

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр
Российской академии наук»

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 2, 2023

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2023

Главный редактор

А. Ф. ТИТОВ, член-корр. РАН, д. б. н., проф.

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; О. Н. БАХМЕТ (зам. главного редактора), член-корр. РАН, д. б. н.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; И. В. ДРОБЫШЕВ, доктор биологии (Швеция – Канада); Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; Х. ЙООСТЕН, доктор биологии, проф. (Германия); А. М. КРЫШЕНЬ, д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; О. Л. КУЗНЕЦОВ, д. б. н.; Н. В. ЛУКИНА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, академик РАН, д. б. н., проф.; О. ОВАСКАЙНЕН, доктор математики, проф. (Финляндия); О. Н. ПУГАЧЕВ, академик РАН, д. б. н.; С. А. СУББОТИН, доктор биологии (США); Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; Т. Э. ХАНГ, доктор географии (Эстония); П. ХЁЛЬТТЯ, доктор геологии, проф. (Финляндия); К. ШАЕВСКИЙ, доктор математики, проф. (Польша); В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; А. Б. КУЗНЕЦОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА, к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; А. В. САМСОНОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н.; Е. Н. СВЕТОВА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н., проф.; А. СОЭСОО, доктор геологии, проф. (Эстония); А. В. СТЕПАНОВА, к. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Издается с января 2009 г.

Адрес редакции: 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
Тел. (8142)762018; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru

Электронная полнотекстовая версия: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

TRANSACTIONS

**of the KARELIAN RESEARCH CENTRE
of the RUSSIAN ACADEMY of SCIENCES**

No. 2, 2023

PRECAMBRIAN GEOLOGY

Petrozavodsk
2023

Editor-in-Chief

A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. N. BAKHMET (Deputy Editor-in-Chief), RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); I. V. DROBYSHEV, PhD (Biol.) (Sweden – Canada); N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; T. E. HANG, PhD (Geog.) (Estonia); P. HÖLTTÄ, PhD (Geol.), Prof. (Finland); E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; H. JOOSTEN, Dr. (Biol.), Prof. (Germany); A. M. KRYSHEN', DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; O. L. KUZNETSOV, DSc (Biol.); N. V. LUKINA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; O. OVASKAINEN, PhD (Math.), Prof. (Finland); O. N. PUGACHYOV, RAS Academician, DSc (Biol.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; S. A. SUBBOTIN, PhD (Biol.) (USA); D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); K. SZAJEWSKI, PhD (Math.), Prof. (Poland); A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Editorial Board of the «Precambrian Geology» Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); V. V. KOVALEVSKY, DSc (Geol.-Miner.); A. B. KUZNETSOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); Yu. A. MOROZOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA, PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. V. SAMSONOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. SOESOO, PhD (Geol.), Prof.; A. V. STEPANOVA, PhD (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.); E. N. SVETOVA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

Published since January 2009

8 issues a year

Editorial Office address: 11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
Tel. (8142)762018; fax (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Full-text electronic version: <http://transactions.krc.karelia.ru>; <http://journals.krc.karelia.ru>

© Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, 2023
© Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences, 2023

УДК 550.93:551.71 (470.22)

ГЛАВНЫЕ ЭПИЗОДЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН): ДАННЫЕ U-Th-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

А. И. Слабунов^{1,2*}, А. В. Кервинен¹, Н. С. Нестерова¹,
А. В. Егоров¹, О. А. Максимов¹, П. В. Медведев^{1,2}

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»
(ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910),
*slabunov@krc.karelia.ru

² Петрозаводский государственный университет (пр. Ленина, 33, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910)

Проведено исследование циркона из полосчатых железистых кварцитов (BIF) Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) Карельского кратона. Здесь известны три породные ассоциации, в которые входят BIF: с мезоархейскими базальт-коматиитами – BIF-1; с мезо-неоархейскими кислыми вулканитами – BIF-2; с неоархейскими граувакками и кислыми вулканитами – BIF-3. Все BIF содержат акцессорный циркон. Анализ их изотопного возраста показывает существование в каждой пробе 1–4 возрастных кластеров. В большинстве проб установлены единичные зерна детритового циркона, который имеет соизмеримый или более древний, чем вмещающие BIF породы, возраст. Возраст детритового циркона в каждой ассоциации BIF отличается: в BIF-1 – 2,84 млрд лет, в BIF-2 детритовый циркон отсутствует и в BIF-3 – 2,98–2,75 млрд лет. Большая часть циркона в BIF имеет метаморфогенную природу. При этом во всех группах BIF установлен циркон с возрастом 2,75–2,72 млрд лет, а в BIF-3 также с возрастом 2,65–2,64 млрд лет, связанный, по-видимому, с проявлениями кислого магматизма. В BIF-1 и -3 впервые описан палеопротерозойский (1,89–1,85 млрд лет) циркон в виде каймы и отдельных зерен, свидетельствующий о локальном проявлении здесь тектоно-термальных процессов, синхронных со становлением Свекофеннского орогена.

Ключевые слова: полосчатые железистые кварциты; циркон; изотопный возраст; архей; палеопротерозой; Костомукшский зеленокаменный пояс; Карельский кратон

Для цитирования: Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 5–22. doi: 10.17076/geo1749

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-17-00026).

A. I. Slabunov^{1,2*}, A. V. Kervinen¹, N. S. Nesterova¹, A. V. Egorov¹, O. A. Maksimov¹, P. V. Medvedev^{1,2}. MAIN STAGES OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT BANDED IRON FORMATION GENESIS, KARELIAN CRATON: BASED ON U-Th-Pb DATING OF ZIRCON

¹ Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *slabunov@krc.karelia.ru

² Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

We studied zircon from banded iron formations (BIFs) in the Kostomuksha greenstone belt (KGSB), Karelian Craton, for the first time. Here, BIFs are associated with Mesoproterozoic basalt-komatiites – BIF-1 and felsic volcanics – BIF-2, as well as with Neoproterozoic graywackes and felsic volcanics – BIF-3. All the BIFs contain accessory zircon. Analysis of its isotopic age shows the presence of 1-4 age clusters in each sample. There are single grains of detrital zircon in most of the studied BIFs. The grains are of commensurable or older age than the BIF enclosing rocks. The ages of detrital zircons differ among BIF association: 2.84 Ga in BIF-1, no detrital zircon in BIF-2, and 2.98–2.75 Ga in BIF-3. Most of the zircon in the BIFs is of metamorphic origin. All BIF groups contain 2.75–2.72 Ga zircon, while BIF-3 also has 2.65–2.64 Ga zircon associated with felsic magmatism. Rims and grains of 1.89–1.85 Ga zircon from BIF-1 and BIF-3, indicative of local tectono-thermal processes simultaneous with the formation of the Svecofennian Orogen, are reported here for the first time.

Keywords: Banded Iron Formation; zircons; isotopic age; Archean; Paleoproterozoic; Kostomuksha greenstone belt; Karelian Craton

For citation: Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Main stages of the Kostomuksha greenstone belt Banded Iron Formation genesis, Karelian Craton: based on U-Th-Pb dating of zircon. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2023. No. 2. P. 5–22. doi: 10.17076/geo1749

Funding. The study was funded by the Russian Science Foundation (grant #22-17-00026).

Введение

Полосчатые железистые кварциты (banded iron formation, BIF) – это в различной степени метаморфизованные хемогенно-осадочные, часто с терригенной примесью, богатые железом (15–40 мас. % Fe) и кремнеземом (40–60 мас. % SiO₂) горные породы, представляющие собой чередование слоев, обогащенных соответственно железосодержащими минералами (гематит, магнетит, сидерит) и кремнеземом (кварц, яшма, халцедон) и формировавшихся исключительно в раннем докембрии [Bekker et al., 2010; Konhäuser et al., 2017; Bekker, Kovalick, 2021; Медведев, 2022]. По поводу происхождения BIF существуют значительные разногласия, но большинство исследователей связывает их образование с окислением растворенного в морской воде двухвалентного железа за счет кислорода, вероятно, продуцированного цианобактериями в условиях бескислородной атмосферы. При этом предполагается, что источником железа

и кремния могли служить подводные гидротермы (аналоги современных черных курильщиков) [Bekker, Kovalick, 2021].

BIF являются важной составляющей зеленокаменных комплексов и могут формировать месторождения железа [Bekker et al., 2010]. Такие месторождения известны в архейских комплексах Карельской и Кольской провинций Фенноскандинавского щита (рис. 1, а), и крупнейшее среди них в регионе – Костомукшское месторождение [Железисто-кремнистые..., 1988; Костомукшский..., 2015]. Оценка условий формирования BIF и последующих их метаморфических преобразований важны как для интерпретации геодинамических процессов, обеспечивающих их становление, так и для прогноза качества руды. Данная статья посвящена рассмотрению возраста цирконов, впервые выделенных из BIF Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) Карельского кратона, и направлена на понимание истории формирования этих пород.

КЗП (рис. 1, б) представляет собой относительно небольшую (25 км по простиранию)

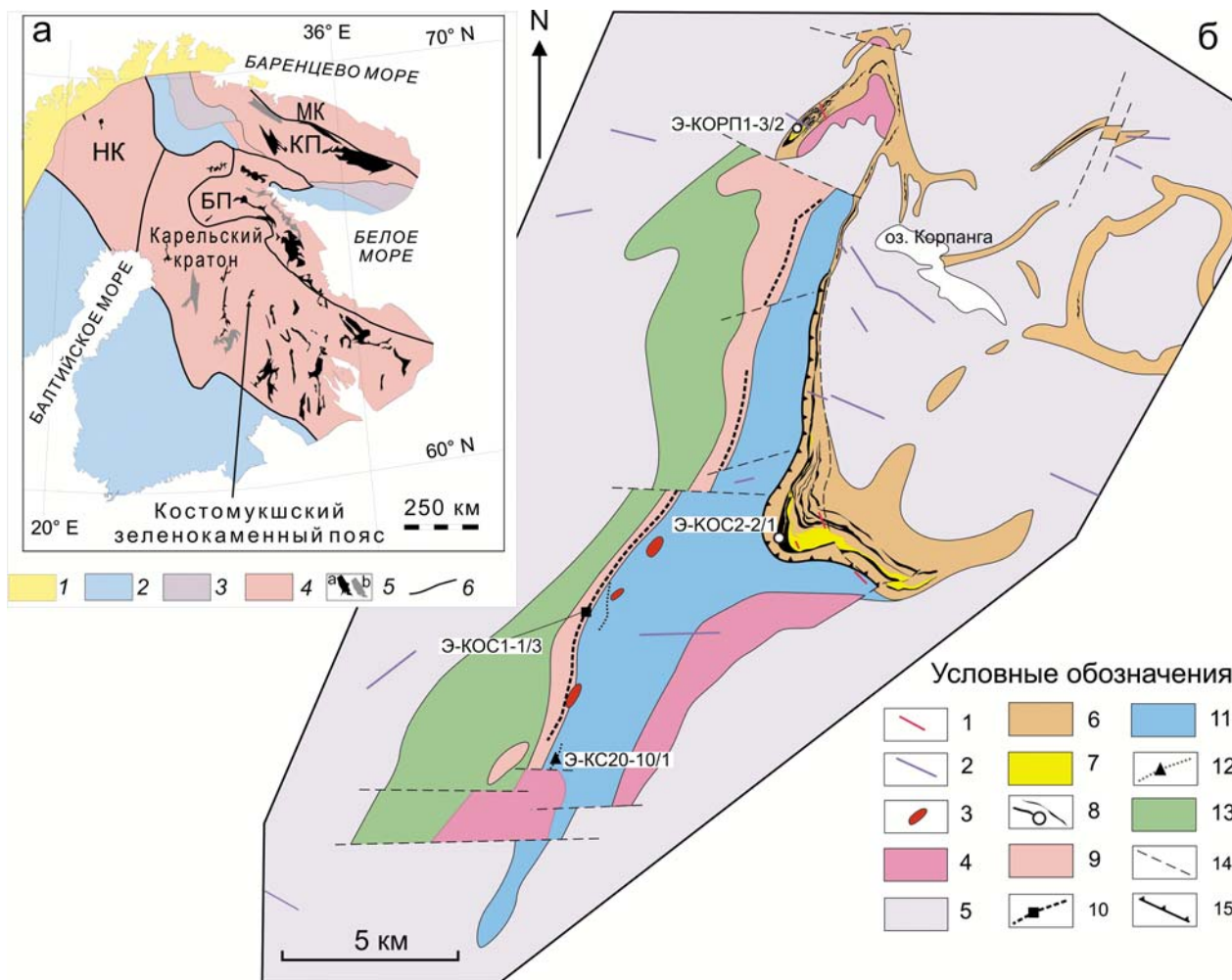


Рис. 1. Расположение и строение Костомукшского зеленокаменного пояса.

(а) КЗП в структуре Фенноскандинавского щита [Слабунов и др., 2006, 2021; Hölta et al., 2014; Куликов и др., 2017]:

1 – каледониды, байкалиды и неопротерозойские образования; 2, 3 – палеопротерозойская кора: 2 – ювенильная, 3 – с фрагментами архейской; 4 – архейская кора (НК – кратон Норрботтен; БП – Беломорская провинция, КП – Кольская провинция, МК – Мурманский кратон); 5 – архейские (а) зеленокаменные и (б) парагнейсовые пояса; 6 – границы провинций.

(б) Схема геологического строения Костомукшского пояса [Горьковец и др., 1981; Кожевников и др., 2006; Кулешевич, Фурман, 2009; Слабунов и др., 2021; Slabunov et al., 2020 с авторскими дополнениями]:

1 – неопротерозойские (рифейские) лампроиты и кимберлиты; 2 – палеопротерозойские (2,4 и 2,1 млрд лет) долериты; 3–8 – неоархейские: 3 – санукитоиды (2,71 млрд лет), 4 – граниты (2,72–2,68 млрд лет), 5 – гранитоиды ТТГ ассоциации (2,78 млрд лет), 6–8 – породы гимольской серии: 6 – метаграувакки (2,76–2,74 млрд лет), 7 – силлы и дайки метариолитов (геллефлинты) (2,76–2,74 млрд лет), 8 – BIF-3, круги – места отбора из них геохронологических проб; 9–12 – мезоархейские (2,84–2,78 млрд лет): 9 – туфы, туффиты риолит-риодациты (шурловаарская свита), 10 – прослои BIF-2, квадраты – места отбора из них геохронологических проб, 11 – базальт-коматиитовый комплекс (рувинваарская свита), 12 – прослои BIF-1, треугольник – место отбора из них геохронологической пробы; 13 – базальты и коматииты (ниемиярвинская свита); 14 – разломы; 15 – надвиг

Fig. 1. Location and structure of the Kostomuksha Greenstone Belt.

(a) Location of the Kostomuksha Greenstone Belt in the Fennoscandian Shield [Slabunov et al., 2006, 2021; Hölta et al., 2014; Kulikov et al., 2017]:

1 – Caledonides, Baikialides and Neoproterozoic rocks; 2, 3 – Paleoproterozoic Earth crust: 2 – juvenile, 3 – with fragments of Archean crust; 4 – Archean Earth crust (NC – Norrbotten Craton, BP – Belomorian Province, KP – Kola Province, MC – Murmansk Craton); 5 – Archean greenstone (a) and paragneiss (b) belts; 6 – boundaries of provinces.

(b) A geological scheme of the Kostomuksha Greenstone Belt compiled by the authors using own observations and after [Gor'kovets et al., 1981; Kozhevnikov et al., 2006; Kuleshevich, Furman, 2009; Slabunov et al., 2020, 2021]:

1 – Neoproterozoic (Riphean) lamproites and kimberlites; 2 – Paleoproterozoic (2.4 and 2.1 Ga) dolerites; 3–8 Neoproterozoic: 3 – 2.71 Ga sanukitoids, 4 – 2.72–2.68 Ga granites, 5 – 2.78 Ga TTG granitoids, 6–8 – Gimoly Group rocks: 6 – 2.76–2.74 Ga metagraywackes, 7 – 2.76–2.74 Ga rhyolite (hallelint) sills and dikes, 8 – BIF-3, circles – location of geochronological sample, 9–12 – Mesoarchean (2.84–2.78 Ga) Kontokki Group: 9 – tuffs, tuffites, rhyolite-rhyodacites (Shurlovaara Formation), 10 – BIF-2 layers, squares – location of geochronological sample, 11 – basalts and basalt-komatiites (Ruvinvaaara Formation), 12 – BIF-1 layers, triangle – location of geochronological sample; 13 – basalts and komatiites (Niemijarvi Formation); 14 – faults; 15 – overthrust

субмеридиональную структуру [Чернов, 1964; Кожевников, 2000; Кожевников и др., 2006; Костомукшский..., 2015]. Зеленокаменный комплекс, слагающий КЗП, состоит из двух стратотектонических ассоциаций (серий): контоксской и гимольской [Горьковец и др., 1981]. В их составе установлены три разновозрастные ассоциации BIF [Горьковец и др., 1981]:

1) с мезоархейскими (2,87–2,81 млрд лет) [Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000; Вревский, 2022] базальт-коматиитами рувинваарской свиты в составе быстро выклинивающихся прослоев осадочных пород мощностью 1–10, редко до 120 м – BIF-1;

2) с мезоархейскими (2,8–2,79 млрд лет) [Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000; Бибикина и др., 2005] риолитами – риодацитами шурловаарской свиты в составе горизонта осадков мощностью до 70 м, прослеживающегося на расстояние до 20 км – BIF-2;

3) с неоархейской (2,76–2,74 млрд лет) [Слабунов и др., 2021] толщей (мощностью до 700 м) метаморфизованных граувакк флишевого типа с телами кислых вулканитов – BIF-3. В нижней части разреза этой толщи (костомукшская свита гимольской серии) находятся самые богатые руды с мощностью отдельных прослоев до 80 м.

BIF каждого из трех типов имеют характерные геохимические особенности [Горьковец и др., 1981, 1991; Slabunov et al., 2020], указывающие на меняющиеся условия их формирования: BIF-1 в среднем обогащены MgO, Al₂O₃, TiO₂, MnO, Cr, Ni, отражая участие в их формировании наряду с гидротермами детритового вещества из базальт-коматиитов, а при формировании BIF-2 и -3 – кислых вулканитов.

Гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации из обрамления пояса имеют неоархейский возраст (2779 ± 11 млн лет) [Бибикина и др., 2005]. Зеленокаменный комплекс сечется неоархейскими (2720 ± 20 млн лет) гранитами Ниемиярвинского массива, санукитоидными массивами (например, Таловейс – 2718–2707 млн лет), гранит-порфирами (2707 ± 31 млн лет) и гранитами шурловаарского массива (2675 ± 9 млн лет) [Лобач-Жученко и др., 2000; Бибикина и др., 2005]. Кроме того, гранит-зеленокаменный комплекс пересекается палеопротерозойскими (2,4 и 2,1 млрд лет) дайками долеритов [Stepanova, 2014; Степанова и др., 2017] и телами неопротерозойских (около 1,2 млрд лет) лампроитов и кимберлитов (рис. 1, б) [Никитина и др., 1999; Костомукшский..., 2015].

В палеопротерозое (1,9–1,65 млрд лет) к западу от Карельского кратона развивался

Свекофенский аккреционный ороген [Балтыбаев, 2013, 2022]. Его влияние на прилегающие архейские провинции Карельского кратона известно, но в районе КЗП не установлено.

BIF КЗП состоят главным образом из кварца и магнетита, но в них также отмечаются амфиболы (в том числе рибекит, грюнерит), биотит, гранат [Горьковец и др., 1981]. Кроме того, в них описаны карбонаты, калиевый полевошпат, сульфиды (пирротин, пирит, галенит, сфалерит), апатит, титанит, турмалин, барит, монацит, ксенотим и несколько генераций циркона [Горьковец и др., 1981; Слабунов и др., 2022].

Породы КЗП неоднократно и неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, в BIF при этом установлено до четырех генераций магнетита [Горьковец и др., 1991]. Возраст проявления амфиболитовой фации метаморфизма в породах контоксской серии оценивается в 2674 ± 13 млн лет (по циркону [Levskii et al., 2009]) и в 2757 ± 113 млн лет (Sm-Nd по метаморфогенным минералам [Puchtel et al., 1998]).

Методы исследований

Выделение цирконов проводилось в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) из проб Э-КОРП1-3/2, Э-КОС2-2/1 и Э-КОС1-1/3 по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей [Кевлич, 2022], а из пробы Э-КС20-10/1 – с применением водной методики [Soderlund, Johansson, 2002].

U-Th-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона проводились в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Temora [Black et al., 2003] в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 А слоем 99,999% золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 4.12 [Ludwig, 2008] с использованием констант распада [Steiger, Jager, 1977]. Поправка на нерадиоγενный свинец по модели [Stacey, Kramers, 1975] введена с использованием измеренного отношения ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.

U-Th-Pb изотопное датирование циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва). Для лазерного отбора пробы использовалась система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнитным секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) [Sheshukov et al., 2018].

Калибровка проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 [Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006] с акцептированным методом CA-ID-TIMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом $601,9 \pm 0,4$ Ma [Horstwood et al., 2016]. Для контроля качества анализа использованы стандарты циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Plesovice [Sláma et al., 2008] с акцептированными по методу CA-ID-TIMS возрастaми $1062,4 \pm 0,4$ и $337,1 \pm 0,4$ млн лет соответственно [Horstwood et al., 2016]. В ходе исследования проб Э-КС20-10/1 для контрольных стандартов были получены средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценки возраста (2σ) $1067,6 \pm 6,1$ ($n = 12$) и $336,7 \pm 1,8$ ($n = 12$) млн лет соответственно, что хорошо согласуется с данными метода CA-TIMS. Обработка данных U-Th-Pb изотопного анализа проводилась в программе Glitter 4.4 [Van Achterbergh et al., 2001]. Поправки на нерадиоогенный свинец вводились на основе процедуры T. Andersen [2002] с применением программы ComPbCorr 3.18 [Andersen, 2008]. Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа Isoplot 4.15 [Ludwig, 2008].

Результаты

Несмотря на относительно низкое (5–40 г/т) содержание Zr в рассматриваемых BIF (табл. 1), во всех пробах циркон был установлен как в шлифах, так и в монофракциях. При этом его количество в пробах варьирует от 14–60 зерен (в КОС2-2/1 и КОС1-1/3) до сотен (во всех остальных), что напрямую коррелируется с содержанием Zr в породе (табл. 1).

Из BIF-1 (проба Э-КС20-10/1; рис. 1, б), представленного (гранат)-амфибол-биотитовым магнетитовым кварцитом с относительно низким содержанием Fe и высоким – Zr (табл. 1), выделено более 200 зерен циркона и получено 116 датировок возраста методом LA-ICP-MS. Данные цирконы представлены прозрачными (полупрозрачными) бледноокрашенными коротко- (КУ 1–1,4) и длиннопризматическими (КУ 2,5–2,8) кристаллами, реже изометричными (рис. 2, а).

Таблица 1. Химический состав (окислы – в вес. %, элементы – в г/т) полосчатых железистых кварцитов (Э-КС20-10/1, Э-КОС-1-1/3, Э-КОС2-2/1, Э-КОРП-1-3/2) трех ассоциаций (BIF-1, BIF-2, BIF-3) Костомукшского зеленокаменного пояса, из которых выделялся исследованный циркон

Table 1. Chemical composition (oxides in wt. %, elements in ppm) of banded iron formation of three associations (BIF-1, BIF-2 and BIF-3) of the Kostomuksha Greenstone Belt, from which the analysed zircon were separated

| Ассоциация Association | BIF-1 | BIF-2 | BIF-3 | |
|--------------------------------|-------------|-------------|------------|--------------|
| Номер пробы Sample number | Э-КС20-10/1 | Э-КОС-1-1/3 | Э-КОС2-2/1 | Э-КОРП-1-3/2 |
| SiO ₂ | 58,2 | 42,92 | 56,72 | 46,7 |
| TiO ₂ | 0,2 | 0,09 | 0,1 | 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 5,1 | 0,47 | 3,08 | 0,53 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,48 | 34,69 | 17,12 | 30,95 |
| FeO | 15,8 | 17,78 | 16,95 | 15,25 |
| MnO | 0,166 | 0,117 | 0,035 | 0,034 |
| MgO | 1,36 | 1,1 | 2,05 | 1,74 |
| CaO | 4,96 | 0,72 | 1,29 | 1,2 |
| Na ₂ O | 0,23 | 0,12 | 0,78 | 0,45 |
| K ₂ O | 1,69 | 0,06 | 0,35 | 1,58 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,13 | 0,2 | 0,28 |
| H ₂ O | 0,12 | 0,1 | 0,02 | 0,12 |
| ппп | 0,32 | 1,5 | 1,09 | 0,5 |
| Sc | 9,92 | 6,79 | 5,30 | 6,40 |
| Ti | 930,90 | 278,40 | 135,40 | 469,10 |
| V | 41,13 | 25,64 | 17,37 | 24,41 |
| Cr | 122,70 | 23,40 | 22,29 | 28,53 |
| Co | 9,61 | 2,39 | 1,06 | 2,79 |
| Ni | 26,99 | 20,45 | 18,67 | 20,08 |
| Cu | 22,88 | 11,74 | 8,26 | 6,50 |
| Zn | 59,77 | 24,38 | 6,80 | 14,75 |
| Rb | 107,80 | 0,64 | 8,57 | 104,70 |
| Sr | 12,96 | 9,33 | 25,02 | 11,34 |
| Y | 12,60 | 7,94 | 5,29 | 9,08 |
| Zr | 42,30 | 10,81 | 5,44 | 18,11 |
| Nb | 1,90 | 0,53 | 0,32 | 0,92 |
| Ba | 250,20 | 6,49 | 90,00 | 182,40 |
| La | 12,45 | 3,97 | 3,27 | 5,37 |
| Ce | 23,78 | 8,01 | 6,03 | 12,26 |
| Pr | 2,88 | 0,98 | 0,70 | 1,60 |
| Nd | 10,93 | 3,86 | 2,79 | 6,54 |
| Sm | 1,88 | 0,90 | 0,63 | 1,09 |
| Eu | 0,67 | 0,37 | 0,30 | 0,66 |
| Gd | 2,03 | 0,93 | 0,69 | 1,34 |
| Tb | 0,33 | 0,15 | 0,10 | 0,20 |
| Dy | 1,98 | 0,96 | 0,59 | 1,18 |
| Ho | 0,41 | 0,23 | 0,15 | 0,27 |
| Er | 1,23 | 0,71 | 0,45 | 0,81 |
| Tm | 0,18 | 0,11 | 0,06 | 0,12 |
| Yb | 1,23 | 0,76 | 0,47 | 0,85 |
| Lu | 0,18 | 0,12 | 0,09 | 0,14 |
| Hf | 1,16 | 0,29 | 0,13 | 0,48 |
| Ta | 0,14 | 0,06 | 0,04 | 0,08 |
| Pb | 6,19 | 0,83 | 0,95 | 1,84 |
| Th | 2,55 | 0,73 | 0,32 | 1,08 |
| U | 0,68 | 0,22 | 0,06 | 0,24 |

Выделяются зерна с ядрами и с хорошо выраженной осцилляторной зональностью, а также слабозональные без ядер. Признаков окатанности зерен нет. Th/U отношение в цирконах 0,13–1,08 (табл. 2), его корреляция с оценками возраста не отмечена.

