karnasurt deposit (Lovozerky GOK, Kola Peninsula).	101
Грошев Н.Ю., Степенщиков Д.Г. Термальная история базального контакта в расслоенном интрузиве Фёдоровой тундры, Кольский регион, Россия.	107
Groshev N.Yu., Stepenshchikov D.G. Thermal history of the basal contact in the Fedorova Tundra layered intrusion, Kola Region, Russia	107
Грушенко Э.Б. Оборудованные экологические тропы Мурманской области как ресурс для развития экотуризма.	112
Grushenko E.B. Equipped ecological trails of the Murmansk region as a resource for the development of ecotourism	112
Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К. Спутниковый мониторинг и сейсмическая активность Балтийского щита.	117
Guseva T.V., Krupennikova I.S., Mokrova A.N., Rozenberg N.K. Satellite monitoring and seismic activity of the Baltic Shield	117
Даувальтер В.А., Мещеряков Н.И., Усягина И.С., Духно Г.Н., Шарин В.В., Слукровский З.И. Предварительные результаты исследований донных отложений арктического озера Фара, Западный Шпицберген	121
Dauvalter V.A., Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Dukhno G.N., Sharin V.V., Slukovsky Z.I. Preliminary results of studying sediments of Arctic Lake Fara, West Spitsbergen.	121
Даувальтер В.А., Денисов Д.Б. Особенности химического состава воды и донных отложений малых арктических горных озер	126
Dauvalter V.A., Denisov D.B. Features of chemical composition of water and sediments of small Arctic mountain lakes	126
Даувальтер В.А., Даувальтер М.В. Экологическое состояние подземных вод Восточного рудника АО «Апатит».	131
Dauvalter V.A., Dauvalter M.V. Ecological state of groundwaters of the Vostochny mine of JSC «Apatit».	131
Дейнес Ю.Е., Первунина А.В. Генезис высокоуглеродистых шунгитоносных пород – обзор.	136
Deines Yu.E., Pervunina A.V. The genesis of high-carbon shungite rocks – review.	136
Демин В.И., Козелов Б.В., Горбань Ю.А., Собакин А.П., Меньшов Ю.В. Особенности распределения температуры воздуха в городе Апатиты и его пригородах	141
Demin V.I., Kozelov B.V., Gorban Yu.A., Sobakin A.P., Menshov Yu.V. Features of the air temperature spatial distribution in Apatity and its suburbs	141
Денисов Д.Б., Косова А.Л., Вокуева С.И. Перспективные направления биоиндикации качества пресных вод в Арктике.	146
Denisov D.B., Kosova A.L., Vokueva S.I. Perspective trends of the Arctic freshwaters quality bioindication	146
Денисова Ю.В. Монацит — геотермометр Монтеля.	151
Denisova Yu.V. Monazite as a Montel geothermometer.	151

Дмитриева А.В. Гранитоиды Эльмусской структуры и связанная с ними рудная минерализация (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, Центральная Карелия)	155
Dmitrieva A.V. Elmus structure granitoids and associated ore mineralization (Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia)	155
Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В. Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы палеопротерозойских (PR ₁ sm) расслоенных массивов	160
Dmitrieva A.V., Kuleshevich L.V. Mineral species of North Karelia: ore minerals of Paleoproterozoic (PR ₁ sm) layered massifs	160
Дрогобужская С.В., Баянова Т.Б., Новиков А.И., Нерадовский Ю.Н., Субботин В.В., Савченко Е.Э. LA-ICP-MS анализ бадделеита, циркона и сульфидов из пород комплексных месторождений Фенноскандинавского щита в пределах Арктического региона.	165
Drogobuzhskaya S.V., Bayanova T.B., Novikov A.I., Neradovskiy Yu., Subbotin V.V., Savchenko E.E. LA-ICP-MS analysis of baddeleyite, zircon, sulfides from rocks of the Fennoscandian Shield complex deposits in the Arctic region	165
Дьяков А.Ю., Калашник А.И. Роль синхронности в геофизических исследованиях горно-геологических структур	170
Dyakov A.Yu., Kalashnik A.I. The role of synchronicity in geophysical studies of mining and geological structures	170
Ершов В.В., Исаева Л.Г., Поликарпова Н.В. Состав почвенных вод в Лапландском государственном природном биосферном заповеднике и государственном природном заповеднике «Пасвик»	175
Ershov V.V., Isaeva L.G., Polikarpova N.V. The composition of soil waters in the Lapland State Natural Biosphere Reserve and the State Pasvik Natural Reserve	175
Жиров Д.В. О перспективах обнаружения месторождений офсетных апатит-нефелиновых руд в районе Хибинского массива.	180
Zhirov D.V. On prospects for discovery of off-set apatite-nepheline deposits in the Khibiny massif area	180
Жирова А.М. Вклад геофизических исследований в изучение строения Хибин	186
Zhirova A.M. Contribution of geophysical research to the study of the Khibiny structure	186
Зозуля Д.Р. Глубинный цикл углерода: система «эклогит-карбонатит-алмаз» в природной лаборатории «Тонсвика», Скандинавские Каледониды.	191
Zozulya D. Deep carbon cycle: «eclogite-carbonatite-diamond» system in the natural laboratory «Tonsvik», Scandinavian Caledonides	191
Зозуля Д.Р., Жиров Д.В., Рундквист Т.В., Козлов Н.Е. Геологический институт КНЦ РАН в исследованиях металлогении кристаллических щитов; фундаментальные проблемы и перспективы изучения месторождений полезных ископаемых Кольского региона	197
Zozulya D.R., Zhirov D.V., Rundkvist T.V., Kozlov N.E. Geological Institute KSC RAS in metallogeny studies of crystalline shields; fundamental problems and prospects for the study of mineral deposits of the Kola region	197
Зубова Е.М., Кашулин Н.А. Питание сига <i>Coregonus Lavaretus</i> , европейской ряпушки <i>C. Albula</i> и европейской корюшки <i>Osmerus Eperlanus</i> в оз. Имандра.	203
Zubova E.M., Kashulin N.A. The feeding of whitefish <i>Coregonus Lavaretus</i> , vendace <i>C. Albula</i> and smelt <i>Osmerus Eperlanus</i> in Imandra lake	203