По результатам оценки ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста циркона в данной пробе выделяется три возрастных кластера (рис. 2, б; табл. 2). ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст (T_{Pb}) циркона первого кластера – 2,86–2,83 млрд лет ($T_c = 2837 \pm 4,6$ млн лет), второго (подавляющая часть, 92 % выборки) – 2,79–2,68 млрд лет, T_{Pb} третьего – 1,89–1,83 млрд лет (рис. 2, в). Аналитические точки первого кластера образуют компактную группу, конкордантный возраст (T_c) которой оценивается в $2837 \pm 4,6$ млн лет (рис. 2, в), а второго – дискордию (рис. 2, в), что позволяет оценить их U-Pb возраст по верхнему пересечению в 2748 ± 7 млн лет.

Из BIF-2 (шурловаарская свита, рис. 1, б) изучен циркон (рис. 3; табл. 3) в пробе Э-КОС1-1/3 (амфиболовый магнетитовый кварцит с высоким содержанием Fe, табл. 1).

Из пробы выделено 60 зерен и получено (SHRIMP-II) 13 определений возраста. Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными светло-коричневыми зернами призматического габитуса, удлинёнными с КУ 2–2,5 или изометричными с КУ 1–1,3 (рис. 3, а). Кристаллы имеют тонкую осцилляторную зональность. Признаков окатанности нет. Th/U отношение в цирконе 0,17–0,90 (табл. 3). ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст циркона варьирует в узком диапазоне 2,75–2,70 млрд лет, а конкордантный U-Pb возраст оценивается в $2734 \pm 3,5$ млн лет (рис. 3, б, в).

В BIF-3 (костомукшская серия) изучен циркон из двух проб (рис. 1, б). Из образца Э-КОРП1-3/2, представленного биотит-амфиболовым магнетитовым кварцитом с высоким содержанием Fe (табл. 1), выделено около 200 зерен, 16 из которых датированы (SHRIMP-II, 21 аналитическая точка). В пробе отмечается два морфологических типа циркона (рис. 4, а): 1) удлинённые зерна изометричной формы со сглаженными гранями (КУ 2,1–2,5), прозрачные, бледно окрашенные в розовые тона,

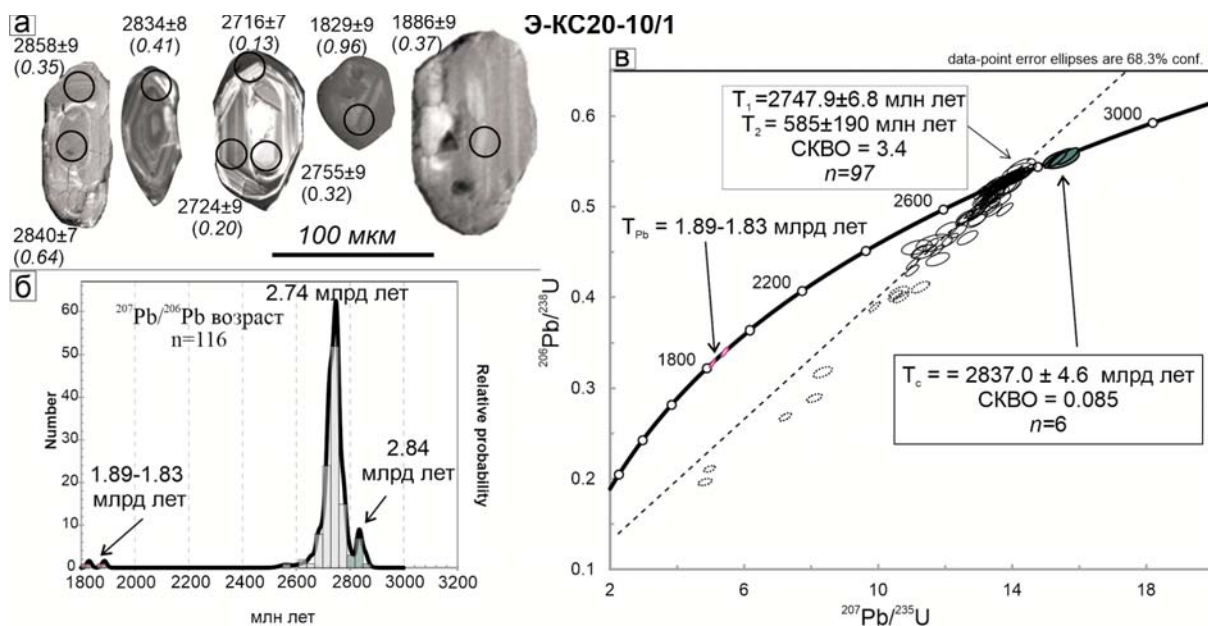


Рис. 2. Морфология и возраст (определен методом LA-ICP-MS) циркона из BIF-1: (а) изображение циркона в катодной люминесценции (CL) с местоположением аналитических точек и значениями в них ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста в млн лет, в скобках – Th/U отношение; (б) гистограмма ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастов (n – число аналитических точек); (в) диаграмма с конкордией (T_{Pb} – ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст, T_c – конкордантный U-Pb возраст, T_1 – U-Pb возраст по верхнему пересечению дискордии, T_2 – по нижнему пересечению дискордии). Эллипсы, показанные пунктиром, – дискордантные аналитические точки, не использовавшиеся в расчетах

Fig. 2. Morphology and age (determined by LA-ICP-MS) of zircon from BIF-1: (a) image of zircons in cathode luminescence (CL) with the position of analytical points and their ^{207}Pb - ^{206}Pb age values in Ma; shown in parentheses is a Th/U ratio; (b) histogram of ^{207}Pb - ^{206}Pb ages (n – number of analytical points); (c) diagram with Concordia (T_{Pb} – ^{207}Pb - ^{206}Pb age, T_c – U-Pb concordia age, T_1 – U-Pb age calculated from the upper intersection of the Discordia, T_2 – U-Pb age calculated from the lower intersection of the Discordia). Ellipses shown by a dashed line are discordant analytical points not used in calculations

Таблица 2. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований (LA-ICP-MS) циркона из BIF-1 (проба Э-КС20-10/1)
 Table 2. Results of U-Th-Pb of geochronological studies (LA-ICP-MS) of zircon from BIF-1 (sample Э-КС20-10/1)

| № п/п No. | Номер точки анализа Analysis point number | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | Изотопные отношения Isotope ratios | | | | RhO | Возраст, млн лет Age, Ma | | | D, % | | | |
|--------------|--|----------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|---------|----------------------------------|-----------------------------------|-------|------|------|----|--------|
| | | | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | | $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | \pm | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| 1 | 55 | 0,96 | 0,11181 | 0,00054 | 5,05578 | 0,05624 | 0,32797 | 0,00317 | 0,87 | 1829 | 15 | 1829 | 9 | -0,04 |
| 2 | 24 | 0,37 | 0,11539 | 0,00062 | 5,4215 | 0,06544 | 0,34078 | 0,0034 | 0,83 | 1890 | 16 | 1886 | 9 | 0,27 |
| 3 | 21 | 0,40 | 0,17015 | 0,00227 | 4,96527 | 0,10803 | 0,21165 | 0,0023 | 0,50 | 1238 | 12 | 2559 | 22 | -56,57 |
| 4 | 116 | 0,95 | 0,17754 | 0,00315 | 11,14948 | 0,30031 | 0,45546 | 0,00529 | 0,43 | 2419 | 23 | 2630 | 28 | -9,59 |
| 5 | 22 | 0,87 | 0,17778 | 0,00309 | 4,83307 | 0,13386 | 0,19717 | 0,00248 | 0,45 | 1160 | 13 | 2632 | 28 | -60,9 |
| 6 | 100 | 0,28 | 0,18029 | 0,00114 | 11,20483 | 0,1519 | 0,45082 | 0,00447 | 0,73 | 2399 | 20 | 2656 | 10 | -11,57 |
| 7 | 40 | 0,35 | 0,18283 | 0,00091 | 11,02339 | 0,12481 | 0,43732 | 0,00425 | 0,86 | 2339 | 19 | 2679 | 8 | -15,12 |
| 8 | 93 | 0,46 | 0,183 | 0,00108 | 11,56212 | 0,15049 | 0,45828 | 0,00467 | 0,78 | 2432 | 21 | 2680 | 9 | -11,12 |
| 9 | 19 | 0,55 | 0,18311 | 0,00228 | 11,3758 | 0,24032 | 0,45058 | 0,00508 | 0,53 | 2398 | 23 | 2681 | 20 | -12,64 |
| 10 | 6 | 0,54 | 0,18378 | 0,0036 | 11,66764 | 0,35492 | 0,46046 | 0,00622 | 0,44 | 2442 | 27 | 2687 | 32 | -10,97 |
| 11 | 58 | 0,57 | 0,18379 | 0,00101 | 13,09333 | 0,16178 | 0,51674 | 0,00515 | 0,81 | 2685 | 22 | 2687 | 9 | -0,1 |
| 12 | 28 | 0,32 | 0,18397 | 0,00171 | 12,04944 | 0,21831 | 0,47506 | 0,00542 | 0,63 | 2506 | 24 | 2689 | 15 | -8,22 |
| 13 | 63 | 0,76 | 0,18407 | 0,00088 | 9,8827 | 0,10859 | 0,38945 | 0,00371 | 0,87 | 2120 | 17 | 2690 | 8 | -24,8 |
| 14 | 37 | 0,50 | 0,18508 | 0,00097 | 13,26634 | 0,15744 | 0,5199 | 0,00519 | 0,84 | 2699 | 22 | 2699 | 8 | -0,01 |
| 15 | 31 | 0,51 | 0,18568 | 0,00084 | 13,3174 | 0,13731 | 0,52022 | 0,00496 | 0,90 | 2700 | 21 | 2704 | 7 | -0,2 |
| 16 | 42 | 0,52 | 0,18576 | 0,00101 | 11,00805 | 0,13294 | 0,42983 | 0,00413 | 0,80 | 2305 | 19 | 2705 | 9 | -17,56 |
| 17 | 1 | 0,51 | 0,18599 | 0,00141 | 13,37393 | 0,21027 | 0,5216 | 0,00572 | 0,70 | 2706 | 24 | 2707 | 12 | -0,06 |
| 18 | 16 | 0,56 | 0,18679 | 0,00121 | 13,09558 | 0,18413 | 0,50861 | 0,00534 | 0,75 | 2651 | 23 | 2714 | 10 | -2,87 |
| 19 | 107 | 0,58 | 0,18677 | 0,00123 | 12,5928 | 0,17273 | 0,48918 | 0,0047 | 0,70 | 2567 | 20 | 2714 | 10 | -6,59 |
| 20 | 34 | 0,13 | 0,18704 | 0,00086 | 13,50578 | 0,14263 | 0,52373 | 0,00491 | 0,89 | 2715 | 21 | 2716 | 7 | -0,07 |
| 21 | 44 | 0,42 | 0,18698 | 0,00098 | 13,48415 | 0,16093 | 0,52307 | 0,00521 | 0,83 | 2712 | 22 | 2716 | 8 | -0,17 |
| 22 | 49 | 0,61 | 0,18714 | 0,00106 | 13,13512 | 0,16698 | 0,5091 | 0,00517 | 0,80 | 2653 | 22 | 2717 | 9 | -2,9 |
| 23 | 13 | 0,35 | 0,18722 | 0,00116 | 12,56325 | 0,17079 | 0,48681 | 0,00508 | 0,77 | 2557 | 22 | 2718 | 10 | -7,2 |
| 24 | 41 | 1,08 | 0,1873 | 0,00083 | 13,28982 | 0,13506 | 0,51467 | 0,00485 | 0,90 | 2677 | 21 | 2719 | 7 | -1,9 |
| 25 | 47 | 0,55 | 0,18737 | 0,00101 | 13,0562 | 0,15973 | 0,50542 | 0,00509 | 0,82 | 2637 | 22 | 2719 | 9 | -3,69 |
| 26 | 2 | 0,70 | 0,18746 | 0,00103 | 12,61443 | 0,15643 | 0,48808 | 0,00492 | 0,81 | 2562 | 21 | 2720 | 9 | -7,03 |
| 27 | 45 | 0,53 | 0,18751 | 0,00124 | 13,54158 | 0,1917 | 0,52382 | 0,00544 | 0,73 | 2715 | 23 | 2720 | 10 | -0,24 |
| 28 | 46 | 0,61 | 0,18751 | 0,0011 | 13,60628 | 0,17836 | 0,52631 | 0,00548 | 0,79 | 2726 | 23 | 2720 | 9 | 0,24 |
| 29 | 43 | 0,79 | 0,18753 | 0,00091 | 13,56928 | 0,15084 | 0,52482 | 0,0051 | 0,87 | 2720 | 22 | 2721 | 8 | -0,05 |
| 30 | 8 | 0,47 | 0,18766 | 0,00198 | 13,57784 | 0,26874 | 0,52498 | 0,00617 | 0,59 | 2720 | 26 | 2722 | 17 | -0,11 |
| 31 | 38 | 0,76 | 0,1878 | 0,00088 | 13,59951 | 0,14576 | 0,52524 | 0,00502 | 0,89 | 2721 | 21 | 2723 | 7 | -0,08 |
| 32 | 33 | 0,20 | 0,18795 | 0,00111 | 13,61745 | 0,18019 | 0,52555 | 0,00555 | 0,80 | 2723 | 23 | 2724 | 9 | -0,09 |
| 33 | 9 | 0,65 | 0,18804 | 0,00132 | 13,61515 | 0,20233 | 0,52525 | 0,00557 | 0,71 | 2721 | 24 | 2725 | 11 | -0,19 |
| 34 | 29 | 1,00 | 0,18799 | 0,00093 | 13,65147 | 0,15469 | 0,52671 | 0,00508 | 0,85 | 2728 | 21 | 2725 | 8 | 0,12 |
| 35 | 36 | 0,69 | 0,18831 | 0,00085 | 13,71243 | 0,14199 | 0,52818 | 0,00499 | 0,90 | 2734 | 21 | 2727 | 7 | 0,27 |
| 36 | 104 | 0,79 | 0,18826 | 0,00096 | 13,12748 | 0,15304 | 0,5058 | 0,005 | 0,85 | 2639 | 21 | 2727 | 8 | -3,96 |

Продолжение табл. 2
Table 2 (continued)

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|-----|------|---------|---------|----------|---------|---------|---------|------|------|----|------|----|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| 37 | 114 | 0,80 | 0,18842 | 0,00098 | 12,92779 | 0,15233 | 0,49767 | 0,00483 | 0,82 | 2604 | 21 | 2728 | 8 | -5,56 |
| 38 | 108 | 0,75 | 0,18853 | 0,00112 | 12,86541 | 0,16649 | 0,49505 | 0,00486 | 0,76 | 2592 | 21 | 2729 | 9 | -6,11 |
| 39 | 30 | 1,09 | 0,18864 | 0,00094 | 11,75685 | 0,13277 | 0,45205 | 0,00424 | 0,83 | 2404 | 19 | 2730 | 8 | -14,29 |
| 40 | 35 | 0,76 | 0,18862 | 0,00108 | 13,14937 | 0,16709 | 0,50569 | 0,00501 | 0,78 | 2638 | 21 | 2730 | 9 | -4,12 |
| 41 | 59 | 0,74 | 0,18873 | 0,00103 | 13,75106 | 0,16902 | 0,52849 | 0,00532 | 0,82 | 2735 | 22 | 2731 | 9 | 0,17 |
| 42 | 94 | 0,83 | 0,1888 | 0,0011 | 13,72328 | 0,17525 | 0,52725 | 0,00512 | 0,76 | 2730 | 22 | 2732 | 9 | -0,1 |
| 43 | 85 | 0,64 | 0,18894 | 0,00095 | 13,73034 | 0,15787 | 0,52713 | 0,00514 | 0,85 | 2729 | 22 | 2733 | 8 | -0,18 |
| 44 | 27 | 0,61 | 0,18918 | 0,00103 | 13,26058 | 0,16249 | 0,50841 | 0,00509 | 0,82 | 2650 | 22 | 2735 | 9 | -3,8 |
| 45 | 87 | 0,38 | 0,18913 | 0,00115 | 13,75464 | 0,18153 | 0,52763 | 0,00519 | 0,75 | 2731 | 22 | 2735 | 10 | -0,17 |
| 46 | 110 | 0,70 | 0,18923 | 0,00115 | 13,304 | 0,1774 | 0,50996 | 0,00519 | 0,76 | 2656 | 22 | 2735 | 10 | -3,53 |
| 47 | 17 | 0,75 | 0,18939 | 0,00117 | 13,81394 | 0,18807 | 0,52908 | 0,00556 | 0,77 | 2738 | 23 | 2737 | 10 | 0,02 |
| 48 | 7 | 2,27 | 0,18953 | 0,00134 | 12,35626 | 0,17954 | 0,47284 | 0,00472 | 0,69 | 2496 | 21 | 2738 | 11 | -10,65 |
| 49 | 84 | 0,77 | 0,18952 | 0,00111 | 10,50352 | 0,1343 | 0,40205 | 0,00388 | 0,75 | 2178 | 18 | 2738 | 9 | -24,04 |
| 50 | 54 | 1,04 | 0,18969 | 0,00088 | 13,84627 | 0,1479 | 0,52944 | 0,00508 | 0,90 | 2739 | 21 | 2739 | 7 | -0,02 |
| 51 | 111 | 0,81 | 0,18958 | 0,00152 | 13,8253 | 0,2257 | 0,52899 | 0,0058 | 0,67 | 2737 | 24 | 2739 | 13 | -0,07 |
| 52 | 50 | 0,31 | 0,1898 | 0,00195 | 10,61881 | 0,19411 | 0,40576 | 0,00433 | 0,58 | 2196 | 20 | 2740 | 16 | -23,41 |
| 53 | 81 | 0,36 | 0,18974 | 0,00158 | 13,86204 | 0,22963 | 0,52995 | 0,00573 | 0,65 | 2741 | 24 | 2740 | 13 | 0,04 |
| 54 | 5 | 0,51 | 0,18986 | 0,00118 | 12,13766 | 0,16497 | 0,46372 | 0,00482 | 0,76 | 2456 | 21 | 2741 | 10 | -12,5 |
| 55 | 48 | 0,61 | 0,19007 | 0,0023 | 8,34263 | 0,18366 | 0,31831 | 0,00395 | 0,56 | 1781 | 19 | 2743 | 19 | -39,97 |
| 56 | 53 | 0,59 | 0,19007 | 0,00101 | 12,90052 | 0,15658 | 0,49231 | 0,00503 | 0,84 | 2581 | 22 | 2743 | 8 | -7,18 |
| 57 | 56 | 0,76 | 0,19012 | 0,00088 | 13,90466 | 0,14775 | 0,53046 | 0,00506 | 0,90 | 2743 | 21 | 2743 | 7 | , |
| 58 | 68 | 0,60 | 0,1901 | 0,001 | 12,89041 | 0,15174 | 0,49186 | 0,00467 | 0,81 | 2579 | 20 | 2743 | 8 | -7,27 |
| 59 | 113 | 0,99 | 0,19014 | 0,00106 | 13,91477 | 0,17297 | 0,53079 | 0,00525 | 0,80 | 2745 | 22 | 2743 | 9 | 0,06 |
| 60 | 115 | 0,64 | 0,19005 | 0,0011 | 13,38012 | 0,17109 | 0,51062 | 0,00504 | 0,77 | 2659 | 22 | 2743 | 9 | -3,71 |
| 61 | 39 | 1,04 | 0,19027 | 0,001 | 13,26077 | 0,15797 | 0,5055 | 0,00501 | 0,83 | 2637 | 21 | 2744 | 8 | -4,76 |
| 62 | 4 | 0,71 | 0,19036 | 0,00107 | 13,9466 | 0,17595 | 0,5314 | 0,00538 | 0,80 | 2747 | 23 | 2745 | 9 | 0,09 |
| 63 | 61 | 0,79 | 0,19028 | 0,00137 | 13,94626 | 0,2035 | 0,53165 | 0,00521 | 0,67 | 2748 | 22 | 2745 | 11 | 0,16 |
| 64 | 90 | 0,33 | 0,19031 | 0,00195 | 14,26498 | 0,27927 | 0,54365 | 0,00647 | 0,61 | 2799 | 27 | 2745 | 16 | 2,42 |
| 65 | 3 | 0,58 | 0,19054 | 0,00096 | 13,96528 | 0,16071 | 0,5316 | 0,00519 | 0,85 | 2748 | 22 | 2747 | 8 | 0,06 |
| 66 | 70 | 0,45 | 0,19053 | 0,00161 | 13,98557 | 0,23529 | 0,53241 | 0,0058 | 0,65 | 2752 | 24 | 2747 | 13 | 0,21 |
| 67 | 103 | 0,42 | 0,19051 | 0,00093 | 13,93407 | 0,15479 | 0,53055 | 0,00506 | 0,86 | 2744 | 21 | 2747 | 8 | -0,14 |
| 68 | 15 | 0,66 | 0,19069 | 0,00099 | 12,98943 | 0,15403 | 0,49407 | 0,00498 | 0,85 | 2588 | 21 | 2748 | 8 | -7,06 |
| 69 | 69 | 0,54 | 0,19071 | 0,00094 | 13,97598 | 0,15696 | 0,53156 | 0,00505 | 0,85 | 2748 | 21 | 2748 | 8 | -0,02 |
| 70 | 89 | 0,63 | 0,19071 | 0,00233 | 14,1625 | 0,30956 | 0,53853 | 0,00647 | 0,55 | 2777 | 27 | 2748 | 19 | 1,31 |
| 71 | 62 | 0,76 | 0,19083 | 0,00095 | 13,3763 | 0,1514 | 0,50843 | 0,00477 | 0,83 | 2650 | 20 | 2749 | 8 | -4,42 |
| 72 | 18 | 0,65 | 0,19086 | 0,00111 | 13,97897 | 0,178 | 0,53124 | 0,00521 | 0,77 | 2747 | 22 | 2750 | 9 | -0,14 |
| 73 | 25 | 0,86 | 0,19095 | 0,00096 | 14,043 | 0,16001 | 0,53337 | 0,005 | 0,82 | 2756 | 21 | 2750 | 8 | 0,24 |
| 74 | 57 | 0,76 | 0,19091 | 0,00091 | 13,33627 | 0,14549 | 0,50667 | 0,00486 | 0,88 | 2642 | 21 | 2750 | 8 | -4,77 |
| 75 | 98 | 0,68 | 0,19089 | 0,0016 | 14,00826 | 0,23663 | 0,53229 | 0,00597 | 0,66 | 2751 | 25 | 2750 | 13 | 0,04 |
| 76 | 14 | 0,56 | 0,19101 | 0,00093 | 14,01298 | 0,15565 | 0,53212 | 0,005 | 0,85 | 2750 | 21 | 2751 | 8 | -0,03 |

Окончание табл. 2
Table 2 (continued)

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-----|-----|------|---------|---------|----------|---------|---------|---------|------|------|----|------|----|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| 77 | 64 | 0,75 | 0,19106 | 0,0009 | 14,04897 | 0,15176 | 0,53336 | 0,00502 | 0,87 | 2756 | 21 | 2751 | 7 | 0,18 |
| 78 | 67 | 0,23 | 0,19104 | 0,00164 | 13,54548 | 0,23293 | 0,5144 | 0,00581 | 0,66 | 2675 | 25 | 2751 | 14 | -3,39 |
| 79 | 60 | 0,60 | 0,19119 | 0,00101 | 13,52257 | 0,15946 | 0,51301 | 0,00482 | 0,80 | 2669 | 21 | 2752 | 8 | -3,69 |
| 80 | 26 | 0,76 | 0,19128 | 0,00111 | 14,02676 | 0,17809 | 0,5319 | 0,00518 | 0,77 | 2749 | 22 | 2753 | 9 | -0,18 |
| 81 | 71 | 0,41 | 0,1913 | 0,0009 | 14,07229 | 0,15161 | 0,53359 | 0,00505 | 0,88 | 2757 | 21 | 2753 | 7 | 0,13 |
| 82 | 86 | 0,33 | 0,19127 | 0,00159 | 14,02912 | 0,22969 | 0,53207 | 0,00557 | 0,64 | 2750 | 23 | 2753 | 13 | -0,15 |
| 83 | 92 | 0,60 | 0,19126 | 0,001 | 14,04149 | 0,16447 | 0,53249 | 0,00503 | 0,81 | 2752 | 21 | 2753 | 8 | -0,05 |
| 84 | 91 | 0,68 | 0,19133 | 0,00094 | 14,03992 | 0,1574 | 0,53225 | 0,00517 | 0,87 | 2751 | 22 | 2754 | 8 | -0,13 |
| 85 | 32 | 0,32 | 0,19146 | 0,00103 | 14,07419 | 0,1699 | 0,53316 | 0,00518 | 0,80 | 2755 | 22 | 2755 | 9 | , |
| 86 | 65 | 0,59 | 0,19156 | 0,00101 | 13,51594 | 0,16165 | 0,51181 | 0,00507 | 0,83 | 2664 | 22 | 2756 | 8 | -4,06 |
| 87 | 106 | 0,40 | 0,1916 | 0,00092 | 14,07601 | 0,15408 | 0,53287 | 0,0051 | 0,87 | 2754 | 21 | 2756 | 8 | -0,12 |
| 88 | 78 | 0,43 | 0,19177 | 0,00093 | 14,09834 | 0,15657 | 0,53324 | 0,00511 | 0,86 | 2755 | 21 | 2757 | 8 | -0,11 |
| 89 | 72 | 0,72 | 0,19183 | 0,00108 | 14,09866 | 0,17397 | 0,53308 | 0,00506 | 0,77 | 2754 | 21 | 2758 | 9 | -0,16 |
| 90 | 105 | 0,64 | 0,1919 | 0,0009 | 14,14056 | 0,15241 | 0,5345 | 0,00509 | 0,88 | 2760 | 21 | 2759 | 7 | 0,07 |
| 91 | 112 | 0,66 | 0,19217 | 0,00178 | 14,18088 | 0,24596 | 0,53541 | 0,00548 | 0,59 | 2764 | 23 | 2761 | 15 | 0,11 |
| 92 | 101 | 0,39 | 0,19251 | 0,00129 | 14,18829 | 0,19922 | 0,5347 | 0,00533 | 0,71 | 2761 | 22 | 2764 | 11 | -0,14 |
| 93 | 82 | 0,39 | 0,19306 | 0,00211 | 11,76938 | 0,2302 | 0,44225 | 0,00477 | 0,55 | 2361 | 21 | 2768 | 17 | -17,57 |
| 94 | 66 | 0,74 | 0,19314 | 0,0014 | 13,8879 | 0,21442 | 0,52159 | 0,00585 | 0,73 | 2706 | 25 | 2769 | 11 | -2,81 |
| 95 | 83 | 0,30 | 0,19324 | 0,00132 | 12,96758 | 0,18863 | 0,48669 | 0,00502 | 0,71 | 2556 | 22 | 2770 | 11 | -9,33 |
| 96 | 95 | 1,01 | 0,19332 | 0,00132 | 12,91621 | 0,18315 | 0,48459 | 0,00479 | 0,70 | 2547 | 21 | 2771 | 11 | -9,75 |
| 97 | 99 | 0,84 | 0,1934 | 0,00133 | 10,67347 | 0,15069 | 0,40032 | 0,00388 | 0,69 | 2171 | 18 | 2771 | 11 | -25,48 |
| 98 | 74 | 0,66 | 0,19365 | 0,00092 | 13,89765 | 0,15121 | 0,52056 | 0,00491 | 0,87 | 2702 | 21 | 2773 | 8 | -3,18 |
| 99 | 96 | 0,88 | 0,19356 | 0,001 | 13,40085 | 0,15694 | 0,50216 | 0,00486 | 0,83 | 2623 | 21 | 2773 | 8 | -6,57 |
| 100 | 102 | 1,09 | 0,19369 | 0,00101 | 14,38563 | 0,17083 | 0,53872 | 0,0054 | 0,84 | 2778 | 23 | 2774 | 8 | 0,18 |
| 101 | 10 | 0,20 | 0,19419 | 0,00105 | 14,44208 | 0,17607 | 0,53943 | 0,00533 | 0,81 | 2781 | 22 | 2778 | 9 | 0,13 |
| 102 | 75 | 0,57 | 0,19433 | 0,00104 | 13,35551 | 0,1595 | 0,49851 | 0,00473 | 0,79 | 2607 | 20 | 2779 | 8 | -7,52 |
| 103 | 73 | 0,38 | 0,19457 | 0,00107 | 14,01337 | 0,17098 | 0,52243 | 0,00501 | 0,79 | 2709 | 21 | 2781 | 9 | -3,17 |
| 104 | 88 | 0,42 | 0,19481 | 0,00147 | 13,62695 | 0,21203 | 0,50743 | 0,00543 | 0,69 | 2646 | 23 | 2783 | 12 | -6,04 |
| 105 | 23 | 0,72 | 0,19491 | 0,0016 | 7,22369 | 0,11829 | 0,26897 | 0,00287 | 0,65 | 1536 | 15 | 2784 | 13 | -50,24 |
| 106 | 76 | 0,70 | 0,19626 | 0,00111 | 13,43896 | 0,16733 | 0,49669 | 0,00475 | 0,77 | 2600 | 20 | 2795 | 9 | -8,51 |
| 107 | 80 | 0,88 | 0,19706 | 0,00151 | 12,66055 | 0,2003 | 0,46604 | 0,00507 | 0,69 | 2466 | 22 | 2802 | 12 | -14,41 |
| 108 | 79 | 2,27 | 0,1984 | 0,00159 | 11,25556 | 0,17733 | 0,4115 | 0,00415 | 0,64 | 2222 | 19 | 2813 | 13 | -24,79 |
| 109 | 51 | 0,33 | 0,20009 | 0,00092 | 15,19927 | 0,16102 | 0,55097 | 0,00523 | 0,90 | 2829 | 22 | 2827 | 7 | 0,09 |
| 110 | 52 | 0,20 | 0,20083 | 0,00093 | 15,30742 | 0,16329 | 0,55284 | 0,00533 | 0,90 | 2837 | 22 | 2833 | 7 | 0,17 |
| 111 | 109 | 0,41 | 0,20098 | 0,00102 | 13,77501 | 0,15888 | 0,49713 | 0,00476 | 0,83 | 2601 | 20 | 2834 | 8 | -9,97 |
| 112 | 11 | 0,64 | 0,20166 | 0,00094 | 15,36858 | 0,16361 | 0,55275 | 0,00526 | 0,89 | 2837 | 22 | 2840 | 7 | -0,14 |
| 113 | 97 | 0,47 | 0,20216 | 0,0014 | 15,49497 | 0,22251 | 0,55594 | 0,00554 | 0,69 | 2850 | 23 | 2844 | 11 | 0,26 |
| 114 | 77 | 0,41 | 0,20258 | 0,00204 | 8,09525 | 0,14738 | 0,28982 | 0,003 | 0,57 | 1641 | 15 | 2847 | 16 | -47,81 |
| 115 | 20 | 0,46 | 0,20264 | 0,00262 | 15,45623 | 0,35055 | 0,55279 | 0,00669 | 0,53 | 2837 | 28 | 2848 | 20 | -0,4 |
| 116 | 12 | 0,35 | 0,20398 | 0,0012 | 15,64296 | 0,2067 | 0,55626 | 0,0059 | 0,80 | 2851 | 24 | 2858 | 9 | -0,32 |

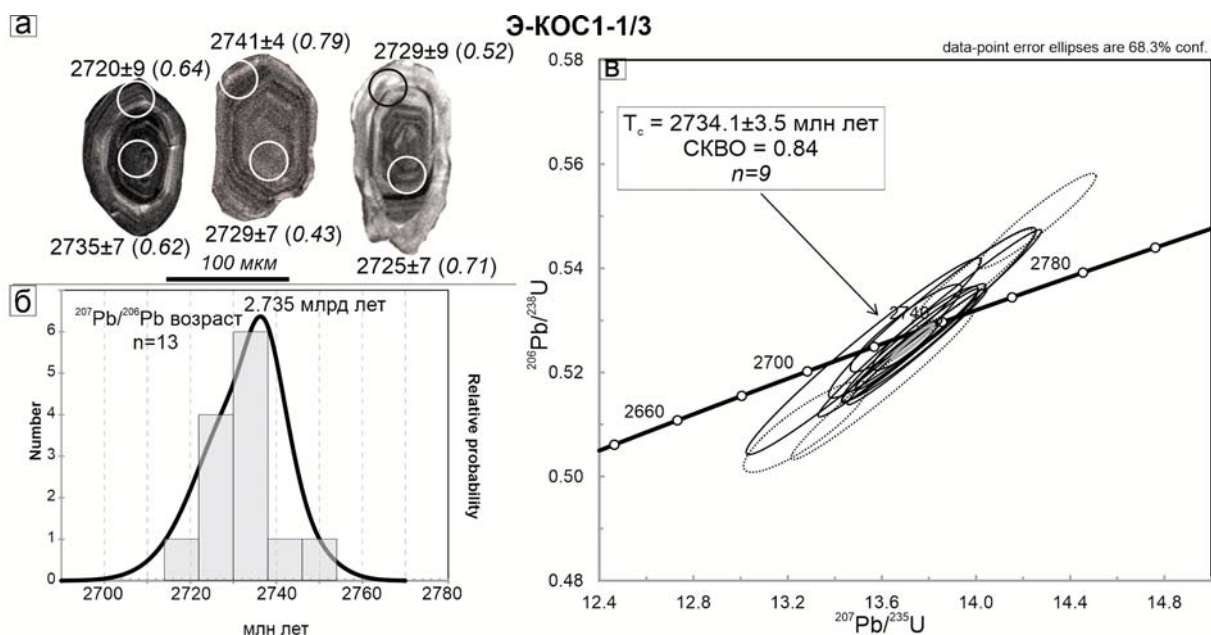


Рис. 3. Морфология и возраст (SHRIMP-II) циркона из BIF-2 (проба Э-КОС1-1/3): (а) CL-изображения циркона с расположением аналитических точек и значениями ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста в млн лет в них, в скобках – Th/U отношение; (б) гистограмма ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастов (n – число аналитических точек); (в) диаграмма с конкордией (обозначения см. на рис. 2)

Fig. 3. Morphology and age (SHRIMP-II) of zircon from BIF-2 (sample Э-КОС1-1/3): (a) CL-images of zircon with the arrangement of analytical points and ^{207}Pb - ^{206}Pb age values in Ma, shown in parentheses is a Th/U ratio; (b) histogram of ^{207}Pb - ^{206}Pb ages (n – number of analytical points); (c) diagram with Concordia (for symbols, see Fig. 2)

внутреннее строение однородное, исключение составляют несколько зерен с ядрами (этот тип преобладает); 2) короткопризматические зерна (КУ 1–1,5) с частично развитыми гранями и пирамидальными вершинами, имеют розовую окраску разной интенсивности, характерная черта внутреннего строения – осцилляторная зональность (рис. 4, а). Признаков окатанности нет.

По результатам оценки ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста циркона среди них выделяется три кластера (рис. 4, б; табл. 3). Первый представлен лишь одним зерном с возрастом 2914 ± 7 млн лет. Возраст циркона второго кластера 2,74–2,72, третьего – 2,64–2,62 млрд лет (рис. 4, в). Аналитические точки циркона второго и третьего кластеров образуют дискордии (рис. 4, в), по верхнему пересечению которых их U-Pb возраст оценивается в 2732 ± 5 и 2639 ± 7 млн лет соответственно. Th/U отношения в цирконе первого кластера – 0,74, второго – 0,22–0,9 (до 2,47), третьего – 0,17–0,51 (табл. 3).

Из образца Э-КОС2-2/1, представленного ребикитовым магнетитовым кварцитом с низким содержанием Fe и Zr (табл. 1), выделено всего 14 зерен циркона, 7 из которых датировано (SHRIMP-II, 10 аналитических точек). По морфологическим особенностям среди

них установлено два типа зерен: 1) желтоватые короткопризматические субидиоморфные (КУ 1–1,3) с тонкополосчатой осцилляторной зональностью (преобладают); 2) удлинённые (КУ 2–2,2) полупрозрачные светло-желтые, неправильной формы, однородные, иногда с ядрами, которые хорошо видны в CL (рис. 4, г). Признаков окатанности нет.

По результатам оценки ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста циркона в этой выборке выделяется два кластера (рис. 4, д; табл. 3). Первый включает 4 зерна с ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастом 2,98–2,76 млрд лет, возраст второго – 1,87–1,85 млрд лет. U-Pb возраст последнего можно также оценить по верхнему пересечению дискордии в 1855 ± 8 млн лет (рис. 4, е). Цирконы второй возрастной группы, как правило, формируют каймы. Th/U отношения в цирконе первого кластера 0,77–2,27, а второго – 0,01–0,03 (рис. 4, г).

Обсуждение результатов

Во всех трех типах BIF КЗП установлен циркон. Среди них выделяется циркон более древний или соизмеримый по возрасту с вмещающими BIF-содержащую толщу породами. Такой циркон относится к детритовому.

Таблица 3. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований (SHRIMP-II) циркона из BIF-2 и BIF-3
 Table 3. Results of U-Th-Pb geochronological studies (SHRIMP-II) of zircons from BIF-2 and BIF-3

| № п/п No. | Номер точки анализа Analysis point number | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, % | Содержание, мкг/г Content, µg/g | | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | Изотопные отношения Isotope ratios | | | | | Rho | Возраст, млн лет Age, Ma | | | | D, % | | |
|----------------------------------|--|---|------------------------------------|------|----------------------------------|---------------------------------------|---|--|--|--|-------|--|---------------------------------------|--|----|------|----|-------|
| | | | U | Th | | $^{206}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±% | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ±% | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ±% | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ± | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ± | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ± | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| BIF-2 проба / sample Э-КОС1-1/3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 9.1 | | 504 | 778 | 221 | 1,59 | 0,1889 | 0,66 | 13,27 | 1,3 | 0,510 | 1,1 | 0,86 | 2655 | 25 | 2733 | 11 | 3,44 |
| 2 | 2.1 | | 152 | 90 | 68 | 0,61 | 0,1905 | 0,41 | 13,60 | 1,9 | 0,518 | 1,8 | 0,98 | 2690 | 40 | 2746 | 7 | 2,52 |
| 3 | 6.2 | | 104 | 64 | 47 | 0,64 | 0,1874 | 0,54 | 13,52 | 2,4 | 0,523 | 2,4 | 0,98 | 2713 | 53 | 2720 | 9 | 0,32 |
| 4 | 5.1 | | 528 | 587 | 237 | 1,15 | 0,1894 | 0,21 | 13,67 | 0,9 | 0,524 | 0,9 | 0,97 | 2714 | 19 | 2737 | 4 | 1,00 |
| 5 | 10.2 | | 345 | 264 | 156 | 0,79 | 0,1899 | 0,26 | 13,75 | 1,4 | 0,525 | 1,4 | 0,98 | 2721 | 31 | 2741 | 4 | 0,93 |
| 6 | 11.1 | | 328 | 250 | 148 | 0,79 | 0,1894 | 0,27 | 13,72 | 1,4 | 0,525 | 1,4 | 0,98 | 2721 | 30 | 2737 | 4 | 0,72 |
| 7 | 3.1 | | 163 | 64 | 74 | 0,40 | 0,1894 | 0,39 | 13,73 | 1,5 | 0,526 | 1,4 | 0,96 | 2724 | 31 | 2737 | 6 | 0,60 |
| 8 | 6.1 | | 163 | 99 | 74 | 0,62 | 0,1891 | 0,40 | 13,78 | 1,1 | 0,529 | 1,0 | 0,93 | 2735 | 22 | 2735 | 7 | -0,03 |
| 9 | 1.1 | | 127 | 87 | 58 | 0,71 | 0,1880 | 0,45 | 13,70 | 1,1 | 0,529 | 1,0 | 0,92 | 2735 | 23 | 2725 | 7 | -0,48 |
| 10 | 7.2 | | 194 | 84 | 88 | 0,45 | 0,1890 | 0,37 | 13,80 | 2,3 | 0,530 | 2,2 | 0,99 | 2739 | 50 | 2734 | 6 | -0,26 |
| 11 | 1.2 | | 80 | 40 | 37 | 0,52 | 0,1885 | 0,56 | 13,81 | 2,1 | 0,532 | 2,0 | 0,96 | 2748 | 45 | 2729 | 9 | -0,85 |
| 12 | 10.1 | | 142 | 59 | 66 | 0,43 | 0,1885 | 0,43 | 13,99 | 1,2 | 0,538 | 1,1 | 0,94 | 2776 | 26 | 2729 | 7 | -2,13 |
| 13 | 8.1 | | 170 | 70 | 80 | 0,43 | 0,1883 | 0,38 | 14,26 | 1,2 | 0,549 | 1,1 | 0,95 | 2822 | 25 | 2727 | 6 | -4,27 |
| BIF-3 проба / sample Э-КОРП1-3/2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 9.1 | | 285 | 87 | 117 | 0,32 | 0,1768 | 0,30 | 11,63 | 0,9 | 0,477 | 0,9 | 0,95 | 2514 | 19 | 2623 | 5 | 5 |
| 2 | 6.1 | | 211 | 55 | 92 | 0,27 | 0,1780 | 0,40 | 12,43 | 1,4 | 0,506 | 1,3 | 0,96 | 2641 | 29 | 2634 | 7 | 0 |
| 3 | 14.1 | | 269 | 98 | 117 | 0,38 | 0,1786 | 0,30 | 12,45 | 1,3 | 0,506 | 1,3 | 0,97 | 2639 | 28 | 2640 | 5 | 0 |
| 4 | 15.1 | | 218 | 37 | 95 | 0,17 | 0,1788 | 0,35 | 12,45 | 1,0 | 0,505 | 0,9 | 0,94 | 2635 | 20 | 2642 | 6 | 0 |
| 5 | 10.1 | | 204 | 91 | 91 | 0,46 | 0,1791 | 0,36 | 12,80 | 1,0 | 0,519 | 0,9 | 0,93 | 2693 | 21 | 2644 | 6 | -2 |
| 6 | 5.1 | | 479 | 86 | 156 | 0,18 | 0,1790 | 0,76 | 9,34 | 1,1 | 0,379 | 0,9 | 0,74 | 2069 | 15 | 2643 | 13 | 25 |
| 7 | 11.1 | | 235 | 117 | 105 | 0,51 | 0,1815 | 0,34 | 12,97 | 1,0 | 0,518 | 0,9 | 0,94 | 2692 | 20 | 2667 | 6 | -1 |
| 8 | 7.2 | | 239 | 67 | 105 | 0,29 | 0,1820 | 0,33 | 12,83 | 1,5 | 0,511 | 1,5 | 0,97 | 2662 | 32 | 2671 | 6 | 0 |
| 9 | 16.1 | | 445 | 105 | 197 | 0,24 | 0,1833 | 0,24 | 13,00 | 0,9 | 0,514 | 0,9 | 0,97 | 2676 | 20 | 2683 | 4 | 0 |
| 10 | 16.2 | | 266 | 163 | 115 | 0,63 | 0,1852 | 0,32 | 12,89 | 1,0 | 0,505 | 1,0 | 0,95 | 2635 | 21 | 2700 | 5 | 3 |
| 11 | 3.2 | | 403 | 85 | 170 | 0,22 | 0,1862 | 0,28 | 12,58 | 0,9 | 0,490 | 0,8 | 0,95 | 2571 | 18 | 2709 | 5 | 6 |
| 12 | 1.2 | | 113 | 55 | 51 | 0,51 | 0,1874 | 0,53 | 13,60 | 1,2 | 0,526 | 1,1 | 0,90 | 2726 | 24 | 2720 | 9 | 0 |
| 13 | 8.1 | | 245 | 51 | 40 | 0,22 | 0,1801 | 1,11 | 4,70 | 1,5 | 0,189 | 1,0 | 0,66 | 1117 | 10 | 2654 | 18 | 63 |
| 14 | 12.2 | | 365 | 126 | 95 | 0,36 | 0,1817 | 0,43 | 7,59 | 2,1 | 0,303 | 2,1 | 0,98 | 1707 | 31 | 2668 | 7 | 41 |
| 15 | 12.1 | | 613 | 420 | 247 | 0,71 | 0,1874 | 0,45 | 12,12 | 1,0 | 0,469 | 0,9 | 0,88 | 2479 | 18 | 2720 | 7 | 11 |
| 16 | 1.1 | | 301 | 264 | 138 | 0,90 | 0,1880 | 0,56 | 13,82 | 2,0 | 0,533 | 1,9 | 0,96 | 2755 | 43 | 2725 | 9 | -1 |
| 17 | 13.1 | | 362 | 212 | 155 | 0,60 | 0,1884 | 0,27 | 12,92 | 1,4 | 0,497 | 1,3 | 0,98 | 2602 | 28 | 2728 | 4 | 6 |
| 18 | 7.1 | | 729 | 1734 | 323 | 2,46 | 0,1887 | 0,20 | 13,42 | 1,1 | 0,516 | 1,1 | 0,98 | 2681 | 24 | 2731 | 3 | 2 |
| 19 | 4.1 | | 675 | 559 | 286 | 0,86 | 0,1891 | 0,70 | 12,87 | 1,1 | 0,494 | 0,8 | 0,76 | 2586 | 17 | 2734 | 11 | 7 |

Окончание табл. 3
Table 3 (continued)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|------------------|-----|---|------|-----|-----|------|--------|------|-------|-----|-------|-----|------|------|----|------|----|----|
| 20 | 2.1 | | 333 | 260 | 150 | 0,81 | 0,1894 | 0,32 | 13,69 | 1,0 | 0,524 | 0,9 | 0,95 | 2717 | 21 | 2737 | 5 | 1 |
| 21 | 3.1 | | 180 | 129 | 89 | 0,74 | 0,2111 | 0,42 | 16,70 | 1,7 | 0,574 | 1,6 | 0,97 | 2923 | 39 | 2914 | 7 | 0 |
| BIF-3 Э-КОС2-2/1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 4.2 | | 657 | 21 | 195 | 0,03 | 0,1130 | 0,39 | 5,38 | 1,0 | 0,345 | 0,9 | 0,91 | 1910 | 14 | 1849 | 7 | -4 |
| 2 | 7.2 | | 1016 | 16 | 296 | 0,02 | 0,1137 | 0,30 | 5,31 | 1,1 | 0,339 | 1,1 | 0,96 | 1881 | 17 | 1859 | 5 | -1 |
| 3 | 1.1 | | 41 | 0 | 12 | 0,01 | 0,1145 | 1,56 | 5,23 | 2,2 | 0,331 | 1,6 | 0,71 | 1845 | 25 | 1872 | 28 | 2 |
| 4 | 5.1 | | 227 | 372 | 43 | 1,69 | 0,1782 | 0,40 | 5,45 | 5,1 | 0,222 | 5,1 | 1,00 | 1292 | 60 | 2636 | 7 | 56 |
| 5 | 3.1 | | 259 | 98 | 102 | 0,39 | 0,1877 | 0,42 | 11,84 | 3,0 | 0,458 | 3,0 | 0,99 | 2429 | 61 | 2722 | 7 | 13 |
| 6 | 7.1 | | 92 | 200 | 43 | 2,24 | 0,1926 | 0,53 | 14,33 | 1,3 | 0,540 | 1,2 | 0,91 | 2781 | 26 | 2765 | 9 | -1 |
| 7 | 6.2 | | 116 | 89 | 55 | 0,79 | 0,1965 | 0,72 | 15,02 | 2,1 | 0,554 | 2,0 | 0,94 | 2844 | 45 | 2797 | 12 | -2 |
| 8 | 6.1 | | 45 | 79 | 22 | 1,79 | 0,1994 | 0,77 | 15,16 | 1,7 | 0,552 | 1,5 | 0,89 | 2832 | 34 | 2821 | 12 | 0 |
| 9 | 4.1 | | 60 | 45 | 30 | 0,77 | 0,2196 | 1,48 | 17,70 | 2,9 | 0,585 | 2,5 | 0,86 | 2967 | 58 | 2978 | 24 | 0 |

Примечание. Pb_c и Pb* указывают обыкновенную и радиогенную составляющие соответственно. Ошибки приведены для интервала 1σ. Ошибка калибровки стандарта – 0,54 %. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb.

D – степень дискордантности $D = 100 \left\{ \left[\frac{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}} \right] / \left[\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - 206\text{Pb}/^{238}\text{U}} \right] - 1 \right\}$. Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - 206\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Note. Pb_c and Pb* indicate the ordinary and radiogenic components, respectively. The errors are given for the interval 1σ.

Standard calibration error – 0.54 %. Correction for common lead was made from the measured ²⁰⁴Pb.

D – degree of discordance $D = 100 \left\{ \left[\frac{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}} \right] / \left[\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - 206\text{Pb}/^{238}\text{U}} \right] - 1 \right\}$. Rho – ratio correlation coefficient $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - 206\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Его доля, как правило, составляет около 5 %, однако в изученной пробе из BIF-2 детритовый циркон отсутствует, а в одной из проб BIF-3 его доля доходит до 28 % (4 зерна из 14). Но большая часть изученного в BIF циркона имеет более молодой возраст, чем ассоциирующие или секущие их породы, и рассматривается, следовательно, как метаморфогенный.

Детритовый циркон, если он присутствует, установлен в виде единичных (1–15) зерен. В нем нет признаков окатанности, что может свидетельствовать о близком его переносе. Возраст детритового циркона в BIF-1 – около 2,84 млрд лет, в BIF-2 он не установлен, а в BIF-3 его возраст варьирует в промежутке 2,98–2,75 млрд лет. Таким образом, в BIF-1 детритовый циркон близок по возрасту (2,87–2,84 млрд лет) к вмещающей базальт-коматиитовой толще, тогда как в BIF-3 установлен как местный источник циркона (ТТГ с возрастом около 2,79 млрд лет), так и экзотический – с возрастом 2,98–2,91 млрд лет. Такие древние породы не отмечены в обрамлении КЗП [Лобач-Жученко и др., 2000; Бибикина и др., 2005], но их существование предполагается, исходя из Sm-Nd систематики ТТГ [Лобач-Жученко и др., 2000].

Во всех группах BIF установлен циркон с возрастом 2,75–2,72 млрд лет, синхронный с формированием либо ранних гранитов (2,72 млрд лет), либо кислых вулканитов (2,74–2,76 млрд лет) и, соответственно, имеющий метаморфогенную природу. Наличие в них тонкой осцилляторной зональности и Th/U отношений > 0,2 связывается с особенностями неоархейского метаморфизма. Подобные характеристики отмечаются у цирконов в ряде метаморфических комплексов, и, следовательно, они не являются универсальными для зерен магматической природы [Каулина, 2010; Yakymchuk et al., 2018].

Спорадически в BIF проявляется также циркон с возрастом 2,65–2,64; 2,45–2,41 и 1,86–1,83 млрд лет, с типичными для метаморфогенных разностей характеристиками (отсутствие зональной структуры, низкие (< 0,2) Th/U отношения). Время формирования первых отчетливо коррелируется с внедрением поздних фаз гранитов; вторых – возможно, связано с основным магматизмом, но этот вопрос требует более тщательного изучения; последних – хорошо параллелизуется с феннической орогенной в Свекофенском аккреционном орогене. Обращает на себя внимание, что локальное проявление тектоно-термальных процессов, сопоставимых по времени со свекофенскими, в центральной части Карельского кратона ранее не фиксировалось.