Зуева И.А. Определение параметров локальных событий по данным Карельской сейсмической сети	208
Zueva I.A. Determination of parameters of local events according to the Karelian seismic network.	208
Иванова Е.А., Исаева Л.Г. Динамика массы и состава древесного опада в сосняке Лапландского заповедника	211
Ivanova E.A., Isaeva L.G. Mass and structure dynamics of litterfall in a pine forest of the Lapland Reserve	211
Иванюк Г.Ю., Припачкин П.В., Базай А.В., Михайлова Ю.А., Коноплева Н.Г., Калашников А.О. Полосчатая железорудная формация Балтийского щита (памяти профессора П.М. Горяинова)	216
Ivanjuk G.Yu., Pripachkin P.V., Bazai A.V., Mikhailova Yu.A., Konoplyova N.G., Kalashnikov A.O. Banded Iron-Formation of the Fennoscandian Shield (in memory of professor P.M. Goryainov)	216
Ильченко В.Л., Ниткина Е.А., Забавчик Н.И. Физические свойства (плотность, упругая анизотропия) образцов горных пород уранового рудопоявления Лицевское	222
Ilichenko V.L., Nitkina E.A., Zabavchik N.I. Physical properties (density, elastic anisotropy) of rock samples of the Litsevskoe uranium ore occurrence.	222
Ильченко В.Л., Нерович Л.И. Физические свойства (упругая анизотропия и плотность) образцов горных пород массива Ярва-варака (Мончегорский район)	227
Ilichenko V.L., Nerovich L.I. Physical properties (elastic anisotropy and density) of rock samples of the Jarva-Varaka massif (Monchegorsk area).	227
Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В. Экология недр на объектах нефтегазового комплекса с позиции нелинейной геодинамики (на примере подземных хранилищ газа)	232
Kazankova E.R., Kornilova N.V. Subsurface ecology at oil and gas facilities from the perspective of nonlinear geodynamics (on the example of underground gas storages).	232
Калашников А.О. Универсальный подход к автоматическому трехмерному геологическому картированию.	236
Kalashnikov A.O. A universal approach to the automatic 3D geological mapping.	236
Калинин А.А., Савченко Е.Э. Таллиевая минерализация на Оленинском золоторудном проявлении, пояс Колмозеро-Воронья.	240
Kalinin A.A., Savchenko Ye.E. Thallium mineralization in the Oleninskoe gold prospect, Kolmozero-Voronya belt	240
Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Серова Е.С. Вяжущие вещества на основе механоактивированных серпентинсодержащих горнопромышленных отходов	245
Kalinkin A.M., Gurevich B.I., Kalinkina E.V., Zalkind O.A., Serova E.S. Binders based on mechanically activated serpentine-bearing mine wastes	245
Карнаухова Г.А. Минералогическая зональность донных отложений Иркутского водохранилища в условиях регулируемого уровня режима.	250
Karnaukhova G.A. Mineralogical zoning of bottom sediments of the Irkutsk reservoir under conditions of unstable level regime.	250