Проведенные исследования цирконов из BIF Костомукшского зеленокаменного пояса позволяют констатировать: 1) в этих метаморфизованных осадочных породах присутствует как детритовый, так и метаморфогенный циркон;

2) при формировании BIF-1 в бассейн осадконакопления поступал только местный детритовый материал, а при становлении наиболее рудоносной ассоциации BIF-3 в бассейн наряду с местным попадал и экзотический детритовый

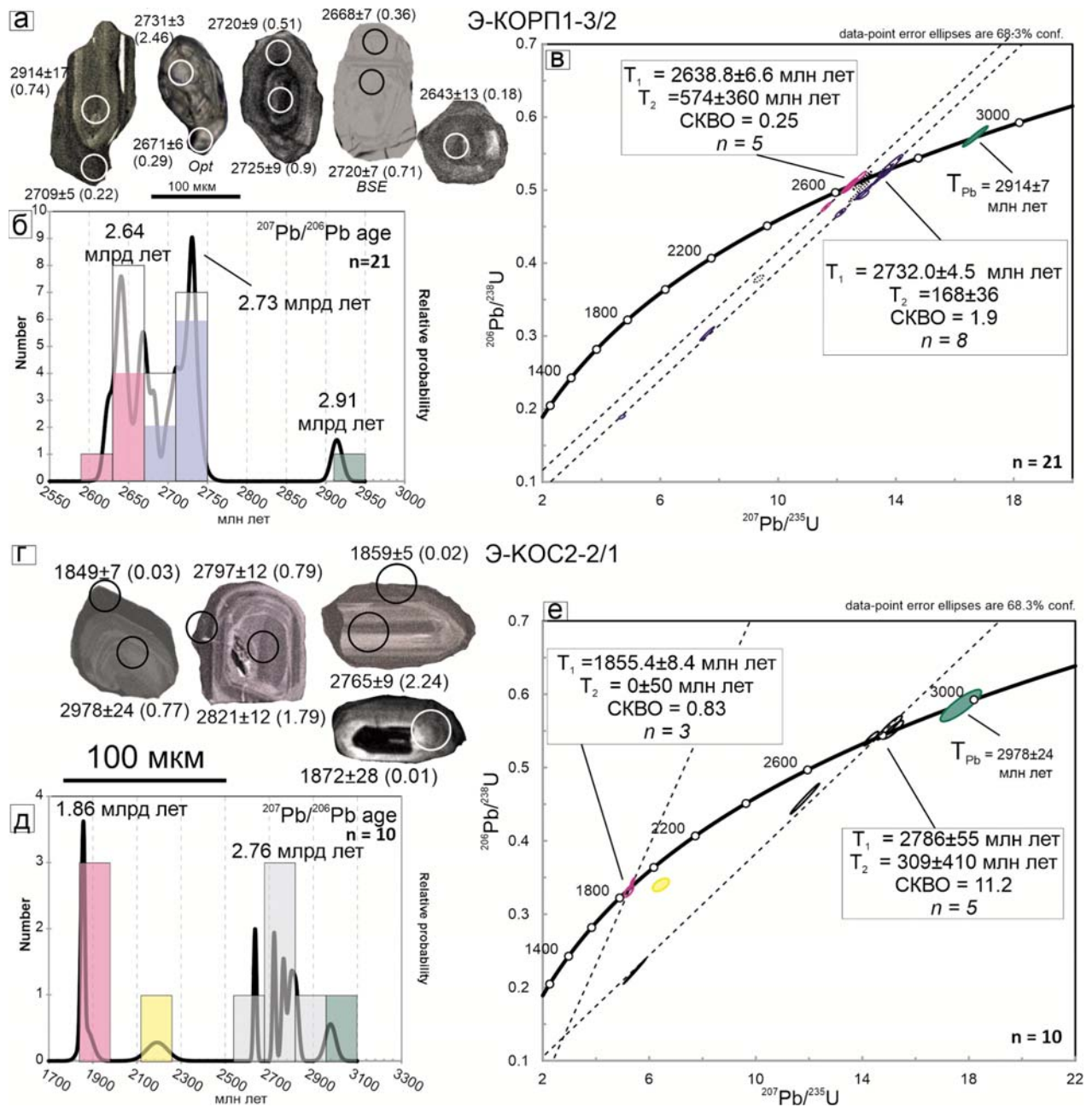


Рис. 4. Изображения циркона в CL (кроме обозначенных Opt – в проходящем свете и BSE – во вторичных электронах) из BIF-3 (пробы Э-КОРП-1-3/1 (а), Э-КОС2-2/13 (г)) с расположением аналитических точек и значениями ^{207}Pb - ^{206}Pb возраста в млн лет в них, в скобках – Th/U отношение; (б, д) гистограммы ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастов цирконов (n – число аналитических точек); (в, е) диаграммы с конкордией для цирконов (обозначения см. на рис. 2). Серые эллипсы – дискордантные аналитические точки

Fig. 4. CL-images of zircon (except for Opt – images in transmitted light and BSE – in secondary electrons) from BIF-3 (samples Э-КОРП-1-3/1 (a), Э-КОС2-2/13 (г)) with the arrangement of analytical points and ^{207}Pb - ^{206}Pb age values in Ma; shown in parentheses is a Th/U ratio; (б, д) histograms of ^{207}Pb - ^{206}Pb ages of zircons (n – number of analytical points); (в, е) Concordia diagrams for zircons (for symbols, see Fig. 2). Grey ellipses – discordant analytical points

материал; 3) все породы Костомукшского зеленокаменного комплекса, включая BIF, претерпели неоднократные метаморфические преобразования как в архее (2,72 и 2,64 млрд лет), так и в палеопротерозое (около 2,4 и 1,85 млрд лет), проявленные в формировании разновозрастных генераций циркона. При этом архейский метаморфогенный циркон установлен во всех трех возрастных группах BIF, а палеопротерозойский проявлен локально.

Авторы благодарят сотрудников ЛХАИ ГИН РАН (г. Москва) К. Г. Ерофееву, В. С. Шешукова, А. С. Дубенского и ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) А. Н. Ларионову за проведение работ по датированию цирконов и консультации при использовании результатов, а также рецензентов – за замечания, которые позволили улучшить статью.

Литература

- Балтыбаев Ш. К.* Свекофеннский аккреционный ороген: современные представления о его строении и эволюции // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 18–21. doi: 10.17076/geo1664
- Балтыбаев Ш. К.* Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59. doi: 10.7868/S0016853X13060027
- Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Кирилова Т. И.* Геохронология архея западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 3–20.
- Вревский А. Б.* Ликвационная дифференциация коматиитов: особенности изотопно-геохимического состава пород, возраст и петролого-геодинамические следствия (на примере Костомукшской зеленокаменной структуры, Фенноскандинавский щит) // Записки РМО. 2022. Т. 151, № 6. С. 1–18. doi: 10.31857/S0869605522060090
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения / Отв. ред. А. И. Богачев. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии / Отв. ред. М. М. Стенарь. Л.: Наука, 1991. 173 с.
- Железисто-кремнистые* формации докембрия европейской части СССР. Типы формаций / Ред. Н. А. Плаксенко, М. А. Ярошук. Киев: Наукова думка, 1988. 192 с.
- Каулина Т. В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.
- Кевлич В. И.* Выделение концентратов и мономинеральных фракций из руд и горных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 257 с.
- Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л., Лепехина Е. Н., Антонов А. В., Сергеев С. А.* Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–40.
- Костомукшский* рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Кулешевич Л. В., Фурман В. Н.* Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 1. С. 58–76.
- Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А.* Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi: 10.17076/geo444
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И., Левченков О. А., Сергеев С. А.* Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.
- Медведев П. В.* Железорудные формации докембрия: палеоэкологический и палеонтологический аспекты // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 95–98. doi: 10.17076/geo1676
- Никитина Л. П., Левский Л. К., Лохов К. И., Беляцкий Б. В., Журавлев В. А., Лепехина Е. Н., Антонов А. В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7, № 3. С. 252–275.
- Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В.* Полихронная история формирования неоархейских полосчатых железистых кварцитов главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса: возраст цирконов и акцессорные минералы // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 139–143. doi: 10.17076/geo1666
- Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И.* Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66, № 4. С. 291–307. doi: 10.31857/S0016752521040063
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова 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. № 6. С. 1–29. doi: 10.1134/S001685210606001X

Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Егорова С. В., Саватенков В. М. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // ДАН. 2017. Т. 472, № 2. С. 185–191. doi: 10.7868/S0869565217020232

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л.: Наука, 1964. 104 с.

Andersen T. ComPbCorr: Software for common lead correction of U-Th-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues / Ed. P. J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada. 2008. Vol. 40. P. 312–314.

Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Chem. Geol. 2002. Vol. 192. P. 59–79. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00195-X

Bekker A., Kovalick A. Ironstones and iron formations // Encyclopedia of Geology (2nd ed.) / Eds. D. Alderton, S. A. Elias. Oxford: Academic Press, 2021. P. 914–921. doi: 10.1016/B978-0-08-102908-4.00199-5

Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 467–508. doi: 10.2113/gsecongeo.105.3.46

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Elhoul S., Belousova E., Griffin W. L., Pearson N. J., Riley S. Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. A158. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.1383

Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Meratanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evolution of Archean Crust and Early Life / Eds. Y. Dilek, H. Furnes. Modern Approaches in Solid Earth Sciences (7). Springer, 2014. P. 55–102. doi: 10.1007/978-94-007-7615-9_3

Horstwood M. S. A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S. E., McLean N. M., Paton Ch., Pearson N. J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J. F., Condon D. J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanalytical Res. 2016. Vol. 40(I. 3). P. 311–332. doi: 10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x

Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. Vol. 211. P. 47–69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017

Konhauser K. O., Planavsky N. J., Hardisty D. S., Robbinsa L. J., Warchołaa T. J., Haugaarda R., Lalondee S. V., Partinf C. A., Oonkg P. B. H., Tsikosg H.,

Lyonsh T. W., Bekkerh A., Johnsoni C. M. Iron formations: A global record of Neoarchaeon to Palaeoproterozoic environmental history // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 172. P. 140–177. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds D. G. Gee, V. Pease. Geological Society London Memoirs. 2004. Vol. 30(1). P. 69–74. doi: 10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07

Levsikii L. K., Skublov S. G., Gembitskaya I. M. Isotopic-geochemical study of zircons from metabasites of the Kontokki dike complex: age of regional metamorphism in the Kostomuksha structure // Petrology. 2009. Vol. 17, no. 7. P. 669–683. doi: 10.1134/S0869591109070030

Ludwig K. R. Isoplot v.4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2008. No. 4.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. P., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 155. P. 57–74. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00202-1

Sheshukov V. S., Kuzmichev A. B., Dubenskiy A. S., Okina O. I., Degtyarev K. E., Kanygina N. A., Kuznetsov N. B., Romanjuk T. V., Lyapunov S. M. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts. Sydney, 2018. P. 63.

Slabunov A. I., Egorov A. V., Nesterova N. S. Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia // Proceedings of 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting. Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Kazan, 2020. P. 256–262. doi: 10.26352/E922

Sláma J., Košler J., Condon D. J., Crowley J. L., Gerdes A., Hanchar J. M., Horstwood M. S. A., Morris G. A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M. N., Whitehouse M. J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. Vol. 249. P. 1–35. doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2007.11.005

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic

setting // *J. Petrol.* 2014. Vol. 55(9). P. 1719–1751. doi: 10.1093/petrology/egu039

Soderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2002. Vol. 3. doi: 10.1029/2001GC000212

Van Achterbergh E., Ryan C. G., Jackson S. E., Griffin W. L. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // *LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications* / Ed. P. J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

Wiedenbeck M. P. A., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Geoanalytical Res.* 1995. Vol. 19. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Yakymchuk C., Kirkland C. L., Clark C. Th/U ratios in metamorphic zircon // *J. Metamorph. Geol.* 2018. Vol. 36. P. 715–737. doi: 10.1111/jmg.12307

References

Andersen T. ComPbCorr: Software for common lead correction of U-Th-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. Sylvester P. J. (ed.). *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues.* Mineralogical Association of Canada. 2008;40:312–314.

Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Chem. Geol.* 2002;192: 59–79. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00195-X

Baltybaev Sh. K. Svecofennian accretion orogen: Modern views on its structure and evolution. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:18–21. doi: 10.17076/geo1664 (In Russ.)

Baltybaev Sh. K. Svecofennian Orogen of the Fennoscandian Shield: Compositional and isotopic zoning and its tectonic interpretation. *Geotektonika = Geotectonics.* 2013;6:44–59. doi: 10.1134/S0016852113060022 (In Russ.)

Bekker A., Kovalick A. Ironstones and iron formations. Alderton D., Elias S. A. (eds.). *Encyclopedia of Geology* (2nd ed.). Oxford: Academic Press; 2021. P.914–921. doi: 10.1016/B978-0-08-102908-4.00199-5

Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric. *Econ. Geol.* 2010;105:467–508. doi: 10.2113/gsecongeo.105.3.46

Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 2003;200:155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Bibikova E. V., Petrova A. Yu., Kirnozova T. I., Samsonov A. V. The Archean geochronology of Western Karelia. *Stratigr. Geol. Correl.* 2005;13(5):459–475. (In Russ.)

Chernov V. M. Stratigraphy and sedimentation conditions of volcanogenic (leptite) ferruginous-siliceous formations of Karelia. Moscow-Leningrad: Nauka; 1964. 104 p. (In Russ.)

Elhoul S., Belousova E., Griffin W. L., Pearson N. J., Riley S. Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006;70:158. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.1383

Gor'kovets V. Ya., Raevskaya M. B., Belousov E. F., Inina K. A. Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron ore deposit area. Petrozavodsk: Karelia; 1981. 143 p. (In Russ.)

Gor'kovets V. Ya., Raevskaya M. B., Volodichev O. I., Golovanova L. S. Geology and metamorphism of cherty iron-formations of Karelia. Leningrad: Nauka; 1991. 173 p. (In Russ.)

Gor'kovets V. Ya., Sharov N. V. (eds). Kostomuksha ore district: Geology, deep structure, and metallogeny. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2015. 322 p. (In Russ.)

Höltta P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Meratanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. Dilek Y., Furnes H. (eds.). *Evolution of Archean crust and early life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences* (7). Springer; 2014. P. 55–102. doi: 10.1007/978-94-007-7615-9_3

Horstwood M. S. A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S. E., McLean N. M., Paton Ch., Pearson N. J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J. F., Condon D. J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostand. Geoanalytical Res.* 2016;40(1.3):311–332. doi: 10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x

Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 2004;211:47–69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017

Kaulina T. V. Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes. Apatity: KSC RAS; 2010. 144 p. (In Russ.)

Kevlich V.I. Separation of concentrates and monomineral fractions from ore and rocks in Karelia. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2022. 257 p. (In Russ.)

Konhauser K. O., Planavsky N. J., Hardisty D. S., Robbinsa L. J., Warcholaa T. J., Haugaarda R., Lalondee S. V., Partinf C. A., Oonkg P. B. H., Tsikosg H., Lyonsh T. W., Bekkerh A., Johnsoni C. M. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth-Science Reviews.* 2017;172:140–177. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012

Kozhevnikov V. N. Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretion orogenes. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2000. 223 p. (In Russ.)

Kozhevnikov V. N., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L., Lepekhina E. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. Geochronology (SHRIMP II) of zircons from Archean stratotectonic associations of Karelian Greenstone Belts: Significance for stratigraphic and geodynamic

reconstructions. *Stratigr. Geol. Correl.* 2006;14(3):240–259. doi: 10.1134/S0869593806030026

Kuleshevich L. V., Furman V. N. The Taloveis gold deposit in the Precambrian Kostomuksha Greenstone Belt, Karelia. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of Ore Deposits.* 2009;51(1):51–67. doi: 10.1134/S1075701509010048 (In Russ.)

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1:750 000): A new approach to map compilation. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2017;2:3–41. doi: 10.17076/geo444 (In Russ.)

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *Gee D. G., Pease V. (eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica.* Geological Society London Memoirs. 2004;30(1):69–74. doi: 10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07

Levskii L. K., Skublov S. G., Gembitskaya I. M. Isotopic–geochemical study of zircons from metabasites of the Kontokki dike complex: age of regional metamorphism in the Kostomuksha structure. *Petrology.* 2009;17(7):669–683. doi: 10.1134/S0869591109070030

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Mil'kevich R. I., Levchenkov O. A., Sergeev S. A. Stratigraphy of the Kostomuksha Belt in Karelia (Upper Archean) as inferred from geochronological, geochemical, and isotopic data. *Stratigr. Geol. Correl.* 2000;8(4):319–326. (In Russ.)

Ludwig K. R. *Isoplot v.4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel.* Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication; 2008. No. 4.

Medvedev P. V. Precambrian iron formations: Paleoeological and pale-ontological aspects. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:95–98. doi: 10.17076/geo1676 (In Russ.)

Nikitina L. P., Levskii L. K., Likhov K. I., Belyatskii B. V., Zhuravlev V. A., Lepekhina E. N., Antonov A. V. Proterozoic alkaline-ultramafic magmatism in the eastern part of the Baltic Shield. *Petrologiya = Petrology.* 1999;7(3):252–275. (In Russ.)

Plaksenko N. A., Yaroshchuk M. A. (eds.) Precambrian Ferriferous-siliceous formations of the European part of the USSR. Types of formations. Naukova Dumka: Kiev; 1988. (In Russ.)

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. P., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998;155:57–74. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00202-1

Sheshukov V. S., Kuzmichev A. B., Dubenskiy A. S., Okina O. I., Degtyarev K. E., Kanygina N. A., Kuznetsov N. B., Romanjuk T. V., Lyapunov S. M. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow). *10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts.* Sydney; 2018. P. 63.

Slabunov A. I., Egorov A. V., Nesterova N. S. Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia. *Proceedings of 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting. Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources.* Kazan; 2020. P. 256–262. doi: 10.26352/E922

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Polychronous evolution of Neoarchean banded iron formation in the main ore sequence of the Kostomuksha Greenstone Belt: The age of zircons and accessory minerals. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:139–143. doi: 10.17076/geo1666 (In Russ.)

Slabunov A. I., Nesterova N. S., Egorov A. V., Kuleshevich L. V., Kevlich V. I. Age of the Archean strata with banded iron formation in the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield: constraints on the geochemistry and geochronology of zircons. *Geochemistry International.* 2021;59(4):341–356. doi: 10.1134/S0016702921040066

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Svetov S. A., Stepanov V. S., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Bibikova E. V., Balagansky V. V., Sorjonen-Ward P., Shchipansky A. A. The Archean of the Baltic Shield: Geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics.* 2006;40(6):409–433. doi: 10.1134/S001685210606001X

Sláma J., Košler J., Condon D. J., Crowley J. L., Gerdes A., Hanchar J. M., Horstwood M. S. A., Morris G. A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M. N., Whitehouse M. J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 2008;249:1–35. doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2007.11.005

Soderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2002;3. doi: 10.1029/2001GC000212

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975;26:207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977;36:359–362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stepanova A. V., Sal'nikova E. B., Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Egorova S. V., Savatenkov V. M. The 2404 Ma Doleritic Dykes in the Karelian Craton: A fragment of a Paleoproterozoic large igneous province. *Doklady Earth Sciences.* 2017;472(2):185–191. doi: 10.7868/S0869565217020232 (In Russ.)

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting. *J. Petrol.* 2014;55(9):1719–1751. doi: 10.1093/petrology/egu039

Van Achterbergh E., Ryan C. G., Jackson S. E., Griffin W. L. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. *Sylvester P. J. (ed.). LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications. Mineralogical Association of Canada Short Course Series.* 2001;29:239–243.

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Rev. Econ. Geol.* 1998;7:1–35.

Vrevskii A. B. Liquid immiscibility in komatiites: Isotopic and geochemical features of rocks, age, petrological and geodynamic implications (a case of the Kostomuksha Greenstone Belt, Fennoscandian Shield). *Zapiski RMO = Proceedings of the Russian Mineralogical Society.* 2022;151(6):1–18. doi: 10.31857/S0869605522060090 (In Russ.)

Wiedenbeck M. P. A., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Geoanalytical Res.* 1995;19:1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. *Rev. Econ. Geol.* 1998;7:1–35.

Yakymchuk C., Kirkland C. L., Clark C. Th/U ratios in metamorphic zircon. *J. Metamorph. Geol.* 2018;36:715–737. doi: 10.1111/jmg.12307

Поступила в редакцию / received: 09.02.2023; принята к публикации / accepted: 28.02.2023.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Слабунов Александр Иванович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, руководитель лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН; профессор кафедры наук о Земле и геотехнологий ПетрГУ

e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Кервинен Анна Валерьевна

младший научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: kervinen@mail.ru

Нестерова Наталья Сергеевна

канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: nesterovan@krc.karelia.ru

Егоров Александр Викторович

младший научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: av.egorov1@kostomuksha.ru

Максимов Олег Александрович

научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия

e-mail: olemaximov@mail.ru

Медведев Павел Владимирович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН; доцент кафедры наук о Земле и геотехнологий ПетрГУ

e-mail: pmedved@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Slabunov, Alexander

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, Head of Laboratory, Institute of Geology KarRC RAS; Professor, PetrSU

Kervinen, Anna

Junior Researcher

Nesterova, Natalia

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher

Egorov, Alexander

Junior Researcher

Maksimov, Oleg

Researcher

Medvedev, Pavel

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Institute of Geology KarRC RAS; Associate Professor, PetrSU

УДК 553.9 (549.514.51)

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КВАРЦА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

А. В. Первунина*, **О. В. Мясникова**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»
(ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910),
aelita@krc.karelia.ru

Представлены результаты изучения кварца в шунгитовых породах Шуньгского, Зажогинского и Максовского месторождений в Онежской палеопротерозойской структуре, расположенной на Карельском кратоне в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Кремнезем является одним из основных компонентов шунгитовых пород ($C_{\text{орг}}$ 35–80 %) и лидитов ($C_{\text{орг}}$ до 5 %) и формирует в них две генерации – эпигенетический жильный кварц и аутигенный кварц. В породах сохранились признаки замедленного диагенеза органического и кремнистого вещества: высокая дисперсность минеральных обособлений, слабая раскристаллизованность, глобулярная и другие метаколлоидные формы выделений, что свидетельствует о коллоидной природе аутигенного кремнезема. Определены значения отношения $(\text{O/Si})_{\text{ат}}$ для морфологически различных выделений кварца в шунгитовых породах. Результаты исследования позволяют предположить, что структурные особенности аутигенного кварца возникли на ранних стадиях литогенеза в условиях активного взаимодействия с органическим веществом. Наиболее вероятно, органическое вещество частично или полностью сохранило связь с кремнистым веществом шунгитовых пород в процессе катагенетических преобразований.

Ключевые слова: палеопротерозой; шунгитовые породы; органическое вещество; кремнезем; коллоидная структура; стехиометрия

Для цитирования: А. В. Первунина, О. В. Мясникова. Структурно-морфологические особенности и условия кристаллизации кварца шунгитовых пород Онежской структуры // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 23–38. doi: 10.17076/geo1373

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (№ 121040600173-1).

A. V. Pervunina*, O. V. Myasnikova. STRUCTURAL-MORPHOLOGICAL FEATURES AND CRYSTALLIZATION ENVIRONMENT OF QUARTZ IN SHUNGITE ROCKS OF THE ONEGA BASIN

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
(11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *aelita@krc.karelia.ru

The article reports the results of a study of quartz in shungite rocks of the Shunga, Zazhogino and Maksovo deposits in the Onega Paleoproterozoic Basin located in the Karelian Craton in the southeastern part of the Baltic Shield. Silica is one of the main components of shungite rocks (C_{org} 35–80 %) and lydites (C_{org} up to 5 %), in which it forms two morphological types: epigenetic vein quartz and authigenic quartz. The rocks retain signs of delayed diagenesis of organic and siliceous matter: high dispersion of mineral segregations, dyscrystalline mineral matter, globular and other metacolloidal forms of segregations, which indicates the colloidal origin of authigenic quartz. The values of the $(\text{O}/\text{Si})_{\text{at}}$ ratio were determined for morphologically different segregations of quartz in shungite rocks. The results of the study suggest that the structural features of authigenic quartz arose during the early stages of lithogenesis in the context of active interaction with organic matter. Most likely, the organic matter partially or fully retained its bondage to the siliceous matter of shungite rocks in the process of catagenetic transformations.

Keywords: Paleoproterozoic; shungite-bearing rocks; organic matter; silica; colloform structure; stoichiometry

For citation: Pervunina A. V., Myasnikova O. V. Structural-morphological features and crystallization environment of quartz in shungite rocks of the Onega basin. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2023. No. 2. P. 23–38. doi: 10.17076/geo1373

Funding. The studies were financed from the federal budget through state assignment to KarRC RAS (#121040600173-1).

Введение

Комплексы пород Онежской палеопротерозойской структуры (Карельский кратон, ЮВ часть Фенноскандинавского щита), в составе которых находится шунгитовое вещество (ШВ), развиты в пределах людиковийского (1920–2100 млн лет) и калевийского (1800–1920 млн лет) надгоризонтов (рис. 1). ШВ – протерозойское органическое вещество ($C_{\text{орг}}$), описывается как аморфное неграфитированное органическое вещество, состоящее из углерода с примесью N, O, S и H [Melezhik et al., 1999]. ШВ встречается в рассеянном и концентрированном виде в слоисто-осадочных и вулканогенных породах, а также в жилах и пленках. Породы Онежской палеопротерозойской структуры претерпели изменения в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма [Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013].

В пределах Онежской палеопротерозойской структуры породы с ШВ преобладают в объеме верхней подсвиты заонежской свиты людиковийского надгоризонта. В разрезах заонежской свиты на разных стратиграфических уровнях выявлены девять горизонтов шунгитовых пород, перемежающихся с пирокластическими,

лавовыми образованиями и силлами долеритов (рис. 2). Условия осадконакопления и вулканизма Онежской палеопротерозойской структуры свидетельствуют о геодинамическом режиме, для которого характерно длительное и постепенное прогибание территории в начале палеопротерозоя, накопление мелководных морских и лагунных, затем континентальных отложений малой мощности вследствие незначительного поступления терригенного материала. По минеральному составу шунгитовые породы подразделяются на кремнистые – кремнистые сланцы, лидиты – черные непрозрачные кремнистые (в основном халцедоновые) породы, с небольшой примесью глинистого материала и тонко рассеянного ШВ; карбонатные – известняки, доломиты; алюмосиликатные – сланцы, алевролиты. Данные группы пород можно отнести к осадкам доманикоидного типа, различающимся составом органического вещества (ОВ) и минеральных компонентов [Вассоевич, 1967; Неручев и др., 1986; Баженова и др., 2012].

В целом шунгитовыми породами принято называть осадочные, вулканогенно-осадочные и хемогенные породы Онежской палеопротерозойской структуры с содержанием $C_{\text{орг}}$ от < 1 до

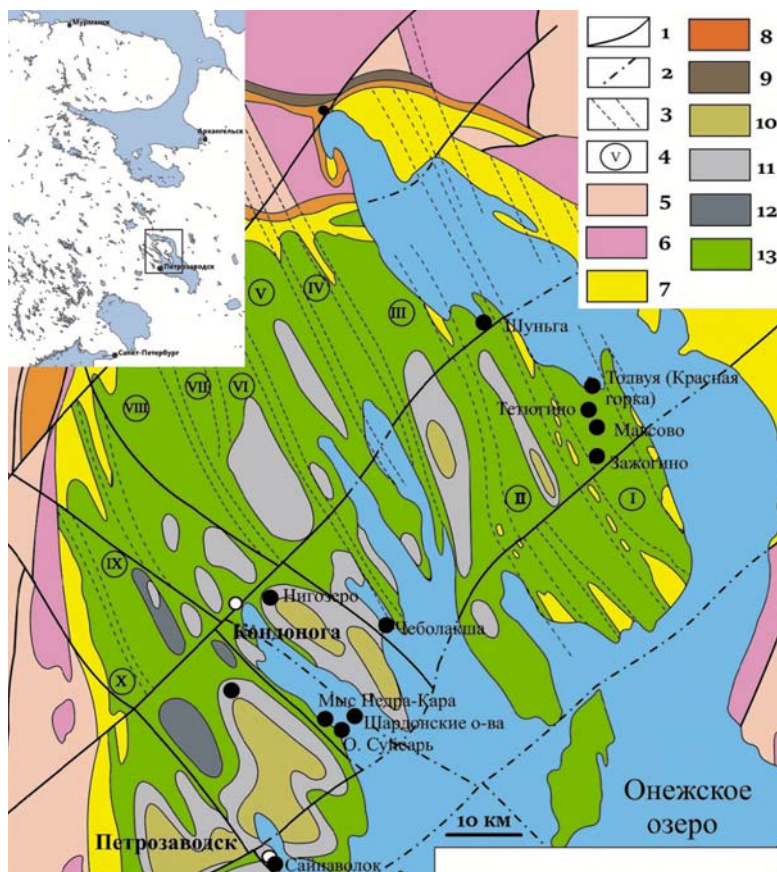


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Онежской структуры [Филиппов, Дейнес, 2018б], с изменениями.

1, 2 – межблоковые разломы: 1 – установленные, 2 – предполагаемые; 3 – зоны тектонических нарушений; 4 – синклинали 2-го порядка: I – Толвуйская, II – Хмельозерская, III – Мягрозерская, IV – Кедрозерская, V – Ватнаволоцкая, VI – Илемсельгско-Мянсельгская, VII – Тивдийская, VIII – Кондопожская, IX – Задельская, X – Сунская; 5 – архейские комплексы, нерасчлененные; 6 – неоархейские граниты; 7–12 – свиты: 7 – туломозерская, 8 – янгозерская и медвежьегорская, 9 – кумсинская и палеозерская, 10 – шокшинская, петрозаводская и вашозерская, 11 – кондопожская; 12 – суйсарская, 13 – заонежская. На врезке показано географическое положение Онежской структуры

Fig. 1. Schematic geological map of the Onega Basin [Filippov, Deines, 2018b], as amended.

1, 2 – interblock faults: 1 – established, 2 – assumed; 3 – zones of tectonic faults; 4 – synclinal structures of the second order: I – Tolvuyskaya, II – Khmelozero, III – Myagrozerskaya, IV – Kedrozerskaya, V – Vatnavolokskaya, VI – Ilemselgsko-Myanselgskaya, VII – Tivdiyskaya, VIII – Kondopoga, IX – Zadelskaya, X – Sunkaya; 5 – Archean complexes, undivided; 6 – Neoproterozoic granites; 7–12 – Formations: 7 – Tulomozero, 8 – Yangozero and Medvezhyegorsk, 9 – Kumsa and Paleozero, 10 – Shoksha, Petrozavodsk and Vashozero, 11 – Kondopoga; 12 – Suisari, 13 – Zaonega. The inset shows the geographical location of the Onega Basin

80 % [Органическое..., 1994]. При этом иногда в литературе используется деление шунгитовых пород на пять групп по содержанию свободного углерода в породе: I – более 80 %; II – 35–80 %; III – 20–35 %; IV – 10–20 %; V – менее 10 % [Борисов, 1956]. В соответствии с генетической классификацией [Филиппов, Первунина, 2008] шунгитовые породы разделены на четыре группы: с первично-осадочным сингенетичным ОВ

($C_{орг}$ 0,1–15 %) – сапропелитовые породы; со смешанным первично-осадочным и миграционным ОВ ($C_{орг}$ 0,5–80 %) – сапробитумолитовые породы; с миграционным ОВ ($C_{орг}$ 0,5–15 %) – битумолитовые породы; с переотложенным ОВ ($C_{орг}$ 0,5–5 %) – терригенные породы с переотложенным ОВ. Среди шунгитовых пород с высоким содержанием $C_{орг}$ выделяются шунгиты, в которых довольно часто присутствует

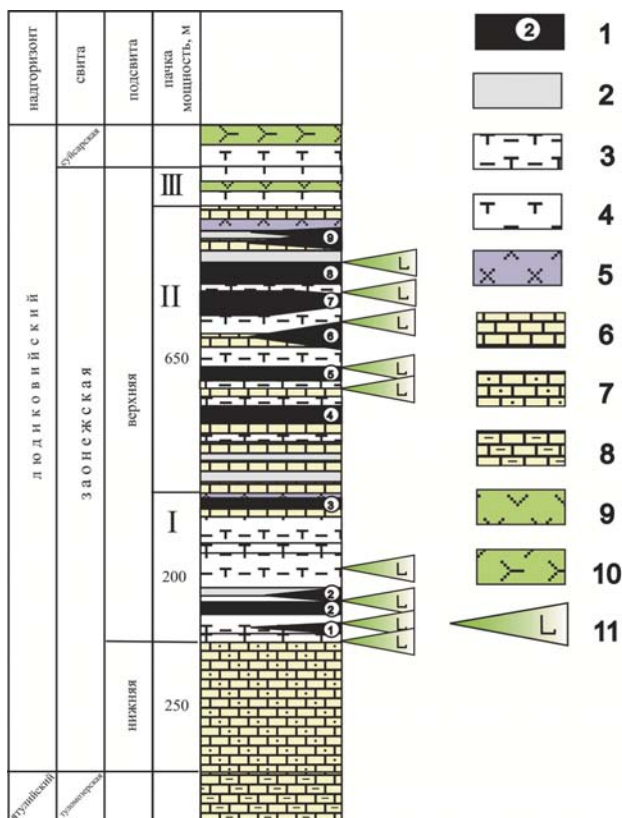


Рис. 2. Стратиграфическая колонка заонежской свиты людиковийского надгоризонта палеопротерозоя Карелии (2,1–1,92 млрд лет) [Органическое..., 1994; Онежская..., 2011]:

1 – горизонты шунгитовых пород; 2 – алевролиты; 3 – туфо-алевролиты; 4 – базальтовые туфы; 5 – лидиты; 6 – доломиты; 7 – карбонаты, сланцы; 8 – доломиты, алевролиты; 9 – базальты; 10 – основные и ультраосновные лавы суйсарской свиты; 11 – силлы долеритов.

Цифры в кругах – номера горизонтов шунгитовых пород: 1 – I горизонт, слоистые шунгитовые породы с прослоями туфов, $C_{орг}$ от 10 до 35 %; 2 – II горизонт, массивные и слоистые шунгитовые породы с прослоями карбонатных туфов, $C_{орг}$ ~ 20 %; 3 – III горизонт, слоистые шунгитовые породы с прослоями лидитов, $C_{орг}$ от 20 до 35 %; 4 – IV горизонт, шунгитовые породы с прослоями алевролитовых туфов, $C_{орг}$ от 20 до 35 %; 5 – V горизонт, алевролитовые и карбонатные шунгитосодержащие туфы, $C_{орг}$ ~ 10 %; 6 – VI горизонт, массивные, брекчированные и слоистые шунгитовые породы, $C_{орг}$ > 35 %; 7 – VII горизонт, слоистые, массивные, брекчированные шунгитовые породы, $C_{орг}$ от 10 до 35 %; 8 – VIII горизонт, слоистые шунгитовые породы, содержание свободного углерода колеблется от 10 до 35 %; 9 – IX горизонт, лидиты, шунгитосодержащие доломиты $C_{орг}$ < 10 %

Fig. 2. Stratigraphic column of the Zaonega Formation of the Ludicovian Superhorizon of the Paleoproterozoic of Karelia (2.1–1.92 Ga) [Organic..., 1994; Onezhskaya..., 2011].

1 – horizons of shungite rocks; 2 – siltstones; 3 – tuff siltstones; 4 – basalt tuffs; 5 – lydites; 6 – dolomites; 7 – carbonates, shales; 8 – dolomites, siltstones; 9 – basalts; 10 – basic and ultrabasic lavas of the Suisari Formation; 11 – dolerite sills. The numbers in circles are the numbers of horizons of shungite rocks: 1 – the horizon I, layered shungite rocks with interlayers of tuffs, $C_{орг}$ from 10 to 35 %; 2 – horizon II, massive and layered shungite rocks with interlayers of carbonate tuffs, $C_{орг}$ ~ 20 %; 3 – horizon III, layered shungite rocks with interbeds of lydites, $C_{орг}$ from 20 to 35 %; 4 – horizon IV, shungite rocks with interlayers of silty tuffs, $C_{орг}$ from 20 to 35 %; 5 – horizon V, siltstone and carbonate shungite-bearing tuffs, $C_{орг}$ ~ 10 %; 6 – horizon VI, massive, brecciated and layered shungite rocks, $C_{орг}$ > 35 %; 7 – horizon VII, layered, massive, brecciated shungite rocks, $C_{орг}$ from 10 to 35 %; 8 – horizon VIII, layered shungite rocks, free carbon content ranges from 10 to 35 %; 9 – horizon IX, lydites, shungite-bearing dolomites $C_{орг}$ < 10 %

антракосилит – метаморфизованный природный битум ($C_{орг}$ > 90 %), находящийся на метаантрацитовой стадии углефикации [Филиппов, 2013]. В настоящее время не существует единообразия в терминологическом определении, и в научной литературе можно встретить термины: «углеродсодержащие породы», «шунгитовые породы», «шунгитоносные породы», «шунгиты». Следует отметить, что термин «шунгит» приобрел бытовое значение и применяется ко всем углеродсодержащим (черного цвета) породам Карелии [Дейнес и др., 2021].

Кремнезем является основной составляющей лидитов ($C_{орг}$ до 5 %) и шунгитовых пород ($C_{орг}$ 35–80 %). Исследование минералов кремнезема имеет большое значение для выяснения генезиса пород, разработки новых направлений практического использования, решения проблем обогащения (получения концентратов ШВ), обоснования факторов повышения сорбционной активности углеродсодержащих пород при термической обработке. Цель данного исследования –

выявление закономерности взаимодействия ШВ и аутигенного кремнезема, что позволяет в дальнейшем определить генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород. Задачами настоящего исследования являются установление структурных особенностей различных типов шунгитовых пород, оценка соотношения ШВ и аутигенного кремнезема, определяющего тип природных соединений кремний–кислород–углерод, а также влияния содержания $C_{орг}$ на стехиометрические коэффициенты.

Геологическая характеристика объектов

Месторождения шунгитовых пород расположены в пределах Заонежского шунгитоносного района Онежской палеопротерозойской структуры Карельского кратона ЮВ части Фенноскандинавского щита. Наиболее значимые локализованы в Загогинском рудном поле общей площадью более 600 кв. м, в пределах которого сосредоточено около 30 % ресурс-

ного потенциала шунгитовых пород [Михайлов, Леонтьев, 2006].

Шунгское месторождение локализовано в окрестностях пос. Шуньга в северо-восточном замыкании крупной Хмельозерской синклинали и приурочено к девятому горизонту шунгитовых пород заонежской свиты. Породы месторождения формируют синформу, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Углы падения пластов в западном борту структуры достигают 40–45°, на востоке – 12–15°, развиты мелкие гофрированные складки с амплитудой 4–5 м и шириной складок до 25–30 м [Рябов, 1948]. Позднее установлено, что разведанная часть месторождения локализована в северо-восточном крыле антиклинальной складки, частично срезанной эрозией [Филиппов, Дейнес, 2018a]. Месторождение сложено ритмично переслаивающимися породами шунгит-доломит-лидитового комплекса. В разрезе также присутствуют туфоалевролиты и жилы антраксолита. Шунгиты (сапробитумолиты) подстилаются шунгитоносными алевролитами, в ряде случаев будинированными доломитами [Онежская..., 2011]. Особенности Шунгского месторождения заключаются в резкой смене по вертикали и латерали фациальных разновидностей пород, в отсутствии постепенных переходов между лидитами и доломитами, лидитами и шунгитами, доломитами и шунгитами. В составе шунгитовых (сапробитумолитовых) пород месторождения преобладают свободный углерод, кварц, серицит, хлорит, пирит, реже присутствуют кальцит и ярозит. В слоистых разновидностях шунгитовых пород преобладают альбит, гидрослюда, пирит, иногда встречается сфалерит. Пирит нередко замещается ярозитом. Лидиты состоят из $C_{орг}$ (до 5 %) и кварца (до 95 %), в небольшом количестве присутствует серицит. Минеральный состав карбонатных пород – кальцит, доломит, в незначительном количестве встречаются серицит, кварц, биотит, альбит, сульфиды. В составе пород – $C_{орг}$ (20–30 %), который заполняет свободное пространство между кристаллами доломита.

В пределах Зажогинского рудного поля наиболее изучены месторождения Зажогинское и Максовское. Месторождения локализованы в ядре Толвуйской структуры, приурочены к шестому горизонту заонежской свиты.

Характерной особенностью структурного строения Максовского месторождения является антиклинальная складка, сформировавшаяся по шунгитовым породам и частично срезанная эрозией. Ось складки вытянута в северо-западном направлении. Северо-западное и юго-западное крылья структуры обрам-

ляют силл долеритов. Породы месторождения представлены слоистыми, массивными и брекчированными разновидностями шунгитовых пород. Слоистые разновидности встречаются в подошвенной части и на участках выклинивания тела залежи. В северо-западной части установлены щелочно-железо-магнезиальные метасоматиты, сформировавшиеся по шунгитовым породам месторождения [Кулешевич и др., 2019]. На уровне эрозионного среза преобладают брекчированные разновидности шунгитовых пород, которые составляют около 54 % объема залежи. В центральной части структуры развиты массивные разновидности шунгитовых пород. Содержание кремнезема в шунгитовых породах залежи составляет до 20 %.

Породы Зажогинского месторождения слагают срезанную эрозией асимметричную антиклинальную складку с углами падения крыльев от 10° до 70°.

Месторождение сложено массивными шунгитовыми породами в подошвенной части и брекчированными разновидностями в кровельной части залежи. Границы текстурных разновидностей нечеткие. Ядро складки сложено лидитами и туфами. Подстилают залежь базальтовые и карбонатные туфы, туфоалевролиты, доломиты и базальты. В кровельной части породы разбиты трещинами катаклаза, которые заполнены кварцем, серицитом, пиритом, реже кальцитом. Также присутствует антраксолит. Среднее содержание $C_{орг}$ в породах – около 30 %. Минеральный состав пород Зажогинского месторождения идентичен Максовскому, однако отличается меньшим содержанием $C_{орг}$, пирита и более высоким содержанием кварца [Михайлов, Купряков, 1985].

Обзор предшествующих исследований

Высокое содержание кремнезема в шунгитовых породах обнаружено в лидитах – около 95 % и шунгитах ($C_{орг}$ 25–45 %) – 36–60 %. Криптокристаллическая микрогранобластовая структура минералов кремнезема впервые была установлена в лидитах, размер зерен 0,002–0,007 мм, иногда это округлые стяжения размером 0,05–0,10 мм, сложенные тонкозернистым кварцем с ШВ [Горлов, Калинин, 1967].

В шунгитовых породах Зажогинского месторождения отмечено, что метаколломорфный кремнистый и кремнисто-углеродистый материал присутствует в виде губчатой массы и микропрожилков. В брекчированных породах цемент преимущественно кварцевый, границы обломков часто расплывчатые, перистые за счет мелких трещин, заполненных кварцем.

В цементе обычны реликты коллоидных структур – кольца ШВ чередуются с кольцами тонкозернистого кварца с волнистым погасанием [Фирсова, Шатский, 1988].

В работах [Исаев и др., 2004; Ануфриева, Ожогина, 2007] установлен следующий минеральный состав шунгитовых пород (в %): кварц – 37; микроклин – 2; сидерит – 0,5; доломит – 0,6; гидрослюда – 4; пирит – 2,5; рентгеноаморфная фаза – 53. Кварц представлен в виде обломков алевритовой и псаммитовой размерности с пленками ШВ на неровной поверхности. Главный компонент породы – органический углерод, по отношению к кремнезему присутствует в подчиненном количестве.

Методом электронной микроскопии изучены пленки ШВ на гранях крупных кристаллов минеральной фазы шунгитовых пород. Толщина пленок 20–50 нм, протяженность – до 50 мкм [Ковалевский, 1994]. В исследовании Ван Зулена [Van Zuilen et al., 2012] методом спектроскопии комбинационного рассеяния установлено, что на поверхности глобулярных зерен кварца (размер 300 нм), входящего в состав шунгитовых пород, наблюдаются сплошные пленки ШВ толщиной 7–35 нм, соответствующей 20–100 графеновым слоям. Зерна состоят из более мелких кристаллитов диаметром 40–60 нм, в составе которых присутствует достаточно равномерно рассеянный углерод. Пленки сформированы из полярных групп ароматических углеводородов, которые были сорбированы силанольными группами ($Si-O^-$).

Кварц в шунгитовых породах имеет разную степень кристалличности. В работе [Садовничий и др., 2016] приведены результаты рентгенографического исследования эпигенетического кварца из прожилков в шунгитовых породах (шестоватые агрегаты), кварца из лидитов и шунгитовых пород и кварца из цемента брекчированных пород. Авторами установлено, что кварц первой морфологической разновидности, структурные параметры которого близки к параметрам хемогенного кварца, отличается от эпигенетического минимальными значениями индекса кристалличности (ИК). Значения ИК кварца в лидите – 6,1; в шунгитовых породах – 6,3; в прожилках и цементе брекчий – соответственно 7,9 и 7,5. Другим рядом исследователей определены более низкие, но близкие между собой значения ИК кварца шунгитовых пород (4,3–4,7) и лидитов (4,5) [Бискэ и др., 2006]. В шунгитовой породе ($C_{орг}$ 25–45 %) установлена структура кремнезема, похожая на структуру синтетических силикатных материалов, получаемых из коллоидных суспензий с фрактальной поверхностью частиц [Кривандин и др., 2000].

Таким образом, некоторые из приведенных фактов свидетельствуют, что кварц шунгитовых пород имел коллоидную природу, а его кристаллизация была замедленной.

Материалы и методы

Материалом для исследования послужили 44 образца шунгитовых пород, отобранные на месторождениях Максовское, Зажогинское и Шуньгское.

Исследования выполнены в Центре коллективного пользования КарНЦ РАН. Минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности разновидностей пород исследовались в шлифах с применением оптической и сканирующей микроскопии. Определение состава минералов проведено с использованием системы рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy350 и сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II LSH. Ускоряющий потенциал составлял 20 кВ, диаметр электронного пучка при элементном анализе – 100 нм. Анализ химического состава выполнен на напыленных бериллием образцах методами площадного и точечного сканирования с разрешением до 3 нм.

Результаты и обсуждение

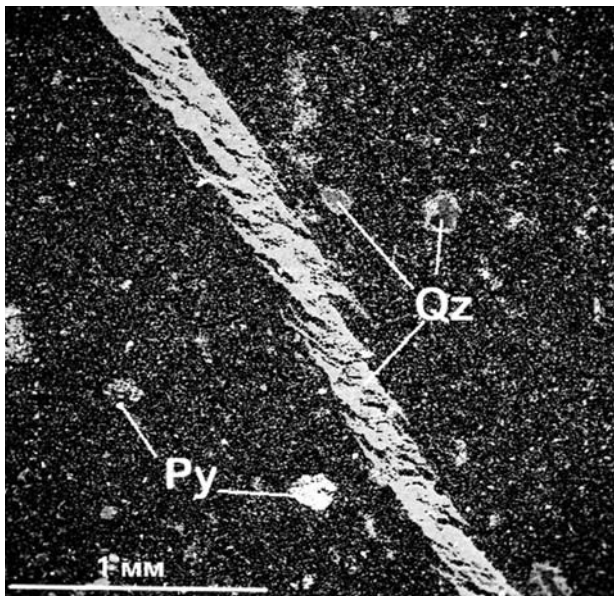
В работе приведены результаты исследования структурных особенностей лидитов и шунгитовых пород Шуньгского ($C_{орг}$ 35–80 %), Зажогинского ($C_{орг}$ ~ около 30 %) и Максовского ($C_{орг}$ 25–45 %) месторождений, нацеленные на выявление морфогенетических особенностей нахождения в них кварца. Основными минералами шунгитовых пород и лидитов являются кварц, серицит, хлорит, пирит, реже – кальцит, ярозит. Шунгитовые породы Зажогинского рудного поля отличаются от пород Шуньгского месторождения большим содержанием минеральной фазы и большей долей кварца по отношению к серициту.

Минералого-петрографическими исследованиями авторов в шунгитовых породах выявлены две генерации кварца: эпигенетический и аутигенный. Эпигенетический кварц имеет кристаллическую форму, входит в состав цемента брекчированных шунгитовых пород, заполняет жилы, миндалины и трещины синерезиса в шунгитовых породах и лидитах Шуньгского, Зажогинского и Максовского месторождений. Прожилки эпигенетического кварца с кристалломорфной структурой наблюдаются в органокремнистом матриксе шунгитовых пород с метаколломорфным строением

(рис. 3, а, б). Это изометричные, хорошо ограниченные кристаллы размером до 20 мкм. Трещины между кристаллами заполнены миграционным ШВ. Сингенетический кварц здесь представлен слабоограниченными кристаллами,



а



б

Рис. 3. Эпигенетический кварц в шунгитовых породах: а) жильный кварц с кристалломорфной структурой в метаколлоидном органокремнистом матриксе, формирующем пористую массу. Месторождение Шуньга. Пришлифованный срез. СЭМ; б) прожилковое выделение кварца в органокремнистом матриксе. В пористой массе вмещающей породы наблюдаются округлые включения пирита и кварца с пиритовой оторочкой. Максовское месторождение. Полированный шлиф.

Qz – кварц; Py – пирит

Fig. 3. Epigenetic quartz in shungite rocks:

а) vein quartz with a crystallomorphic structure in a metacolloform organic-siliceous matrix forming a porous mass. Shunga deposit. SE; б) quartz veinlet in a metacolloform organic-siliceous matrix. In a porous mass of the host rock, there are nodules with pyrite and quartz with a pyrite flap. Maksovo deposit. BSE.

Qz – quartz; Py – pyrite

формирующими пористую массу – органокремнистый матрикс. Аутигенный кварц шунгитовых пород и лидитов в отдельных случаях образует близкие к изометричным выделения, состоящие из блоковых и пластинчатых агрегатов (рис. 4).

В лидитах сохранились признаки коллоидной природы кварца. Встречается метаколлоидная структура с реликтовыми кристаллами кварца. Шагреневая поверхность блоков кварцевых зерен иногда покрыта неравномерной углеродистой пленкой, образовавшейся вследствие миграции ОВ (рис. 5, а). Соединение агрегатов в одной плоскости приводит к появлению характерных для коллоидных структур ступенчатых образований, характерных для новакулитового типа. Кварц представлен пластинчатыми агрегатами, отделенными друг от друга цепочками пор, которые иногда соединяются. Смешанная метаколлоидно-глобулярная структура представлена округлыми или удлинёнными агрегатами кварца (рис. 5, б). В породе наблюдаются глобулы размером от 5 до 10 мкм, имеющие многослойные оторочки ШВ (0,3 мкм, реже до 2 мкм), часто

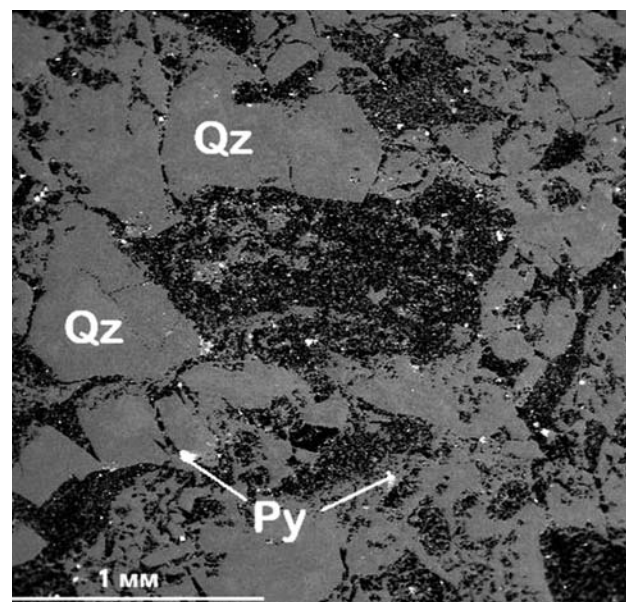


Рис. 4. Метаколлоидная структура в шунгитовой породе. Максовское месторождение.