Карпов С.М., Лялина Л.М., Жиров Д.В., Семёнов В.Л., Тележкин А.А. Линейная зона каолиновой коры выветривания г. Вудъявчорр (Хибины): первые результаты	255
Karpov S.M., Lyalina L.M., Zhirov D.V., Semenov V.L., Telezhkin A.A. Linear zone of the kaolinite weathering rind at Mt. Vudyavchorr (Khibiny): first results	255
Картушинская Т.В., Горбунов И.А. Температуры кристаллизации лейкосом Беломорской экологической провинции	261
Kartushinskaya T.V., Gorbunov I.A. Leucosomes crystallization temperatures in the Belomorian ecogite province	261
Кашулина Г.М., Литвинова Т.И., Коробейникова Н.М. Сера в листьях 7 видов растений в окрестностях медно-никелевого предприятия, Кольский полуостров	266
Kashulina G., Litvinova T., Korobeinikova N. Sulphur in leaves of 7 plant species in surroundings of the copper-nickel industrial complex, Kola Peninsula	266
Когарко Л.Н. Редкоземельный потенциал апатита в месторождениях и отходах производства апатито-нефелиновых руд Хибинского массива.	271
Kogarko L.N. Rare-earth potential of Apatite in deposits and wastes of production of Apatite-nepheline ores of the Khibiny massif.	271
Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Мартынов Е.В. Геодинамика и металлогеническая специализация раннего докембрия Кольского региона	276
Kozlov N.E., Sorokhtin N.O., Martynov E.V. Geodynamics and metallogenic specialization of the Early Precambrian Kola region	276
Коноплёва Н.Г., Калашников А.О., Иванюк Г.Ю. Возможность расчёта содержания попутных компонентов в минералах хибинских апатито-нефелиновых руд по данным рядового опробования	283
Konopleva N.G., Kalashnikov A.O., Ivanyuk G.Yu. Possibility of calculation of trace elements concentrations in minerals of the Khibiny apatite-nepheline ores according to ordinary sampling	283
Копылов М.И., Тихомирова А.И. Особенность вещественного состава и специализация габбро-анортозитовых массивов Дальневосточного пояса на титановые и медно-никелевые руды	288
Kopylov M.I., Tikhomirova A.I. Mineralogical composition and specialization of the gabbro-anorthosite massifs of the Far Eastern belt for titanium and copper-nickel ores	288
Королёва И.М., Терентьев П.М. Репродуктивный потенциал сигов северных водоемов на примере озера Имандра	294
Koroleva I.M., Terentjev P.M. Reproductive potential of whitefish of northern reservoirs on the example of Lake Imandra.	294
Корсакова О.П. Стратиграфия неоплейстоцена Кольско-Карельского региона в контексте Международной стратиграфической шкалы.	299
Korsakova O.P. Neopleistocene stratigraphy in the Kola-Karelian region in the context of International Stratigraphy chart	299
Косова А.Л., Денисов Д.Б., Николаева С.Б. Особенности диатомовых комплексов донных осадков малых водоемов депрессии озера Имандра.	304
Kosova A.L., Denisov D.B., Nikolaeva S.B. Features of diatom complexes in bottom sediments of the Imandra depression small lakes	304
Кравцова Л.А. Формирование геологических знаний о Кузнецком угольном бассейне в XVIII – начале XX вв.	309

Kravtsova L.A. Formation of geological knowledge about the Kuznetsk coal basin in the XVIII – early XX century	309
Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н., Паникоровский Т.Л., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А., Михайлова Ю.А., Селиванова Е.А., Иванюк Г.Ю. Никмельниковит, $\text{Ca}_{12}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_{20}$, – новый минерал супергруппы граната из Ковдорского массива (Кольский полуостров, Россия)	314
Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Panikorovskii T.L., Savchenko E.E., Pakhomovsky Ya.A., Mikhailova J.A., Selivanova E.A., Ivanyuk G.Yu. Nikmelnikovite, $\text{Ca}_{12}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_{20}$, a new mineral of the garnet supergroup from the Kovdor massif (Kola Peninsula, Russia).	314
Кудряшов Н.М., Балаганский В.В., Удоратина О.В., Мокрушин А.В., Кобл М.А. Время формирования габбро-анортозитов Ачинского комплекса: U-Pb (SHRIMP RG) изотопно-геохронологическое изучение циркона	318
Kudryashov N.M., Balagansky V.V., Udoratina O.V., Mokrushin A.V., Coble M.A. The age of gabbro-anorthosites of the Achinsky complex: U-Pb (SHRIMP RG) isotope-geochronological study of zircon	318
Кузин А.М. Месторождения полезных ископаемых, землетрясения и методология интерпретации сейсмических данных	323
Kouzin A.M. Mineral deposits, earthquakes and methodology of seismic data interpretation.	323
Кулешевич Л.В. Минеральные виды Северной Карелии: типоморфные особенности фукситовых сланцев участка Хизоваара	328
Kuleshevich L.V. Mineral species of North Karelia: typomorphic characteristics of fuchsite schists from the Khizovaara prospect.	328
Кулешевич Л.В. Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы Тикшеозерско-Елетьозерского комплекса и связанных с ним метасоматитов.	334
Kuleshevich L.V. Mineral species of North Karelia: ore minerals from the Tiksheozero-Yeletozero complex and associated metasomatic rocks.	334
Куликова К.В., Шмакова А.М., Бурцев И.Н. Магматические породы Гэрдвожского участка (Средний Тиман)	339
Kulikova K.V., Shmakova A.M., Burtsev I.N. Igneous rocks of the Gerdvozh site (Middle Timan)	339
Лиманов Е.В., Бутвина В.Г., Сафонов О.Г. Образование флогопита в системе ортопироксен–гранат в присутствии флюида H_2O – KCl при 5 ГПа.	343
Limanov E.V., Butvina V.G., Safonov O.G. Formation of phlogopite in the orthopyroxene–garnet system in the presence of H_2O – KCl fluid at 5 GPa.	343
Макарова Е.И. Кольский филиал АН СССР: страницы истории ФИЦ КНЦ РАН	348
Макарова Е.И. Kola Branch of the USSR AS: pages of FRC KSC RAS history	348
Максимов О.А. Геолого-петрологические особенности эклогитов острова Столбиха (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита)	356
Maksimov O.A. Geology and petrology of eclogites in the Stolbikha Island (Belomorian Province, Fennoscandian Shield).	356
Манакова Н.К., Суворова О.В. Снижение нагрузки на окружающую среду за счет вовлечения техногенных отходов в получение теплоизоляционных материалов	360
Manakova N.K., Suvorova O.V. Reducing the impact on the environment through the involvement of industrial waste in obtaining heat-insulating materials	360