Блоковый тип с пластинчатыми агрегатами аутигенного кварца (серое) в органокремнистом матриксе. Полированный шлиф. СЭМ.

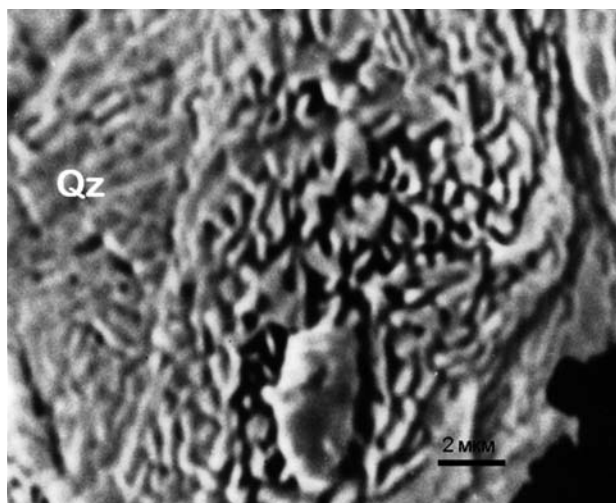
Qz – кварц; Py – пирит

Fig. 4. Metacolloform structure in shungite rock. Maksovo deposit.

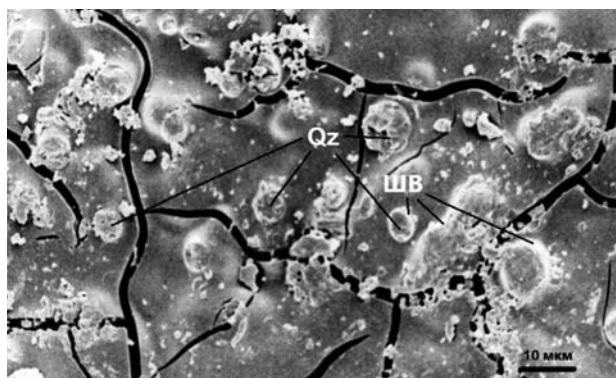
Block type with lamellar aggregates of authigenic quartz (gray) in an organic-siliceous matrix. BSE.

Qz – quartz; Py – pyrite

незамкнутые и размытые. Прослеживается начало процесса зарождения парных глобул, их агрегатов – зародышей ступеней, образование общей оторочки ШВ для агрегата: отделение и перемещение к границам формирующегося агрегата. Заметны трещины дегидратации – синерезиса с оторочками ШВ (рис. 5, б). В одном микрообъеме могут присутствовать разные формы кварцевых агрегатов: блоки, зародыши зерен, ступенчатые агрегаты, натечные образования. ШВ образует оболочки вокруг зародышей блоков и по краям слоев агрегата.



а



б

Рис. 5. Микроструктура лидита. Шуньгское месторождение. СЭМ:

а) метаколломорфная структура с реликтами пластинчатых агрегатов аутигенного кварца. Пришлифованный срез; б) метаколломорфно-глобулярная структура с округлыми узелками аутигенного кварца и трещинами синерезиса. Пришлифованный срез.

Qz – кварц (серое); ШВ – шунгитовое вещество (светлое)

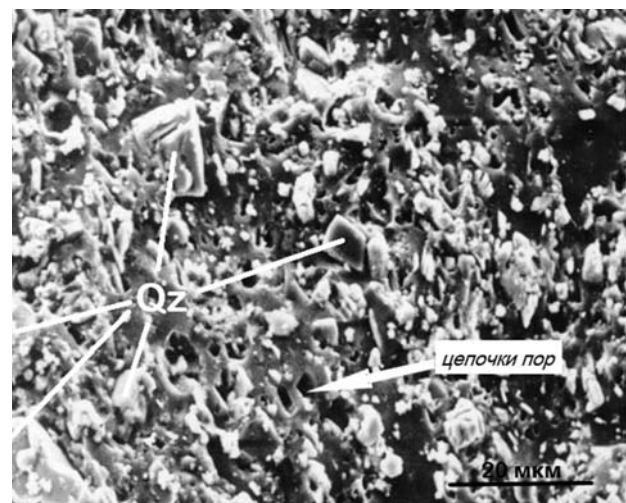
Fig. 5. Microstructure in lydite. Shunga deposit. SE:

а) metacolloform structure with relics of lamellar aggregates of authigenic quartz; б) metacolloform globular structure with nodule authigenic quartz and syneresis cracks.

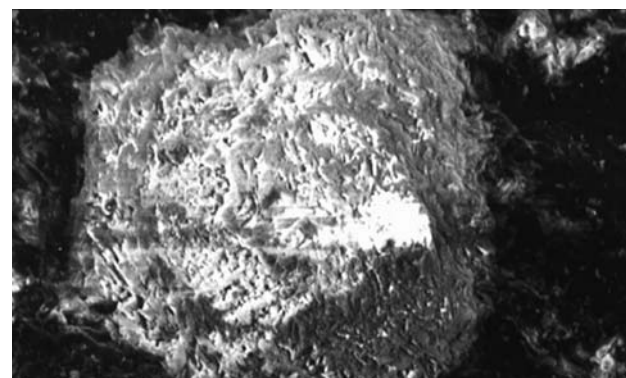
Qz – quartz (gray); ШВ – shungite matter (light)

В процессе роста блоков ОВ вытесняется за их пределы и обособливается в виде самостоятельных глобул.

Минеральное вещество шунгитовых пород Шуньгского месторождения представлено преимущественно в виде блоков плохо ограниченных кристаллов кварца с цепочками пор в коллоидном органокремнистом матриксе (рис. 6, а). Иногда кварц образует близкие к изометричным глобулярные выделения, состоящие из тонких, связанных между собой пластинок (рис. 6, б). Глобулярную структуру



а



б

Рис. 6. Метаколломорфная структура в шунгитовых породах. Шуньгское месторождение. СЭМ:

а) реликты слабо ограниченных кристаллов аутигенного кварца блокового (новакулитового) типа с цепочками пор в органокремнистом матриксе. Пришлифованный срез; б) глобулярный кварц в органокремнистом матриксе. Пришлифованный срез.

Qz – кварц

Fig. 6. Metacolloform structure in shungite rocks. Shunga deposit. SE:

а) relics of weakly faceted authigenic quartz crystals of the block (novaculite) type with pores in an organic-siliceous matrix; б) globular quartz in an organic-siliceous matrix.

Qz – quartz

слагают округлые или удлинённые кремнистые частицы размером от 5 мкм и больше, имеющие многослойные, незамкнутые оторочки ШВ. На поверхности кремнистых глобул описаны также ребристые образования, представленные низкотемпературным кристобалитом, образующимся при кристаллизации из аморфного кремнезема (структурированного геля) [Муравьев, 1975].

Шунгитовые породы Зажогинского рудного поля характеризуются разнообразием структур кремнистого вещества. В брекчированных разновидностях кварц заполняет трещины и пространство между обломками органокремнистых пород с колломорфной структурой (рис. 7). Массивные шунгитовые породы имеют преимущественно метаколломорфную структуру. Иногда кварц встречается в форме глобул, на поверхности которых развиты пленки ШВ (рис. 8, а). Также наблюдаются жеоды диаметром 0,1–2 мм, заполненные органокремнистым веществом. На стенках жеод отмечаются концентрически-зональные структуры, образованные чередующимися слоями ШВ и криптокристаллического кремнезема (рис. 8, б). Сферические образования в шунгитовых породах являются характерной особенностью углеродисто-кремнистого агрегата [Бискэ, 2007]. Миндалевидные обособления органокремнистого вещества также имеют зональное и зонально-колломорфное строение, обусловленное чередующимися слоями кварц-шунгитового состава с различным содержанием ШВ (рис. 8, в). Внешняя оторочка имеет кремнистый состав, отмечается значительное количество глобул кварца. В целом в массивных шунгитовых породах структуры старения геля проявляются в виде шагреновой поверхности глобул и извилистых прожилков, заполненных кремнеземом. Установлено как минимум три генетических типа ШВ: 1) пленки вокруг микрокристаллических кварцевых обособлений (рис. 8, г); 2) миграционное, концентрической или глобулярной формы, обособленное от минерального вещества; 3) ШВ, заполняющее трещины синерезиса.

В шунгитовых породах часто встречаются смешанные типы структур, например глобулярно-кристалломорфная, метаколломорфно-глобулярная и т. п. (рис. 9, а, б). Такие структуры обычно представлены округлыми или удлинёнными глобулами (от 5 до 30 мкм), имеющими оторочки ШВ. Прослеживается начало процесса зарождения парных глобул, их агрегатов, образование общей оторочки ШВ для агрегата и трещин дегидратации. Ото-

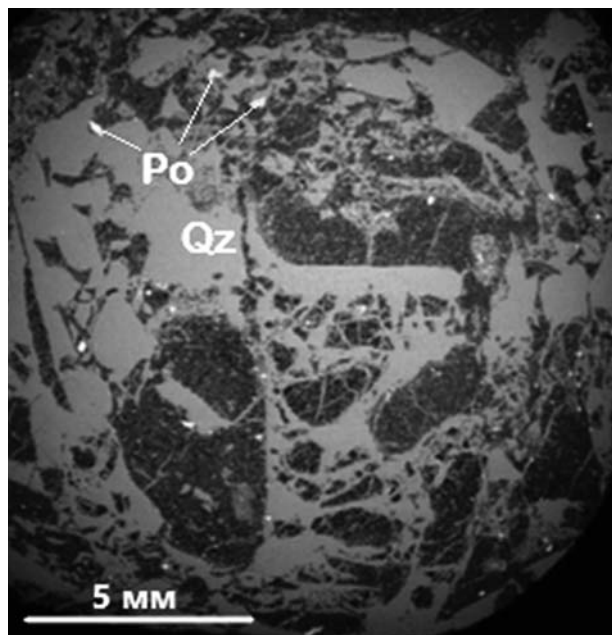


Рис. 7. Брежированная разновидность шунгитовых пород. Максовское месторождение. СЭМ.

Аутигенный кварц (серое) заполняет пространство между фрагментами органокремнистых пород с колломорфной структурой. Полированный шлиф.

Qz – кварц, Po – пирротин

Fig. 7. Brecciated shungite rocks. Maksovo deposit.

Authigenic quartz (gray) fills the space between fragments of organo-silicic rocks with a colloform structure. BSE.

Qz – quartz; Po – pyrrhotite

рочки ШВ на стенках некоторых трещин свидетельствуют о том, что процесс разделения органокремнистой смеси продолжался после усадки геля.

На основе более двухсот микрондовых измерений в изученных образцах определены отношения $(O/Si)_{ат}$ в агрегатах кварца лидитов и шунгитовых пород. Некоторые результаты наблюдений представлены на рис. 10 и в таблице. В выборку включены результаты точечного и площадного анализа кварца. В ходе анализа учитывалось наличие признаков кристаллизации вещества. В качестве признаков кристаллизации кремнистых пород использовались рекомендованные в [Хворова, Дмитрик, 1972]. Выделены четыре типа структур: *кристалломорфная* – в породе присутствует кварц с ясно выраженными гранями, *новакулитовая* – с признаками зарождения кристаллов кварца (полигональные блоки со слабоизогнутыми поверхностями), *колломорфная* – без выраженных границ между кремнистыми выделениями и *смешанная* – присутствуют признаки двух и более структурных разновидностей органокремнистых пород.

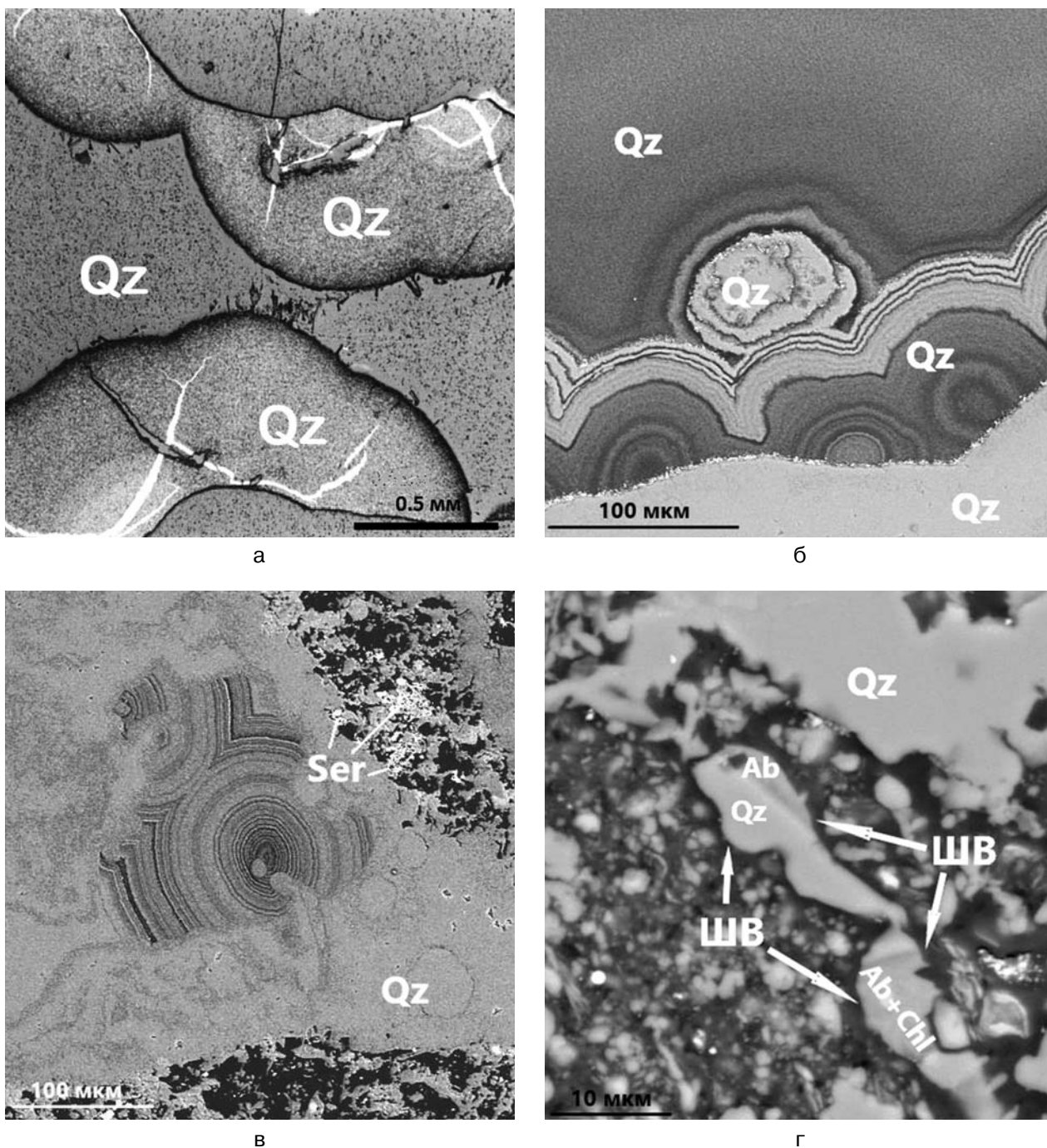


Рис. 8. Колломорфно-зональное строение массивной шунгитовой породы. Максовское месторождение. СЭМ:

а) концентрически-зональные сферолиты кварца с чередованием слоев органокремнистого состава прикреплены к стенкам жеоды. Полированный шлиф; б) глобулы аутигенного кварца с пленками ШВ (черное). Проходящий свет; в) концентрические слои сферолитов выполнены ШВ и кварцем. Полированный шлиф; г) миндалевидное выделение органокремнистой породы с колломорфным строением, обусловленным чередующимися слоями кварц-шунгитового состава с различным содержанием ШВ. Корродированная зональность указывает на многофазность проявления миграции ОВ. Полированный шлиф.

Qz – кварц, Ser – серицит, Ab – альбит, Chl – хлорит

Fig. 8. Colloform-zonal structure of massive shungite rock. Maksovo deposit. BSE:

a) concentric-zonal quartz spherulites with alternating organic-silicious layers attached to the walls of the geode; б) globules of authigenic quartz with shungite matter films (black); в) concentric layers of spherulites are filled with shungite matter and quartz; г) almond-shaped segregation of organic-silicious rock with a colloform structure due to alternating layers of quartz-shungite with different content of shungite matter. Corroded zoning indicates the multiphase of organic matter migration.

Qz – quartz, Ser – sericite, Ab – albite, Chl – chlorite

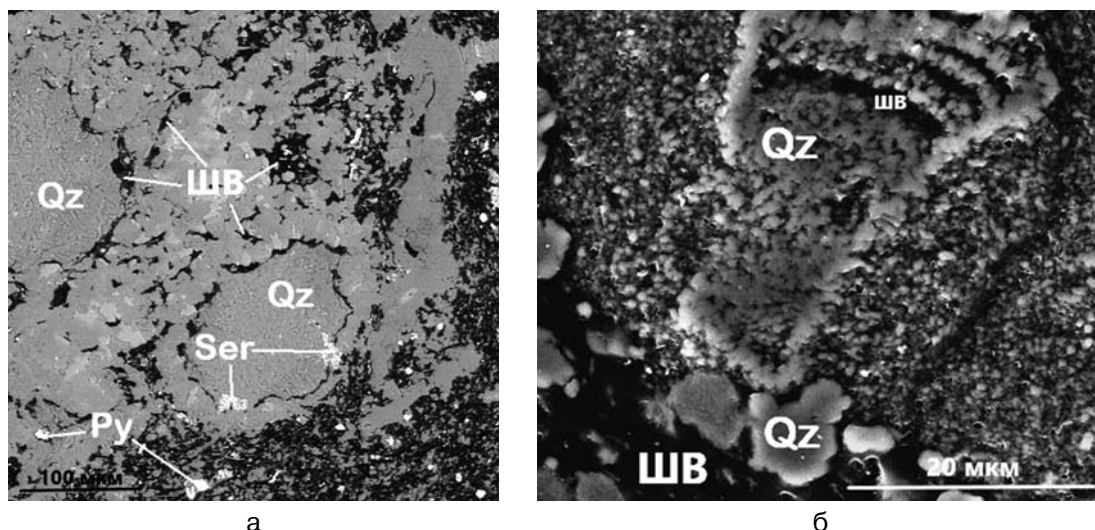


Рис. 9. Смешанные структуры в шунгитовых породах. Максовское месторождение. СЭМ:

а) метаколломерно-глобулярная структура с агрегатами глобул аутигенного кварца. Полированный шлиф; б) фрагмент глобулярно-кристалломорфной структуры с участками микрокристаллического аутигенного кварца, в трещинах – миграционное ШВ. Полированный шлиф.
Qz – кварц (серое); Ser – серицит; Py – пирит; ШВ – шунгитовое вещество

Fig. 9. Mixed structures in shungite rocks. Maksovo deposit. BSE:

а) metacolloform globular structure with aggregates of authigenic quartz globules; б) a fragment of a globular-crystalloform structure with areas of microcrystalline authigenic quartz, in cracks – migrated shungite matter.
Qz – quartz (gray); Ser – sericite; Py – pyrite; ШВ – shungite matter

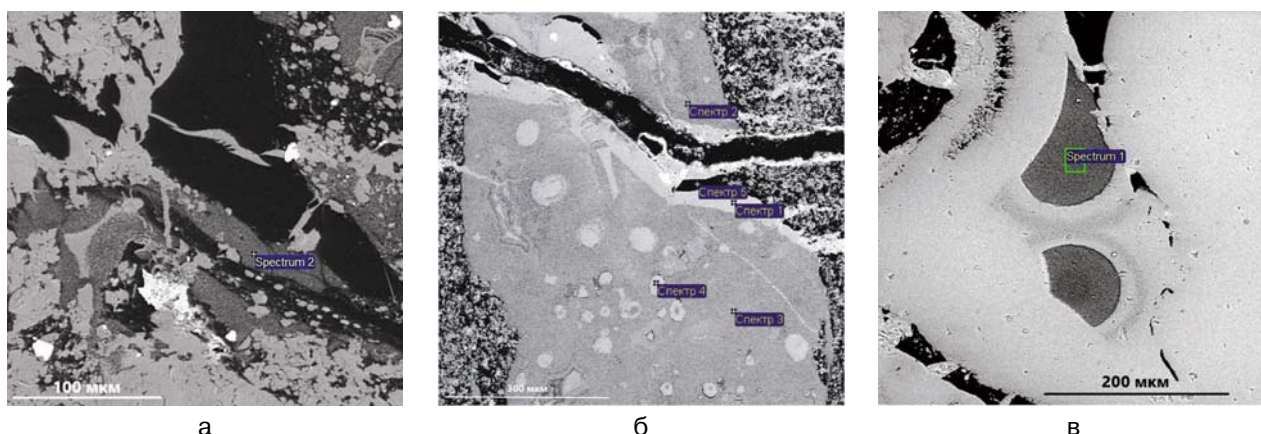


Рис. 10. Агрегаты кристалломорфных аутигенных минералов кремнезема с трещинами синерезиса, заполненными миграционным ШВ в органокремнистой породе. Загогинское месторождение. Результаты анализов приведены в таблице:

а) фрагмент колломорфной структуры зонального органокремнистого агрегата с проявлениями микрокристаллического кварца в основной массе, скважина № 201, Толвуйская структура; стехиометрическая формула не соответствует норме, $(O/Si)_{at} = 1,25$; б) микрокристаллический агрегат кварца в точках «Спектр 1» и «Спектр 4», стехиометрическая формула соответствует норме, $(O/Si)_{at} = 2$; глобулярно-кристалломорфная структура, микрокристаллический агрегат кварца с отдельными глобулами и фрагментами колломорфной структуры, в точках «Спектр 2» и «Спектр 3» стехиометрическая формула не соответствует норме, $(O/Si)_{at} = 2,39$ и $2,34$ соответственно; в) колломорфное органокремнистое включение в шунгитовой породе, в точке «Спектр 1» стехиометрическая формула не соответствует норме, $(O/Si)_{at} = 2,28$

Fig. 10. Aggregates of crystalline authigenic silica minerals with syneresis cracks filled with migrated shungite matter in organic-silicious rock. Zazhogino deposit. The results of the analyzes are given in Table:

а) a fragment of the colloform structure of a zonal organic-siliceous aggregate with microcrystalline quartz in the groundmass, drill hole No. 201, Tolvuya structure; the stoichiometric formula is beyond the norm, $(O/Si)_{at} = 1.25$; б) microcrystalline aggregate of quartz at the points 'Spectrum 1' and 'Spectrum 4', the stoichiometric formula corresponds to the norm, $(O/Si)_{at} = 2$; globular-crystalloform structure, microcrystalline aggregate of quartz with individual globules and fragments of a colloform structure, at the points 'Spectrum 2' and 'Spectrum 3' the stoichiometric formula is beyond the norm, $(O/Si)_{at} = 2.39$ and 2.34 , respectively; в) colloform organic-silicious inclusion in shungite rock, at the point 'Spectrum 1' the stoichiometric formula is beyond the norm, $(O/Si)_{at} = 2.28$

На графике зависимости отношения $(O/Si)_{at}$ от содержания углерода (рис. 11, а) выборка разделена на две части. Первая, в которой отношение $(O/Si)_{at}$ близко к стехиометрическому, но несколько больше 2, и вторая, фиксирующая положительную или отрицательную зависимость между $(O/Si)_{at}$ и содержанием

углерода. На рис. 11 (б) показана обратная корреляционная зависимость атомарных содержаний углерода и кремния. Значение коэффициента корреляции – 0,80. Выделяется группа образцов с отношением $(O/Si)_{at}$ меньше 2, для которой по сравнению с группой образцов с нормальным отношением $(O/Si)_{at}$

Микрозондовые определения химического состава в шунгитовых породах Зажогинского рудного поля (атомн. %)
 Microprobe definition of the chemical composition of the shungite rocks in the Zazhogino ore field (atomic %)

| Номер образца Sample number | O | Si | C | S | Сумма Total | $(O/Si)_{at}$ $(O/Si)_{at}$ |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------|----------------|--------------------------------|
| 201-88 Site 8 | | | | | | |
| Спектр 2 Spectrum 2 | 55,63 | 44,37 | - | - | 100,00 | 1,25 |
| P034 3-6 Site 6 | | | | | | |
| Спектр 1 Spectrum 1 | 68,11 | 31,89 | - | - | 100,00 | 2,14 |
| Спектр 2 Spectrum 2 | 47,12 | 19,72 | 33,16 | - | 100,00 | 2,39 |
| Спектр 3 Spectrum 3 | 53,29 | 22,78 | 23,93 | - | 100,00 | 2,34 |
| Спектр 4 Spectrum 4 | 66,67 | 33,33 | - | - | 100,00 | 2,0 |
| Спектр 5 Spectrum 5 | 7,34 | - | 92,45 | 0,06 | 99,55 | |
| 201-16 Site 3 | | | | | | |
| Спектр 1 Spectrum 1 | 30,49 | 13,33 | 56,18 | - | 100,00 | 2,29 |

Примечание. 201-88 – рис. 10, а; P034 3-6 – рис. 10, б; 201-16 – рис. 10, в. (-) – элемент не обнаружен.

Note. 201-88 – Fig. 10, а; P034 3-6 – Fig. 10, б; 201-16 – Fig. 10, в. (-) – element not found.