Маринин А.В., Сим Л.А., Бондарь И.В. Тектодинамика Вуоксинской разломной зоны (Карельский перешеек)	364
Marinin A.V., Sim L.A., Bondar I.V. Tectodynamics of the Vuoksi Fault Zone in the Karelian Isthmus	364
Маринин А.В., Ловчиков А.В., Бондарь И.В. Напряженно-деформированное состояние горных пород северной части Ловозерского массива по данным изучения геологических индикаторов деформаций	369
Marinin A.V., Lovchikov A.V., Bondar I.V. Stress-and-strain reconstruction for the Northern segment of the Lovozero massif according to the study of geological stress indicators.	369
Мещеряков Н.И., Духно Г.Н., Даувальтер В.А., Шарин В.В. Гранулометрический состав донных отложений залива Колесбукхта (Западный Шпицберген)	373
Meshcheriakov N.I., Dukhno G.N., Dauvalter V.A., Sharin V.V. Granulometric composition of bottom sediments of the Colesbukhta gulf (West Spitsbergen)	373
Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Калашников А.О., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Циркониевая минерализация в аповулканических метасоматитах Ловозерского щелочного массива.	378
Mikhailova Yu.A., Pakhomovskiy Ya.A., Kalashnikov A.O., Yakovenchuk V.N., Bazai A.V., Ivanyuk G.Yu. Zirconium mineralization in apo-volcanic metasomatites of the Lovozero alkaline massif.	378
Молчанов В.П., Андросов Д.В., Молчанова Н.Н. Признаки минералого-геохимической зональности металлоносных образований Цзямусы-Ханкайской графитоносной провинции	382
Molchanov V.P., Androsov D.V., Molchanova N.N. Signs of the mineralogical and geochemical zonality of the metal-bearing formations of the Jiamusi-Hankai graphite-bearing province	382
Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные преобразования красноцветного песчаника в сейсмогенном зеркале скольжения.	388
Morozov Yu.A., Smulskaya A.I., Kulakovskij A.L., Matveev M.A. Structural and material transformations of the Old Red Sandstones in the seismic slickensides.	388
Морозова Л.Н. Редкометалльные пегматиты северо-восточной части Кольского пегматитового пояса: геология и геохимия (Кольский полуостров).	393
Morozova L.N. Rare-metal pegmatites of the north-eastern part of Kola pegmatite belt: geology and geochemistry (Kola Peninsula).	393
Морозова Л.Н., Рундквист Т.В. Особенности минерального и химического состава пород архейского ультрамафит-мафитового комплекса Патчемварек-Северный	398
Morozova L.N., Rundkvist T.V. Features of the mineral and chemical composition of rocks from the Archean Patchchvarek-Severny ultramafic-mafic complex	398
Мягков Д.С. Математическое моделирование формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия за счёт денудационных процессов	403
Myagkov D.S. Mathematical modeling of the abnormal horizontal compression stresses formation due to denudation processes.	403
Нерадовский Ю.Н., Компанченко А.А., Мирошникова Я.А. Твердость главных минералов апатит-нефелиновых руд хибинских месторождений	408
Neradovsky Yu.N., Kompanchenko A.A., Miroshnikova Ya.A. Hardness of the main minerals of the Khibiny apatite-nepheline ores	408