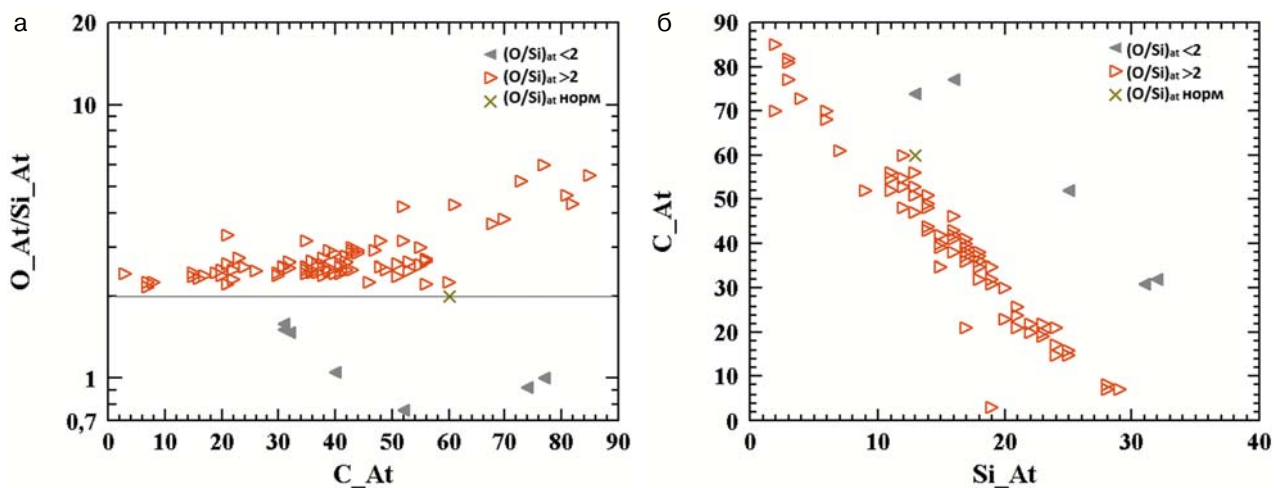


Рис. 11. Соотношение содержания атомных процентов кислорода, кремния и углерода в кварце в лидитах и шунгитовых породах:

а) график зависимости отношения $(O/Si)_{at}$ от содержания углерода; горизонтальная линия – нормальное соотношение $(O/Si)_{at}$; б) график зависимости содержания кремния от содержания углерода

Fig. 11. Proportions of the content of atomic percent's oxygen, silicium and carbon in minerals of the silica group lydites and shungite rocks:

а) plot of $(O/Si)_{at}$ ratio of carbon content; horizontal line – normal ratio $(O/Si)_{at}$; б) plot of silicium content and carbon content

и больше 2 отмечаются более высокие значения содержания углерода. При наличии признаков кристаллизации отношение $(O/Si)_{ат}$ обычно приближается к 2. По результатам наблюдений, как правило, отношение $(O/Si)_{ат}$ в минеральном веществе лидитов меньше 2, а в шунгитовых породах больше 2. Можно предположить, что при вхождении в структуру SiO_2 полярных групп, содержащих кислород, отношение $(O/Si)_{ат}$ может быть больше 2, а при сорбции водным кремнеземом нормальных парафинов – меньше 2. Это происходит вследствие того, что для аморфного кремнезема характерно существование быстрорастворимого внешнего слоя, обогащение которого углеродом на стадии старения гидрогеля приводит к отклонению от нормального количественного соотношения между кислородом и кремнием [Чукин, 2008].

В результате проведенных исследований можно предположить, что кремнезем шунгитовых пород на стадии раннего диагенеза находился в виде коллоидных растворов. Это подтверждается микроструктурой кварца, характерной для коллоидно-осадочных пород – глобулярная форма, слабая раскристаллизованность, трещины синерезиса, метаколлоидные структуры, сферолиты. Кроме того, характерной чертой типичных химических реакций во многих коллоидных системах является несоответствие стехиометрических отношений [Чухров, 1936]. Высокая концентрация ОВ в растворенной форме и восстановительные условия осадконакопления – главные особенности формирования шунгитовых пород палеопротерозоя [Paiste et al., 2020]. Известно, что основная масса аутигенных минералов возникает вследствие определенных физико-химических условий осадконакопления, различий в значениях окислительно-восстановительного потенциала (Eh), pH и концентраций ионов [Страхов, 1960]. Также выявлена связь ШВ с аминокислотами, которые входят в состав полимерных компонентов ОВ, например, в диатомовых водорослях, или образуют устойчивые органоминеральные комплексы [Шанина, Голубев, 2010; Zhao et al., 2017]. Протошунгитовое ОВ оказывало сильное влияние на процессы преобразования водного кремнезема, затрудняло процессы кристаллизации, поэтому в шунгитовых породах преобладают коллоидная и глобулярная структуры – признаки замедленного катагенеза кремнезема из органомкремнистого геля. При умеренном содержании ОВ раскристаллизация кремнезема происходила быстро, с формированием кристалломорфной структуры.

Заключение

В шунгитовых породах и лидитах Шуньгского месторождения и месторождений Зажогинского рудного поля выявлены две генерации кварца: эпигенетический кристалломорфный и аутигенный с признаками коллоидной природы. Установлено несколько разновидностей структур органомкремнистых пород перечисленных месторождений: кристалломорфная, метаколлоидная, новакулитовая, глобулярная, а также смешанные типы. Кроме того, выделены признаки существования органомкремнистых соединений в шунгитовых породах, выраженных в тонком равномерном распределении ШВ в кремнистой матрице и формировании оторочек и пленок на шагреневой поверхности глобул и блоковых агрегатов кварца.

Слабая раскристаллизованность и глобулярная форма выделений кварца, наличие метаколлоидных структур являются признаками длительной кристаллизации на всех стадиях литогенеза из-за находящегося в составе породы ОВ, связывающего кремнезем и вероятно повлиявшего на катагенетические преобразования минерального вещества породы. В кварце, составляющем минеральную основу шунгитовых пород, установленное соотношение Si и O отличается от стехиометрической формулы SiO_2 . Это обусловлено тем, что внешний слой аморфного кремнезема на стадии старения гидрогеля обогащается углеродом, поэтому образуются силикатные структуры, для которых характерно отклонение соотношения $(O/Si)_{ат}$ от значения 2. Зафиксированные многочисленные примеры с отношением $(O/Si)_{ат}$ в шунгитовых породах, существенно отклоняющимся от стехиометрического, также свидетельствуют о хемосорбции водным кремнеземом ОВ как с кислородом, так и без кислорода. Особенности структуры минералов кремнезема закладывались в процессе эволюции водного кремнезема в присутствии растворенных форм ОВ.

Приведенные данные свидетельствуют, что накопление и последующая эволюция аутигенного кварца шунгитовых пород и лидитов находились в условиях тесного взаимодействия с ОВ. В коллоидных растворах образовались химические соединения кремнезема с ОВ. На стадии диагенеза в основу минеральной составляющей шунгитовых пород входил водный кремнезем, также присутствовало ОВ, вероятно, в виде растворенных органических кислот. На стадии катагенетических преобразований до раннего метаморфизма ОВ частично или полностью сохранило связь с кремнистым веществом.

Литература

- Ануфриева С. И., Ожогина Е. Г. Особенности минералого-аналитического изучения природных типов шунгитовых пород // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья / Ред. В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 135–145.
- Бискэ Н. С., Медведев П. В., Мележик В. А., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В., Филиппов М. М. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинали. Петрозаводск: Скандинавия, 2006. 80 с.
- Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А., Хаин В. Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Недра, 2012. 460 с.
- Бискэ Н. С. Углеродисто-кремнистые секреции в максковитах // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Мат-лы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Института геологии КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО / Институт геологии КарНЦ РАН, Карельское отделение Российского минералогического общества; отв. ред. О. И. Володичев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 10–14.
- Борисов П. А. Карельские шунгиты. Карелия: Петрозаводск, 1956. 92 с.
- Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционно-го происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 1. С. 135–156.
- Горлов В. И., Калинин Ю. К. Геолого-технологическое изучение лидитов Тетюгинского и Шунгского участков на предмет использования их в качестве сырья на карбид кремния и металлический кремний. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1967. 14 с.
- Дейнес Ю. Е., Ковалевский В. В., Первунина А. В., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В., Иешко Е. П. Шунгитовые породы Карелии: от геологических исследований к перспективам использования в инновационных технологиях // Труды Карельского научного центра РАН. 2021. № 7. С. 72–88. doi: 10.17076/them1426
- Исаев В. И., Коноглев А. Д., Ануфриева С. И., Ожогина Е. Г., Дубинчук В. Т., Нечелюстов Г. Н. Структурно-текстурные и минералогические особенности некоторых разновидностей шунгитовых пород Забогинского месторождения // Материалы XIV геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2004. С. 166–168.
- Ковалевский В. В. Надмолекулярная и молекулярная структуры шунгитового вещества // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М. М. Филиппов, А. И. Голубев. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1994. С. 129–207.
- Кривандин А. В., Рожкова Н. Н., Соловьева А. Б. Характеристика минеральной фазы шунгитовых пород методом МУРР // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2000. С. 115–116.
- Кулешевич Л. В., Филиппов М. М., Гольцин Н. А., Крымский Р. Ш., Лохов К. И. Метасоматиты по шунгитоносным породам Максковского месторождения (Онежская структура, Карелия) // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 2. С. 149–164. doi: 10.31857/S0024-497X20192149-164
- Михайлов В. П., Леонтьев А. Г. Шунгитовые породы // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2006. Кн. 2. С. 113–123.
- Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Забогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. Петрозаводск, 1985.
- Муравьев В. И. О природе глобулярного опала в опоках и трепелах // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 684–686.
- Неручев С. Т., Рогозина Е. А., Парпарова Г. М., Зеличенко И. А. Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа / Под ред. С. Г. Неручева. М.: Недра, 1986. 247 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Отв. ред. М. М. Филиппов. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1994. 207 с.
- Рябов Н. И. Очерк шунгитовых месторождений Карелии. Петрозаводск, 1948. 51 с.
- Садовничий Р. В., Михайлина А. А., Рожкова Н. Н., Инина И. С. Морфологические и структурные особенности кварца шунгитовых пород Максиковской залежи // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 2. С. 73–88. doi: 10.17076/geo126
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Филиппов М. М. Антракосолиты. СПб.: ВНИГРИ, 2013. 296 с.
- Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. История открытия, изучения и практического использования шунгитов месторождения Шуньга // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018а. Т. 15. С. 37–40. doi: 10.31241/FNS.2018.15.008
- Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. Субпластовый тип месторождений шунгитов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018б. 261 с.
- Филиппов М. М., Первунина А. В. О классификации шунгитоносных пород палеопротерозоя Карелии // Современные проблемы литологии и минерагении осадочных бассейнов Украины и сопредельных территорий / Ред. П. Ф. Гожик. Киев: НАН Украины, 2008. С. 178–183.
- Фирсова С. О., Шатский Г. В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. С. 177–180.
- Хворова И. В., Дмитрик А. П. Микроструктуры кремнистых пород: Опыт электронномикроскоп. исследования. М.: Наука, 1972. 27 с.
- Чукин Г. Д. Химия поверхности и строение дисперсного кремнезема. М.: Принта, 2008. 172 с.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.-Л.: АН СССР, 1936. 139 с.
- Шанина С. Н., Голубев Е. А. Аминокислоты в шунгитах Карелии // Геохимия. № 9. 2010. С. 972–987.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., Larsen O. Karelian shungite-an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: Geology, lithology and geochemistry // *Earth Science Reviews*. 1999. Vol. 47(1-2). P. 1–40.

Paiste K., Lepland A., Pellerin A., Zerkle A. L., Kirsimäe K., Prave A. R., Romashkin A. E. The pyrite multiple sulfur isotope record of the 1.98 Ga Zaonega Formation: Evidence for biogeochemical sulfur cycling in a semi-restricted basin // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 534. Art. 116092. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116092

Melezhik V. A., Prave A. R., Hanski E. J., Fallick A. E., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. Reading the archive of Earth's oxygenation. Series: *Frontiers in Earth Sciences*. Vol. 1. Springer Berlin Heidelberg, 2013. 490 p.

Van Zuilen M. A., Fliegel D., Wirth R., Lepland A., Qu Y., Schreiber A., Romashkin A.E., Philippot P. Mineral-templated growth of natural graphite films // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. Vol. 83. P. 252–262. doi: 10.1016/J.GCA.2011.12.030

Zhao J., Jin Z., Jin Z., Wen X., Geng Y. Origin of authigenic quartz in organic-rich shales of the Wufeng and Longmaxi Formations in the Sichuan Basin, South China: Implications for pore evolution // *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 2017. Vol. 38. P. 21–38. doi: 10.1016/j.jngse.2016.11.037

References

Anufrieva S. I., Ozhogina E. G. Rational complex of mineralogical investigations is defined for technological evaluation of natural types of shungite rocks. *Znachenie issledovaniy tekhnologicheskoi mineralogii v reshenii zadach kompleksnogo osvoeniya mineral'nogo syr'ya = The significance of technological mineralogy research in solving the problems of complex development of mineral raw materials*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2007. P. 135–145. (In Russ.)

Bazhenova O. K., Burlin Yu. K., Sokolov B. A., Khain V. E. *Geology and geochemistry of oil and gas*. Moscow: Nedra; 2012. 460 p. (In Russ.)

Biske N. S., Medvedev P. V., Melezhik V. A., Romashkin A. E., Rychanchik D. V., Filippov M. M. Atlas of composition and structures of shungite rocks of the Onega synclinorium. Petrozavodsk: Skandinaviya; 2006. 80 p. (In Russ.)

Biske N. S. Carbonaceous-siliceous secretions in maksovites. *Volodichev O. I. (ed.). Mineralogiya, petrologiya i mineragiya dokembriiskikh kompleksov Karelii = Mineralogy, petrology, and minerageny of the Precambrian complexes in Karelia*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2007. P. 10–14. (In Russ.)

Borisov P. A. Karelian shungites. Petrozavodsk: Kareliya; 1956. 92 p. (In Russ.)

Chukhrov F. V. *Colloids in the Earth's crust*. Moscow-Leningrad: AN SSSR; 1936. 139 p. (In Russ.)

Chukin G. D. *Surface chemistry and structure of dispersed silica*. Moscow: Printa; 2008. 172 p. (In Russ.)

Deines Yu. E., Kovalevskii V. V., Pervunina A. V., Romashkin A. E., Rychanchik D. V., Ieshko E. P. Shungite rocks of Karelia: From geological research to

prospects for use in innovative technologies. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS*. 2021;7:72–88. doi: 10.17076/them1426 (In Russ.)

Filippov M. M. *Anthraxolites*. St. Petersburg: VNIGRI; 2013. 296 p. (In Russ.)

Filippov M. M., Deines Yu. E. The history of the discovery, study and practical use of shungite from the Shunga deposit. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN = Proceedings of the Fersman Scientific Session of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences*. 2018;15:37–40. doi: 10.31241/FNS.2018.15.008 (In Russ.)

Filippov M. M., Deines Yu. E. Substratal type of shungite deposits in Karelia. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2018b. 261 p. (In Russ.)

Filippov M. M. (ed.). *Organic matter of shungite-bearing rocks of Karelia (genesis, evolution, methods of investigation)*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1994. 207 p. (In Russ.)

Filippov M. M., Pervunina A. V. On the classification of the Paleoproterozoic shungite-bearing rocks in Karelia. *Current issues of lithology and minerageny of sedimentary basins in Ukraine and adjacent territories. Proceedings of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine*. Kiev: NAN Ukrainy; 2008. P. 178–183. (In Russ.)

Firsova S. O., Shatskii G. V. Breccias in shungite rocks of Karelia and features of their genesis. *Dokl. AN SSSR = Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR*. 1988;302:177–180. (In Russ.)

Glushanin L. V., Sharov N. V., Shchiptsov V. V. (eds.). *Palaeoproterozoic Onega structure (geology, tectonics, deep structure, and minerageny)*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. 431 p. (In Russ.)

Gorlov V. I., Kalinin Yu. K. Geological and technological study of lydites of the Tetyuginsky and Shungsky areas in order to use them as raw materials for silicon carbide and metallic silicon. Petrozavodsk: KF AN SSSR; 1967. 14 p. (In Russ.)

Isaev V. I., Konoplev A. D., Anufrieva S. I., Ozhogina E. G., Dubinchuk V. T., Nechelyustov G. N. Structural, compositional and mineralogical features of some varieties of shungite rocks of the Zazhoginsky deposit. *Materialy XIV geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi = Proceedings of the XIV Geological Congress of the Komi Republic*. Syktyvkar; 2004. P. 166–168. (In Russ.)

Khvorova I. V., Dmitrik A. P. *Microstructures of siliceous rocks: Experience of electron microscopic study*. Moscow: Nauka; 1972. 27 p. (In Russ.)

Kovalevskii V. V. Supramolecular and molecular structure of shungite matter. *Organic matter of shungite-bearing rocks of Karelia (genesis, evolution, and methods of investigation)*. Filippov M. M., Golubev A. I., Medvedev P. V. (eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS; 1994. P. 129–207. (In Russ.)

Krivandin A. V., Rozhkova N. N., Solov'eva A. B. Characteristics of the mineral phase of shungite rocks by SAXS. *Uglerodsoderzhashchie formatsii v geologicheskoi istorii = Carbon containing formations in geological history*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2000. P. 115–116. (In Russ.)

Kuleshevich L. V., Filippov M. M., Gol'tsin N. A., Krymskii R. S., Lokhov K. I. Metasomatites developed after shungite-bearing rocks of the Maksovo deposit (Onega basin, Karelia). *Lithology and Mineral Resources*. 2019;54(2):145–158. doi: 10.1134/S0024490219020044

Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., Larsen O. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: Geology, lithology and geochemistry. *Earth Sci. Rev.* 1999;47(1-2):1–40.

Melezhik V. A., Prave A. R., Hanski E. J., Fallick A. E., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. Reading the archive of Earth's oxygenation. Series: Frontiers in Earth Sciences. Vol. 1. Springer Berlin Heidelberg; 2013. 490 p.

Mikhailov V. P., Leont'ev A. G. Shungite rocks. *Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya = Raw mineral base of the Republic of Karelia*. Petrozavodsk: Kareliya; 2006. B. 2. P. 113–123. (In Russ.)

Mikhailov V. P., Kupryakov S. V. Report on the results of the detailed exploration of the South-Eastern (Maksovs-kaya) deposit of the Zazhoginsky deposit of shungite rocks for 1982–1985. Petrozavodsk; 1985. (In Russ.)

Murav'ev V. I. On the nature of globular opal in gaizes and rotten stones. *Dokl. AN SSSR = Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR*. 1975;222(3): 684–686. (In Russ.)

Neruchev S. T., Rogozina E. A., Parparova G. M., Zelichenko I. A. Oil and gas formation in Domanic type deposits. Moscow: Nedra; 1986. 247 p. (In Russ.)

Paiste K., Lepland A., Pellerin A., Zerkle A. L., Kirsimäe K., Prave A. R., Romashkin A. E. The pyrite

multiple sulfur isotope record of the 1.98 Ga Zaonega Formation: Evidence for biogeochemical sulfur cycling in a semi-restricted basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020;534: 116092. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116092

Ryabov N. I. Outline of the shungite deposits in Karelia. Petrozavodsk; 1948. 51 p. (In Russ.)

Sadovnichii R. V., Mikhailina A. A., Rozhkova N. N., Inina I. S. Morphological and structural features of quartz of shungite rocks of the Maksovo deposit. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2016;2:73–88. doi: 10.17076/geo126 (In Russ.)

Shanina S. N., Golubev E. A. Amino acids in the Karelian shungites. *Geochemistry International*. 2010;48(9): 917–931. doi: 10.1134/S0016702910090053

Strakhov N. M. Fundamentals of the theory of lithogenesis. Vol. 1. Types of lithogenesis and their location on the surface of the Earth. Moscow: AN SSSR; 1960. 212 p. (In Russ.)

Van Zuilen M. A., Fliegel D., Wirth R., Lepland A., Qu Y., Schreiber A., Romashkin A.E., Philippot P. Mineral-templated growth of natural graphite films. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012;83:252–262. doi: 10.1016/J.GCA.2011.12.030

Vasoevich N. B. Theory of sedimentary-migration origin of oil. *Izv. AN SSSR. Ser. geol. = Proceedings of Academy of Sciences of the USSR. Ser. Geol.* 1967;1:135–156. (In Russ.)

Zhao J., Jin Z., Jin Z., Wen X., Geng Y. Origin of authigenic quartz in organic-rich shales of the Wufeng and Longmaxi Formations in the Sichuan Basin, South China: Implications for pore evolution. *J. Nat. Gas Sci. Eng.* 2017;38:21–38. doi: 10.1016/j.jngse.2016.11.037

Поступила в редакцию / received: 05.02.2021; принята к публикации / accepted: 17.02.2023.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Первунина Аэлита Валериевна

канд. геол.-мин. наук, ученый секретарь, старший научный сотрудник лаб. геологии и технологии шунгитов отдела минерального сырья

e-mail: aelita@krc.karelia.ru

Мясникова Оксана Владимировна

канд. техн. наук, научный сотрудник отдела минерального сырья

e-mail: okmyasn@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Pervunina, Aelita

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Secretary for Science, Senior Researcher

Myasnikova, Oksana

Cand. Sci. (Eng.), Researcher

УДК 553.823 (470.22)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ХИТОСТРОВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Н. Г. Барнов¹, В. В. Щипцов^{2,3*}, Т. П. Бубнова^{2,3}

¹ Горный институт Национального исследовательского технологического университета МИСИС (Ленинский просп., 4, Москва, Россия, 119991)

² Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»
(ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910),
*v.shchiptsov@gmail.com

³ Петрозаводский государственный университет (пр. Ленина, 33, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910)

Рассмотрены геологические и минералого-технологические особенности формирования палеопротерозойских корундсодержащих пород проявления Хитостров. Приведены основные периоды их формирования, среди которых выделена характеристика Карело-Кольской сапфир-рубиноносной провинции. Отмечена специфика формирования корундсодержащих комплексов в восточной части Фенноскандинавского щита. Для Кольского полуострова характерным является корундообразование в ксенолитах щелочного комплекса Хибинского массива. В Карелии корундсодержащие породы образованы в границах Беломорского подвижного пояса и выделены два их типа – в глиноземистых плагиогнейсах (первый тип) и в метабазитах (второй тип). Все корунды Беломорского подвижного пояса образованы за счет метасоматических процессов в свекофеннский период активизации. На основании геологии и минералого-технологических особенностей известного объекта делается комплексная оценка проявления корундов Хитостров как главного представителя Карело-Кольской сапфир-рубиноносной провинции. Рассмотрены способы вскрытия корундсодержащих пород и дана оценка эффективности использования оптической сепарации корундовых руд Хитострова. Полученные результаты научных исследований дополнили базу данных уникального геологического объекта и стали эталонными для оценки на корунды области Беломорского подвижного пояса.

Ключевые слова: корунд; проявление; Хитостров; свекофеннская активизация; микротвердость; оптическая сепарация

Для цитирования: Барнов Н. Г., Щипцов В. В., Бубнова Т. П. Геологическая и минералого-технологическая характеристика корундсодержащих пород на примере проявления Хитостров (Северная Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 39–52. doi: 10.17076/geo1752

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания КарНЦ РАН, тема № 1022040400124-6-1.5.5.

N. G. Barnov¹, V. V. Shchiptsov^{2,3*}, T. P. Bubnova^{2,3}. GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF CORUNDUM-BEARING ROCKS IN THE KHITOSTROV OCCURRENCE (NORTHERN KARELIA)

¹ Institute of Mining, National University of Science and Technology (MISiS) (4 Leninsky Ave., 119991 Moscow, Russia)

² Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *vv.shchiptsov@gmail.com

³ Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

The geological and mineralogical features of the formation of Paleoproterozoic corundum-bearing rocks of the Khitostrov deposit are considered. The formation history of the corundum-bearing rocks is divided into periods and the characteristics of the Karelian-Kola sapphire-rubiferous province are highlighted. The specific features of the genesis of corundum-bearing complexes in the volcanic part of the Fennoscandinavian Shield are marked. Corundum formation in xenoliths of the alkaline complex of the Khibiny massif is typical of the Kola Peninsula. In Karelia, corundum-bearing rocks are formed within the boundaries of the Belomorian Mobile Belt and two types are distinguished – corundum-bearing rocks in aluminous plagiogneisses (first type) and corundum-bearing rocks in metabasites (second type). All corundums of the Belomorian Mobile Belt were formed due to metasomatic processes during the Svecofennian period of activation. Based on the geology and mineralogical and technological features of a known occurrence, the Khitostrov corundum occurrence is comprehensively evaluated as the main representative of the Karelian-Kola sapphire-rubiferous province. The methods for corundum-bearing rock stripping are considered and the efficiency of optical separation of Khitostrov's corundum ores is assessed. The results of this study supplement the database on this unique geological object and provide a background for the assessment of the corundum area of the Belomorian Mobile Belt.

Keywords: corundum; occurrence; Khitostrov; Svecofennian activity; microhardness; optical separation

For citation: Barnov N. G., Shchiptsov V. V., Bubnova T. P. Geological and mineralogical characteristics of corundum-bearing rocks in the Khitostrov occurrence (Northern Karelia). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2023. No. 2. P. 39–52. doi: 10.17076/geo1752

Funding. The study was carried out under state assignment to KarRC RAS with theme #1022040400124-6-1.5.5.

Введение

Изучение корундовой минерализации среди пород Беломорского подвижного пояса представляет интерес из-за большого количества до сих пор не решенных проблем происхождения и, возможно, экономического (в том числе коллекционного) значения корунда. Происхождение благородных корундов остается актуальным по сей день [Sutherland, Zaw, 2020]. К ним многие годы сохраняется практический интерес, продиктованный особенностями рынка, а благоприятные условия для спокойного роста особо ценных прозрачных кристаллов рубина и сапфира существуют весьма редко. В последние десятилетия существенно изменились акценты в промышленной значимости тех или иных типов коренных корундосодержащих месторождений и проявлений

[Giuliani et al., 2014, 2020; Барнов, Мельников, 2015; Saul, 2015 и др.].

Целью наших исследований стала аргументация процесса корундообразования в границах Беломорского подвижного пояса на примере корундового проявления Хитостров. В задачи входил анализ собственных, а также имеющихся опубликованных данных и фондовых материалов по корундам Беломорского подвижного пояса. В прикладном отношении требовалось наполнение фактическим материалом планируемой базы данных корундосодержащих комплексов указанного пояса, в котором определенное место принадлежит уникальному геологическому объекту – проявлению корундов Хитостров.

В статье также рассматриваются геологические и минералого-технологические особенности корундосодержащих пород проявления Хитостров (Северная Карелия).

Периоды формирования промышленных корундсодержащих пород

В геодинамической истории корундсодержащих пород, включая месторождения благородных корундов (рубин и сапфир), установлено несколько периодов их формирования.

Месторождения рубинов Гренландии датируются как неогаргейские (месторождение Aappaluttoq и др.) [Polat et al., 2010]. Со свекофенским циклом активизации в палеопротерозое связаны месторождения и проявления корундов в Беломорском подвижном поясе [Крылов и др., 2011].