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Елизаров Д.В., Базай А.В. К проблеме генезиса массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район)	413
Nerovich L.I., Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Elizarov D.V., Bazay A.V. On the problem of the Jarva-varaka massif genesis(Monchegorsk ore area)	413
Нерович Л.И., Базай А.В., Кунаккузин Е.Л. Вещественный состав микроксенолитов в мафитовых норитах массива Ярва-варака	418
Nerovich L.I., Bazay A.V., Kunakkuzin E.L. Composition of microxenoliths in the Jarva-varaka massif mafic norites.	418
Нестерова Н.С., Баянова Т.Б., Сингх В.К., Светов С.А., Слабунов А.И. Sm-Nd картирование и тектоническое районирование Бунделкханского кратона Индийского щита.	421
Nesterova N.S., Bayanova T.B., Singh V.K., Svetov S.A., Slabunov A.I. Sm-Nd mapping and tectonic division of the Bundelkhand Craton in the Indian Shield	421
Николаев А.П., Пахомовский Я.А., Селиванова Е.А. Самородный цинк г. Коашва, Хибинский массив.	425
Nikolaev A.P., Pakhomovsky Ya.A., Selivanova E.A. Native zinc of Koashva Mountain, Khibiny massif.	425
Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В. Поздне- и послеледниковые разломы и палеосейсмонарушения в восточной части Фенноскандинавского щита: обзор и результаты исследований	428
Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V. Late- and postglacial faults in the eastern part of the Fennoscandinavian Shield: review and research results	428
Николаева С.Б., Никонов А.А. Сейсмогеология Имандровского бассейна – актуальная сводка материалов	433
Nikolaeva S.B., Nikonov A.A. Seismogeology of the Imandra depression – an up-to-date summary of materials.	433
Ниткина Е.А., Каулина Т.В. Морфология, химический состав и U-Pb возраст циркона из пород гнейсового комплекса участков Перевал, Полигонный и Малонемецкая бухта (северо-запад Кольского региона).	438
Nitkina E.A., Kaulina T.V. Morphology, chemical composition and U-Pb age of zircon from the gneissic complex of the Pereval, Poligonniy and Malonemetskaya bay areas (NE Kola region)	438
Новиков Д.А., Черных А.В. Равновесие рассолов Анабаро-Хатангского бассейна с минералами вмещающих пород	443
Novikov D.A., Chernykh A.V. Equilibrium of brines with host rock minerals of the Anabar-Khatanga basin	443
Новиков Д.А., Шохин А.Е., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф. Формы миграции химических элементов в подземных водах горизонта Ю ₁ Верх-Тарского нефтяного месторождения (юг Западной Сибири).	448
Novikov D.A., Shokhin A.E., Chernykh A.V., Dultsev F.F. Forms of chemical elements migration in groundwaters in the Yu ₁ -horizon of the Verkh-Tarsk oil field (south of West Siberia).	448
Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Яничева Н.Ю., Кабанова Н.А., Иванюк Г.Ю., Кривовичев С.В. Внедрение Th ⁴⁺ в кристаллическую структуру иванюкита	454

Panikorovskii T.L., Yakovenchuk V.N., Bazay A.V., Yanicheva N.Yu., Kabanova N.A., Ivanyuk G.Yu., Krivovichev S.V. Incorporation of Th ⁴⁺ into ivanyukite crystal structure	454
Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Рябуха М.А. Генезис сынныритов Сыннырского массива по данным изучения расплавных включений в апатите	458
Panina L.I., Rokosova E.Yu., Isakova A.T., Ryabukha M.A. Genesis of synnyrites from the Synnyr massif: study of melt inclusions in apatite	458
Пахомовский Я.А., Паниковровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Калашников А.О., Михайлова Ю.А., Кривовичев С.В., Иванюк Г.Ю. Селивановаит, NaTi ₃ (Ti, Fe, Na) ₄ [(Si ₂ O ₇) ₂ (O, OH) ₄ (OH, H ₂ O) ₄]•nH ₂ O, – новый мурманитоподобный гетерофиллосиликат и закономерности его образования в эвдиалитовых лужавритах Ловозёрского массива	462
Pakhomovskiy Ya.A., Panikorovskii T.L., Yakovenchuk V.N., Kalashnikov A.O., Mikhailova Yu.A., Krivovichev S.V., Ivanyuk G.Yu. Selivanovaite, NaTi ₃ (Ti, Fe, Na) ₄ [(Si ₂ O ₇) ₂ (O, OH) ₄ (OH, H ₂ O) ₄]•nH ₂ O, – a new murmanite-like zirconosilicate and features of its formation in eudialyte lujavrite of the Lovozero massif	462
Петров С.В., Казанов О.В., Гончаров С.В., Бакаев Г.Ф., Бороздин А.П., Пославский С.В., Пестриков А.А., Кондратюк В.А., Шелухина Ю.С. Россыпной технический гранат – новый вид минерального сырья Мурманской области	466
Petrov S.V., Kazanov O.V., Goncharov S.V., Bakaev G.F., Borozdin A.P., Poslavskiy S.V., Pestrikov A.A., Kondratyuk V.A., Shelukhina Yu.S. Placer technical garnet – a new type of mineral raw materials in the Murmansk region	466
Пискунова Н.Н. Каналы дислокаций на поверхности кристаллов (по данным АСМ)	473
Piskunova N.N. Dislocation channels on the crystal surface (according to AFM data)	473
Подурушин В.Ф. Гипотетическая позднекарельская тектоника юго-восточной части Кольского полуострова	478
Podurushin V.F. Hypothetical Late Karelian tectonics of the South-Eastern part of Kola Peninsula	478
Полеховский Ю.С., Петров С.В., Калинин А.А., Коваль А.В. Новые данные о минералогии золото-уранового рудопроявления Ромпас, Финляндия	482
Polekhovskiy Yu.S., Petrov S.V., Kalinin A.A., Koval A.V. New Data on Mineralogy of the Rompas Uranium-Gold prospect, Finland	482
Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Особенности геологического строения архейских диоритогнейсов участка «диоритовое окно» в пределах Мончегорского расслоенного комплекса (2.5 млрд. лет, Кольский регион)	487
Pripachkin P.V., Rundkvist T.V. Features of geological structure of Archaean diorite gneisses from the «diorite window» area in the Monchegorsk layered complex (2.5 Ga, Kola region)	487
Рудашевский Н.С., Горбунов А.А., Антонов А.В., Аликин О.В., Рудашевский В.Н., Боброва О.В. Палладистое золото (Au, Pd) в золото-сурьмяных рудах Удережского месторождения, Енисейский кряж	492
Rudashevskiy N.S., Gorbunov A.A., Antonov A.V., Alikin O.V., Rudashevskiy V.N., Bobrova O.V. The palladium gold (Au, Pd) from Au-Sb ores of the Uderejskoe deposit, Enisejskij upland	492
Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Лебедева Ю.М. Изотопные (Nd-Sr) характеристики и возможные источники ультракалийевых щелочных пород Сыннырского массива (Северное Прибайкалье)	497

Savatenkov V.M., Rytsk E.Yu., Velikoslavinskii S.D., Lebedeva Yu.M. Isotope (Nd-Sr) features and possible sources of ultrapotassium alkaline rocks of the Synnyr massif (Northern Baikal region)	497
Савельева В.Б., Базарова Е.П. Карбонатиты, фениты и карбонатно-щелочные метасоматиты Западного Прибайкалья: минералого-геохимическое сопоставление . . .	502
Savelyeva V.B., Bazarova E.P. Carbonatites, fenites and carbonate-alkaline metasomatites of the Western Baikal region: mineralogical and geochemical comparison	502
Салимгараева Л.И., Березин А.В., Скублов С.Г. Особенности состава эколгитов Берген Аркс (Норвегия).	507
Salimgaraeva L.I., Berezin A.V., Skublov S.G. Features of eclogite of the Bergen Arcs (Norway) composition	507
Сибелев О.С., Слабунов А.И., Мишра С., Сингх В. Метаморфизм Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса Бунделкхандского кратона Индийского щита.	512
Sibelev O.S., Slabunov A.I., Mishra S., Singh V.K. Metamorphism of the Central Bundelkhand greenstone complex of the Bundelkhand craton, Indian Shield.	512
Сидоров М.Ю., Компанченко А.А., Жихарева Н.Г. Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова в 2018 г.	517
Sidorov M.Yu., Kompanchenko A.A., Zhihareva N.G. New sample intakes of the I.V. Bel'kov's Museum of Geology and Mineralogy in 2018.	517
Слабунов А.И., Синг В.К. Новая схема тектонического районирования Бунделкхандского кратона Индийского щита	521
Slabunov A.I., Singh V.K. The new tectonic division of the Bundelkhand Craton, Indian Shield.	521
Слободюк А.Б., Годнева М.М. Строение синтетических минералов-фторофосфатоцирконатов (гафнатов), установленное методом ЯМР	525
Slobodyuk A.B., Godneva M.M. The structure of the synthetic minerals – fluorophosphatozirconates (hafnates) established with the NMR method	525
Слуковская М.В., Долгих А.В., Новиков А.И., Мосендз И.А., Кременецкая И.П. Дыхание почв как индикатор токсичности технозёмов	529
Slukovskaya M.V., Dolgikh A.V., Novikov A.I., Mosendz I.A., Kremenetskaya I.P. Soil respiration as an indicator of the technosol toxicity.	529
Слуковский З.И., Мицуков А.С., Даувальтер В.А. Молибден в донных отложениях озера Большой Вудъявр, Мурманская область: вертикальное распределение и формы нахождения.	534
Slukovskii Z.I., Mitsukov A.S., Dauvalter V.A. Molybdenum in bottom sediments of Lake Bolshoi Vudjavr, Murmansk region: vertical distribution and forms of this metal. . . .	534
Смагличенко Т.А., Смагличенко А.В., Саянкина М.К. Комплексная технология о фрактальности среды под наземной лавой.	539
Smaglichenko T.A., Smaglichenko A.V., Sayankina M.K. Complex technology about fractality of the medium under the ground lava	539
Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В. Геохимия расслоенных интрузий палеопротерозоя Мончегорского рудного района, Кольский регион	544
Smolkin V.F., Mokrushin A.V. Geochemistry of the Paleoproterozoic layered intrusions of the Monchegorsk ore area, Kola region	544

Сокерина Н.В., Онищенко С.А. Условия образования месторождения Голец Высочайший по данным изучения флюидных включений (Ленский золотоносный район)	550
Sokerina N.V., Onishchenko S.A. Conditions of deposit Goletz Vysochayshy formation, according to the study of fluid inclusions (Lensky gold region).	550
Сорокина Е.С., Аносова М.О., Рассомахин М.А. Новые данные по генезису корунда - синего сапфира Ильменогорского комплекса, Южный Урал: предварительные результаты LA-ICP-MS микро-примесного картирования.	555
Sorokina E.S., Anosova M.O., Rassomakhin M.A. New data on the genesis of corundum - blue sapphire of the Ilmenogorsky complex, South Urals: preliminary results of LA-ICP-MS trace-element mapping	555
Сорохтина Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Лепехина Е.В., Кононкова Н.Н. Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пирохлора и возраст формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов . . .	559
Sorokhtina N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Lepekhina E.N., Kononkova N.N. Phase and intraphase heterogeneity of the pyrochlore group minerals and the age of the rare-metal mineralization at the Vuoriyarvi massif, Kola Peninsula.	559
Степенщиков Д.Г., Грошев Н.Ю. Программное приложение для термального моделирования интрузий	565
Stepenshchikov D.G., Groshev N.Yu. The application software for thermal modeling of intrusions	565
Сухарева Т.А. Трансформация элементного состава почвы еловых лесов в условиях долговременного атмосферного загрязнения	568
Sukhareva T.A. Transformation of the elemental composition of soils of spruce forests in the conditions of long-term air pollution	568
Терентьев П.М. Пространственно-временные особенности накопления тяжелых металлов в организмах рыб водоемов Евро-Арктического региона	573
Terentjev P.M. Spatial and temporal particularities of heavy metals accumulation in fishes of Euro-Arctic reservoirs.	573
Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Баянова Т.Б., Щербакова Т.Ф., Лютоев В.П., Серов П.А. Кварцевые и железо-глиноземистые метасоматиты в ассоциации с кислыми вулканитами – комагматами гранитов рапакиви: геохимия, возраст и структурное положение (Внешние Острова Финского залива).	578
Terekhov E.N., Makeev A.B., Bayanova T.B., Shcherbakova T.F., Lyutoev V.P., Serov P.A. Quartz and iron-alumina metasomatites in association with acid volcanites - comagmates of rapakivi granites: geochemistry, age and structural position (Outer Islands of the Gulf of Finland)	578
Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н. Следы цунами в донных осадках озер Мурманского берега Кольского полуострова	583
Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. Records of the tsunami in bottom sediments of the Murmansk coast lakes, Kola Peninsula.	583
Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Вашков А.А., Носова О.Ю. Литологические особенности озерных отложений в долине реки Воронья, Кольский полуостров, Россия	588
Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Vashkov A.A., Nosova O.Yu. Lithological features of lake sediments in the valley of the Voronya river, Kola Peninsula, Russia	588

Травин В.В. Формы проявления термального воздействия интрузивов базитов на вмещающие породы и возможные причины их различия на примерах северо-восточной части Балтийского щита	592
Travin V.V. Varieties of thermal impact of basic rocks intrusions on host rocks and possible reasons of their difference on examples of the north-eastern Basic Shield	592
Тюкавкина В.В., Цырятьева А.В. Структура цементного камня, модифицированного нанодисперсной титаносодержащей добавкой.	597
Tyukavkina V.V., Tsyryatyeva A.V. The structure of the cement stone modified by nanodispersed titanium-bearing additive.	597
Филина М.И., Сорокина Е.С., Аносова М.О., Кононкова Н.Н., Лютцов О.Е. Новые данные по геохимии корунда метасоматизированных ксенолитов «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр», Хибинский щелочной массив (Кольский полуостров)	602
Filina M.I., Sorokina E.S., Anosova M.O., Kononkova N.N., Lutskov O.A. New data on geochemistry of metasomatized corundum-bearing of the «Ryzhaya neznakomka» and «Kukisvumchorr» xenoliths, Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula)	602
Хубер М., Мокрушин А.В., Жигунова Г.В., Лата Л., Скупински С., Яковлева О. Туристический и научно-образовательный потенциал щелочно-ультраосновного массива Африканда в качестве геопарка.	607
Huber M., Mokrushin A.V., Zhigunova G., Lata L., Skupiński S., Yakovleva O. Touristic and educational potential of the Afrikanda alkaline-ultrabasic massif as a geopark	607
Чёрный Р.И., Сафонова И.Ю., Савинский И.А., Перфилова А.А., Петренко Н.А. Итмурундинский аккреционный комплекс, северное Прибалхашье: новые данные о геологическом строении, составе и современная геодинамическая интерпретация.	611
Chyorny R.I., Safonova I.Y., Savinskiy I.A., Perfilova A.P., Petrenko N.A. The Itmurundy accretionary complex, northern Balkhash: new data on the geological structure, composition and their geodynamic implications	611
Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Стержневые элементы тектоники Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии	615
Shipilov E.V., Lobkovsky L.I. Core elements of tectonics of the Eastern Arctic continental margin of Eurasia	615
Штабровская И.М., Зенкова И.В. К исследованию годичной динамики температуры почв Хибинского горного массива	620
Shtabrovskaya I.M., Zenkova I.V. On the study of annual dynamics of temperature of the Khibiny massif soils	620
Шуйский А.С., Удоратина О.В. Условия кристаллизации мафических включений и пород собского комплекса (Полярный Урал)	624
Shuysky A.S., Udoratina O.V. Crystallization conditions of mafic inclusions and rocks of the Sobsky complex (Polar Urals)	624
Юргенсон Г.А., Афанасьева А.С., Борзенко А.А., Кононов О.В. Типохимизм берилла Шерловой Горы (Юго-Восточное Забайкалье)	629
Yurgenson G.A., Afanasyev A.S., Borzenko A.A., Kononov O.V. Typochemism of beryl of Sherlovaya Mountain (Southeastern Transbaikalia)..	629
Яковенчук В.Н., Паникоровский Т.Л., Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Кривовичев С.В. Кристаллическая структура и происхождение нового природного цирконосиликата $\text{NaNZrSi}_2\text{O}_7$	634

Yakovenchuk V.N., Panikorovskii T.L., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Krivovichev S.V. Crystalline structure and origin of new zirconosilicate $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7$	634
Янишевская Е.С., Горячев А.А. Бактериальное выщелачивание основных сульфидных минералов медно-никелевых руд. Обзор.	637
Yanishevskaya E.S., Goryachev A.A. Bioleaching of major sulfide minerals of copper-nickel ores. A review.	637
Антонов А.А. Гармонический анализ колебательных спектров твердых тел и его применение при расчете функций состояния минералов	643
Antonov A.A. Harmonic analysis of solid substances vibration spectra and its application for calculations of mineral species state functions	643
Артемкина Н.А. Зависимость содержания вторичных метаболитов в хвое разного возраста <i>Juniperus sibirica</i> от параметров азотного питания почв Хибин	648
Artemkina N.A. Relationship between the content of secondary metabolites in needles of mixed-age <i>Juniperus sibirica</i> and the parameters of nitrogen nutrition of the Khibiny soils	648
Асминг В.Э., Федоров А.В., Гудков А.В., Колобов В.В., Толстихин И.Н. Длительные последовательности афтершоков и эманация гелия: попытка совместного исследования	653
Asming V.E., Feodorov A.V., Gudkov A.V., Kolobov V.V., Tolstikhin I.N. Long-term aftershock sequence and He emanation: attempt of joint study	653
Базарова Е.П., Савельева В.Б., Рубцова М.Н. Гидротермально-вадозные образования зон разломов в Западном Прибайкалье	658
Bazarova E.P., Savel`eva V.B., Rubtsova M.N. Hydrothermal-vadose formations of fault zones in the Western Baikal region	658
Нерадовский Ю.Н., Мирошникова Я. А., Компанченко А.А. О каменных пляжах Мурманского побережья Баренцева моря	663
Neradovsky Yu.N., Miroshnikova Ya.A., Kompanchenko A.A. Stone beach of the Murmansk coast of the Barents sea	663

Научное издание

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН
№ 16, 2019

Печатается по решению Ученого совета ГИ КНЦ РАН
Выходит 1 раз в год

Технический редактор Л.Д. Чистякова

Компьютерная верстка Л.Д. Чистякова
Фото на обложке В. Истомин

Технический редактор В. Ю. Жиганов

Подписано в печать 01.07.2019. Дата выхода 04.07.2019.

Усл. печ. листов 79.30. Заказ № 33. Тираж 100 экз.

Учредитель и издатель: Геологический институт – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Кольский научный центр Российской академии наук" (ГИ КНЦ РАН)
184209, ул. Ферсмана д. 14, г. Апатиты, Мурманская область
Оригинал-макет: ГИ КНЦ РАН

Типография: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Кольский научный центр РАН»
184209, г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14
Тел.: (81555) 7-53-50; 79-5-95, факс: (81555) 76425
E-mail: ksc@ksc.ru. www.ksc.ru, naukaprint.ru