Основным периодом формирования благородных корундов был панафриканский орогенез (750–450 млн лет назад). Именно в этот период сформированы месторождения рубинов и сапфиров в поясе драгоценных камней Восточной Африки, Индии, Шри-Ланки, Мадагаскара [Giuliani et al., 2014], связанные с коллизионными процессами между Восточной и Западной Гондваной во время панафриканских тектонико-метаморфических событий [Kroner, 1984].

Большое значение в образовании месторождений корундов отводится кайнозойскому альпийскому орогенезу, с которым связаны тектонические события в Альпах, Родобах и Гималаях, т. е. от 55 млн лет до четвертичного периода. В гималайских мраморных метаморфических блоках месторождения рубина претерпели крупные тектонические события при столкновении Индийской и Азиатской плит [Garnier et al., 2004, 2006; Litvinenko et al., 2020].

Важный период образования ювелирных корундов мира связан с экструзиями щелочных базальтов в кайнозое (от 65 млн лет до четвертичного периода). Драгоценный корунд встречается в виде ксенокристов или мегакристов, в ксенолитах или анклавах, включенных в базальтовые магмы во время их подъема. Подобные месторождения рубинов и сапфиров установлены в Тасмании, Восточной Австралии, Юго-Восточной Азии и Восточном Китае, а также на Дальнем Востоке России [Sutherland et al., 1998, 2019; Высоцкий и др., 2003].

Краткая характеристика Карело-Кольской сапфир-рубиноносной провинции

Карело-Кольская сапфир-рубиноносная провинция размещается в восточной части Фенноскандинавского щита [Барнов и др., 2016; Барнов, Щипцов, 2021]. В пределах провинции развиты различные генетические типы благородных корундов: сапфировый –

в нефелиновых (миаскитовых) и сиенитовых пегматитах, ксенолитах щелочных пород Кольского полуострова (ущелье Ферсмана, «Рыжая незнакомка», «Кукисвумчорр», Цирконовая перемычка, Лопарский перевал и др.) и рубиновый – в глубоко метаморфизованных гнейсах и амфиболитах беломорской серии архея Карело-Кольского региона (проявления Хитостров, Перуселька, Дядина гора, Варацкое и др.) [Меньшиков, 1978; Буканов, Липовский, 1980; Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков, 2007 и др.].

В 1970–80-е годы ПО «Северкварцсамоцветы» проводило поисковые и поисково-оценочные работы на нескольких объектах Карело-Кольского региона с целью оценки корундов на коллекционное сырье [Стариков и др., 1980; Липовский и др., 1983; Глазунов и др., 1986]. Силами указанного производственного объединения осуществлялась пилотная добыча коллекционного корунда.

В миаскитовых пегматитах щелочного комплекса Хибинского массива большинство корундов непрозрачны, редко встречаются синие и голубые кристаллы, просвечивающие и прозрачные; в сиенитовых пегматитах обнаружены окрашенные сапфиры от густо-синего до фиолетового и розово-серого цветов [Липовский и др., 1983]. 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 добыто 240 кг образцов коллекционного синего корунда [Меньшиков, 1978].

Ксенолит «Рыжая незнакомка» размером 9×20 м сложен сильно ожелезненными плотными тонкозернистыми роговиками полиминерального состава. Корундсодержащая зона представляет собой серию апофиз, отходящих в глубь роговиков от мощной жилы щелочного пегматита [Яковенчук и др., 1999]. Корунд отмечен в альбит-полевошпатовой матрице. Образует пластинчатые и бочонковидные кристаллы размером 5–10 мм, имеет окраску от голубой, зеленоватой и до бурой.

По данным [Peucat et al., 2007], высокое содержание Fe и Ga – характерный признак корундов магматического генезиса, в то же время корунд в ксенолитах также содержит повышенное количество Ti, что характерно для метаморфических корундов. Таким образом, для определения генезиса синего корунда высказано предположение, что высокое содержание Fe и Ti в корунде могут служить подтверждением гипотезы об исходном высокоглиноземистом протолите, представляющем архейские

сланцы и гнейсы Центрально-Кольского блока [Филина и др., 2019].

Корундсодержащие породы Беломорского подвижного пояса разделены на два типа в зависимости от их приуроченности к породам разного литологического состава. 1 тип – корундсодержащие породы в глиноземистых плагиогнейсах, 2 тип – корундсодержащие породы в метабазитах. Корунд в породах 1 типа образовался в результате замещения крупных кристаллов кианита при закономерной смене парагенезисов от вмещающих гнейсов к корундсодержащим породам. Они формировались в условиях повышенной активности Na и Ca. В породах 2 типа корунд образован в результате одновременных реакций замещения кианита, сапфирина, шпинели и хегбомита, причем замещение кианита происходит при закономерной смене парагенезисов от вмещающих метабазитов к корундсодержащим породам в условиях повышенной активности K и Mg. Вообще, корундсодержащие метapelиты и метабазиты в природе встречаются редко. Они относятся к недосыщенным кремнеземом породам.

Геологическая и минералогическая характеристика проявления корундов Хитостров

Среди коренных объектов метаморфогенного происхождения, возникших в результате интенсивного проявления процессов мигматизации и базификации, корунды Хитострова представляют потенциал корундообразующих комплексов Беломорского подвижного пояса, являющихся важной составляющей частью Карело-Кольской корундоносной провинции [Терехов, Левицкий, 1991].

Первые находки коллекционных корундов на севере Карелии относятся по времени к 60-м годам прошлого столетия и сделаны при проведении поисково-съёмочных работ Северной геологической экспедицией под руководством Е. П. Чуйкиной [Чуйкина и др., 1971]. В дальнейшем на этом объекте осуществлены поисково-оценочные и разведочные работы на коллекционный корунд силами экспедиции «Северкварцсамоцветы» в 1970–80-е годы [Стариков, 1980]. Промышленная корундовая минерализация установлена в трех зонах – Северной, Новой и Юбилейной. Это послужило основанием для постановки тематических работ, связанных с расширением поисков корундовой минерализации в пределах Беломорского подвижного пояса. Основные проявления корундовой минерализации Северной Карелии показаны на схеме (рис. 1), при этом с геохи-

мической позиции корунды по своим характеристикам соответствуют рубинам, хотя на проявлении Дядина гора помимо рубинов обнаружены сапфирины [Глазунов и др., 1986].

Породы одного из проявлений корунда на острове Хит оз. Верхнее Пулонгское впервые описал В. И. Лебедев с сотрудниками [1974]. Они рассматривали корундообразование на Хитострове как результат метаморфического преобразования глинистых осадков. В дальнейшем исследователи пришли к точке зрения о связи корундообразования с метасоматическими процессами [Буканов, Липовский, 1980; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Терехов, Левицкий, 1991; Другова, 1999; Серебряков, 2004; Крылов и др., 2011 и др.].

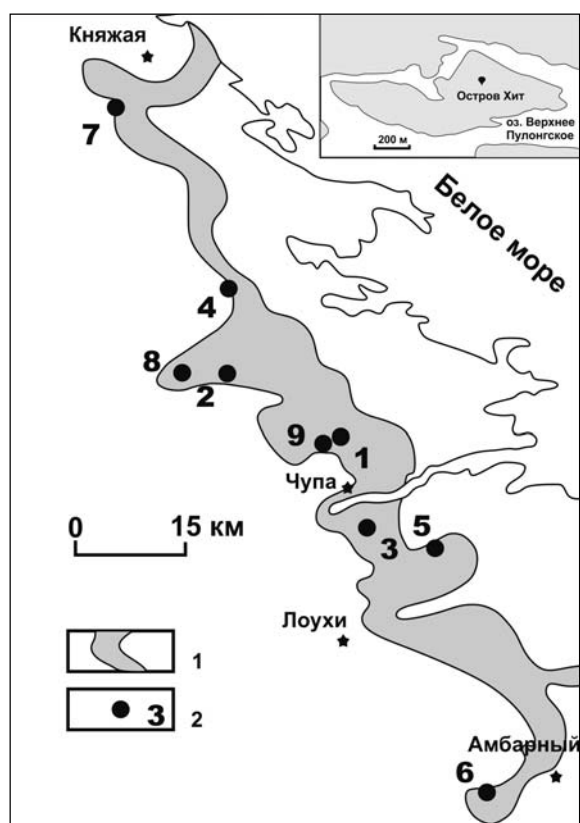


Рис. 1. Корундсодержащие породы чупинской толщи: 1 – чупинская толща; 2 – проявления корундсодержащих пород (1 – Хитостров; 2 – Дядина гора; 3 – Варацкое; 4 – Высота 128; 5 – Плотина; 6 – Кулежма; 7 – Лягколамбина; 8 – Миронова губа; 9 – Пулонгское)

Fig. 1. Locations of occurrences of corundum-bearing rocks of the Chupa sequence: 1 – Chupa sequence; 2 – occurrences of corundum-bearing rocks (1 – Khitostrov; 2 – Dyadina gora; 3 – Varatskoe; 4 – Vysota 128; 5 – Plotina; 6 – Kulezhma; 7 – Lyagkolambina; 8 – Mironova Guba; 9 – Pulongskoe)

На схематической карте (рис. 2) значительное место отводится мигматизированным гнейсам в том или ином соотношении с гранатом, ставролитом, биотитом и кианитом, при этом, по мнению Ю. А. Миллера с соавторами [1999], в первоначальном виде природа гнейсов трактуется как протолиты, представленные граувакками вулканогенно-осадочных толщ.

Корундовая минерализация приурочена к ставролит-гранат-биотит-роговообманковым гнейсам, которые подстилаются гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и перекрываются гранатовыми амфиболитами. Наибольшие концентрации корунда отмечаются возле прослоев, секущих прожилков и жил существенно плагиоклазового состава. Участки концентрации корунда, или корундовые зоны, имеют длину по простиранию от 15 до 60 м при мощности от 5 до 20 м. Такие зоны ограничены разломами и выделяются в рельефе приподнятыми блоками высотой до 5 м. Корунды локализуются преимущественно в

гнейсах на контакте с плагиоклазитами и реже в самих плагиоклазитах.

На проявлении Хитостров содержится до 5–7 % коллекционных кристаллов корунда. Ресурсы коллекционного сырья подсчитаны на глубину 2 м, проведена его пробная отработка. Запасы корунда по категории С₂ оценены в 35,8 т при содержании 0,4–5 кг/м³ [Стариков, 1980]. Основная масса с мелкими кристаллами корунда и граната не оценивалась. Ландшафт острова благоприятен для открытых маломасштабных горных работ.

Для всех корундосодержащих пород характерно увеличение содержания Na₂O и TiO₂ (1–4 мас. %), а также Cr₂O₃ (370–540 ppm), по данным детальных исследований Н. С. Серебрякова [2004].

Корунд распределен в породе неравномерно, крупные кристаллы представлены хорошо ограниченными и идиоморфными с четко выраженными гранями пинакоида и гексагональной призмы, средний размер крупных кристаллов

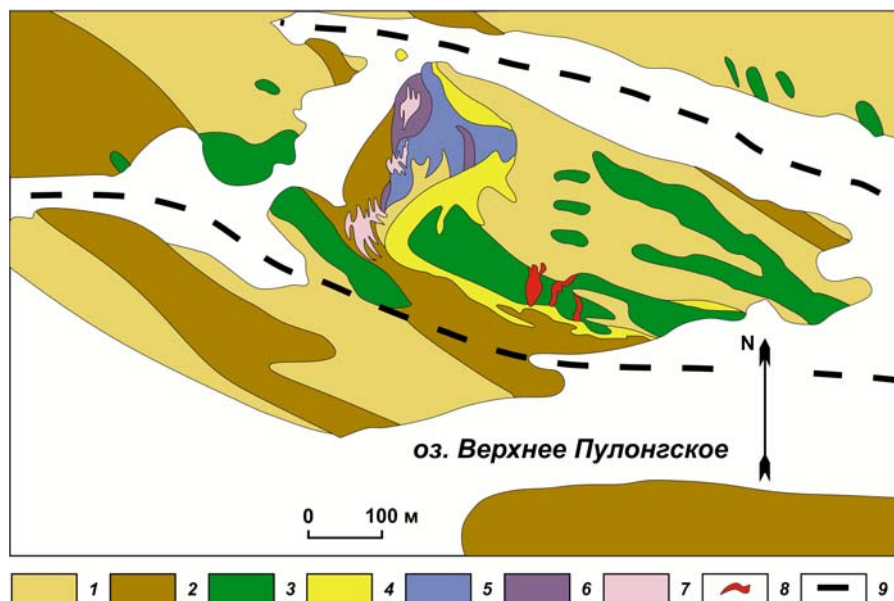


Рис. 2. Схема геологического строения проявления Хитостров [Чуйкина и др., 1971, с изменениями]:

1 – гранат-биотитовые гнейсы чупинской толщи; 2 – кианит-гранат-биотитовые, бескварцевые «гнейсы» (вблизи контакта с корундосодержащими породами); 3 – габбро и габбро-амфиболиты; 4 – мигматизированные гранатовые амфиболиты; 5 – породы со ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту; 6 – породы с корунд-ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами и с крупными кристаллами корунда; 7 – плагиоклазиты; 8 – пегматиты; 9 – разломы

Fig. 2. Scheme of the geological structure of the Khitostrov occurrence [modified after Chuikina et al., 1971]:

1 – garnet-biotite gneisses of the Chupa sequence; 2 – kyanite-garnet-biotite, quartz-free “gneisses” (near contacts with corundum-bearing rocks); 3 – gabbro and gabbro-amphibolites; 4 – migmatized garnet amphibolites; 5 – rocks with staurolite-plagioclase pseudomorphoses after kyanite; 6 – rocks with corundum-staurolite-plagioclase pseudomorphoses and with large corundum crystals; 7 – plagioclases; 8 – pegmatites; 9 – fractures

корунда составляет 1,3 см в длину, отдельные кристаллы достигают 4,2 см. Более мелкие кристаллы представлены изометричными зернами размерами 0,46×0,93; 0,77×0,82; 0,34×1,15 и 0,24×0,23 мм. Облик кристаллов столбчатый, удлинённый по оси L_3 , реже бочковидный или таблитчатый [Громов, 1993]. Цвет корунда – от серовато-розового и бледно-розового до ярко-розового, фиолетово-розового и вишневого. Прозрачные индивиды отсутствуют из-за наличия газово-жидких и минеральных включений, а также мелкой трещиноватости (отдельности) параллельно грани ромбоэдра. Присутствуют и более мелкие (1–3 мм) кристаллы корунда. Содержание корунда, подсчитанное в шлифах, колеблется от 0,1 до 5–7 %.

На Хитострове присутствуют кианитовые плагиогнейсы, в которых кианит равновесен со всеми породообразующими минералами (плагиоклаз, биотит, гранат, кварц). Кианит относится ко второму коллекционному минералу на данном объекте. Главная масса коллекционных образцов кианита добыта в 1980-е годы старателями в восточной части месторождения. Небольшой копьё (глубиной 1,5–2 и длиной около 10 м) вскрыт обогащённый крупными кристаллами кианита прослой гнейсов на контакте между плагиоклазитами и обычным биотитовым гнейсом без кианита. Самые крупные кристаллы, до 15–20 см в длину, найдены в разрезах кианитсодержащего прослоя гнейсов.

Мультиэлементное картирование и анализ вариаций химического состава отдельных минералов выполнялись на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) (ИГ КарНЦ РАН).

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом № 20-26, содержание которого колеблется в пределах от 0–5 % в меланократовых породах, до 90–95 % в плагиоклазитах. Зерна ставролита ромбической и округлой формы, светло-желтого до насыщенного желтого цвета, размеры от 0,1×0,7 до 5,2×4,4 мм. Практически все зерна ставролита трещиноваты и содержат включения плагиоклаза и аксессуарных рутила, циркона, аллана. Гранат наблюдается в виде сильно трещиноватых изометричных зерен размером от 0,2–0,3 до 4–5 мм, кристаллохимическая формула $(Ca_{0,3}Fe_{1,77}Mg_{0,96})_3Al_{2,04}Si_{3,00}O_{12}$ соответствует гроссуляр-пироп-альмандиновому составу. Зерна амфибола размером от 0,16×0,22 до 1,6×2,8 мм. Малокремниевый жедрит является распространенной разновидностью в корундсодержащих породах. Биотит присутствует в виде разноориентированных лейст

со значительной хлоритизацией и характеризуется повышенным содержанием MgO.

Корундсодержащие разновидности Хитострова составляют пласто- и линзообразные тела. Конфигурация сложная, с извилистыми и неровными границами. Подавляющее число кристаллов хитостровского корунда содержат минеральные включения, главным образом граната, плагиоклаза, рутила, ильменита, циркона. По трещинкам наблюдаются слюдястые включения и агрегаты диаспора. Изучение поверхности кристаллов корунда, «загрязненного» минеральными включениями, проведено на лазерном микроскопе Color 3D VK-9710K. Анализ характера включений показал, что ширина характерных слоев с диаспором может достигать 100 мкм при их глубине 20–30 мкм.

В последние годы, судя по публикациям [Крылов и др., 2012; Акимова, Скублов, 2021 и др.], нашли свое место детальные исследования по распределению редкоземельных элементов (метод SIMS) в минералах из пород проявления корундсодержащих метасоматитов с аномальным изотопно-легким кислородом и водородом и апогаббровых гранатовых амфиболитов с нормальным изотопным составом. Исследования сопровождались оценками РТ-параметров формирования пород методом мультиравновесной термобарометрии (метод TWEEQU). Значения температуры, рассчитанные для апогаббровых гранатовых амфиболитов, укладываются в диапазон 730–770 °С, давления – 13–14 кбар, для корундсодержащих пород получены температуры 680–710 °С, давления – 6,5–7,5 кбар.

Важные выводы сделаны рядом исследователей по данным, полученным из анализа изотопного состава кислорода разновозрастных популяций циркона из толщи чупинских гнейсов в районе Хитострова. Цель исследований заключалась в определении возможного влияния флюидов, вызвавших экстремальное понижение значений $\delta^{18}O$ во включениях недосыщенных кремнеземом высокоглиноземистых корундсодержащих пород [Крылов, 2008; Высоцкий и др., 2014; Крылов и др., 2021 и др.].

В области минералого-технологических исследований корундов одной из величин, характеризующих минерал, является микротвердость. Определение микротвердости корунда проявления Хитостров производилось по стандартной методике на приборе ПМТ-3 путем вдавливания правильной четырехгранной алмазной пирамиды под нагрузкой от 5 до 200 гс в плоскую поверхность полированных образцов [Бубнова и др., 2019].

Средняя микротвердость кристаллов корунда, по литературным данным, составляет 1955–2200 кгс/мм² [Лебедева, 1977]. Для корунда проявления Хитостров характерна анизотропия значений микротвердости, что отражается в разбросе численных значений от 1775 до 2597 кгс/мм². Наблюдается существенный разброс значений микротвердости и для роговой обманки, что также связано с анизотропией физических свойств этого минерала (рис. 3). Микротвердость наиболее низка в кристаллах корунда, находящихся в ассоциации с диаспором, плагиоклазом (рис. 4). Ее значения

снижаются до 1463–1661 кгс/мм² при среднем 1553 кгс/мм². В образцах, где корунд находится в ассоциации с амфиболом, микротвердость близка к литературным данным.

Способы вскрытия корундосодержащих пород Хитострова

Процесс добычи и переработки полезных ископаемых сопровождается стадиями дробления и измельчения с целью извлечения ценных минералов. При этом на стадиях обогащательного передела измельчение горных

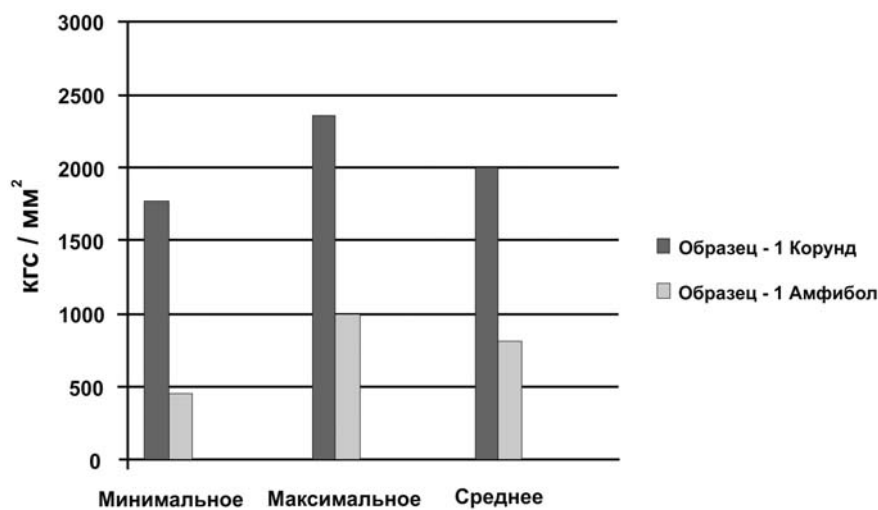


Рис. 3. Микротвердость породообразующих минералов корундовых гнейсов проявления Хитостров, Н, кгс/мм² (образец 1)

Fig. 3. Microhardness of rock-forming minerals in corundum gneisses of the Khitostrov occurrence, N, kgf/mm² (sample 1)

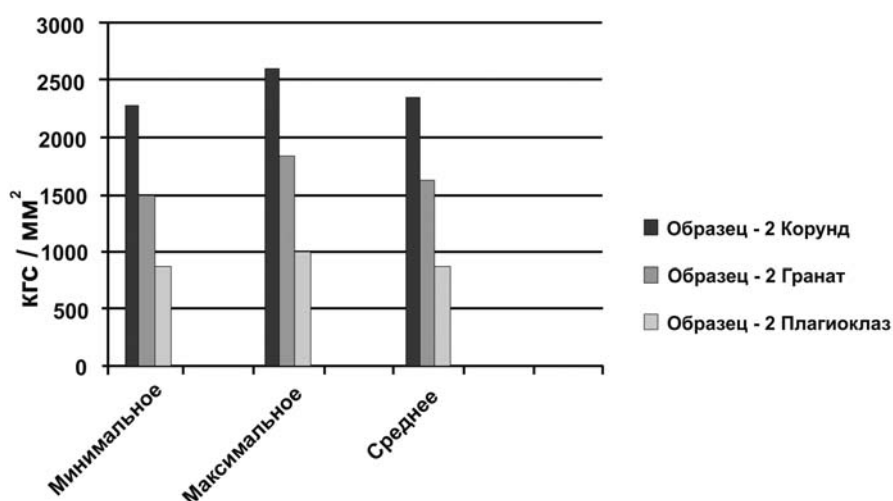


Рис. 4. Микротвердость породообразующих минералов корундовых гнейсов проявления Хитостров, Н, кгс/мм² (образец 2)

Fig. 4. Microhardness of rock-forming minerals in corundum gneisses of the Khitostrov occurrence, N, kgf/mm² (sample 2)

пород – наиболее энергоемкий и дорогостоящий технологический процесс. Один из путей повышения технико-экономической эффективности обогатительного передела – селективная дезинтеграция, позволяющая увеличить выход минерального сырья и снизить энергозатраты за счет понижения степени измельчения при увеличении размеров конечной фракции. Проблема селективной дезинтеграции особенно актуальна при добыче ювелирного сырья, для которого размер конечного продукта очень важен [Хопунов, 2013; Барнов, Каркашадзе, 2017].

Минералы корунда в продуктивных толщах отличает большое разнообразие форм. Весьма актуальной технической задачей является именно селективная дезинтеграция с целью максимального сохранения благородного корунда. Необходимо обеспечить дезинтеграцию горной породы по граничной поверхности ценного минерала и вмещающей минеральной среды. В промышленных масштабах поставленная задача может быть решена путем рационального выбора дробильно-измельчительно-оборудования и оптимизации механизмов направленного механического и физического воздействия [Ревнивцев и др., 1988].

Используемые на практике машины для дробления материалов в зависимости от своего назначения и принципа действия реализуют следующие методы разрушения: раздавливание, ударное воздействие, раскалывание и излом. При этом одновременно могут реализовываться несколько механизмов разрушения в зависимости от режимов работы дробилок [Газалеева и др., 2014]. Исследования представляют интерес при разработке новых технологий селективной дезинтеграции с выделением ценных и ювелирных минералов [Федотов, 2014; Барнов, Каркашадзе, 2017].

Особого внимания заслуживают месторождения корунда. В минеральном строении таких горных пород общей структурной особенностью является материнская порода с включениями корунда и рубина с разнообразными размерами и конфигурацией. Выделение этих минералов из материнской породы без переизмельчения представляет большой практический интерес. Установлено, что из всех проанализированных механизмов разрушения наилучшая селективность достигается при дроблении «в слое», когда куски горной породы дезинтегрируются в условиях всестороннего сжатия.

Разработана методика расчета эффективности селективного дробления, которая может быть использована при сравнительном анализе различных режимов силового воздействия.

Наилучшие результаты селективного дробления достигаются при реализации режимов всестороннего сжатия, в том числе при сжатии «в слое». Положительный эффект подтвержден лабораторными испытаниями. Ниже приводятся результаты по технологиям вскрытия корундосодержащих пород на примере проявления метаморфогенного типа Хитостров.

По вещественному составу корундоносные породы проявления Хитостров существенно отличаются соотношением основных породообразующих минералов, слагая изолированные блоки. Основные породообразующие минералы в руде отличаются по форме, плотности, твердости и магнитным свойствам. Наиболее четко проявляются различия по блеску, цвету и прозрачности.

На предварительной стадии обработки минерального сырья (процессы дробления, измельчения) первостепенную роль играют механические свойства минералов – твердость, предел упругости, пластичность и др.

На образцах корундовой руды проявления Хитостров установлено, что биотит в породе после обжига при температуре 550–600 °C расщепляется и порода рассыпается на составляющие минералы без дробления и измельчения.

Оценка эффективности использования оптической сепарации корундовых руд

В последние годы в горнодобывающей промышленности активно развиваются оптические технологии. В России в применении к ним широко используется термин «фотометрические», за рубежом – «color sorting» и «optical sorting». Одним из перспективных методов обогащения является оптическая сепарация [Forsthoff, 2000; Knapp et al., 2014; Pieper et al., 2018], потенциально эффективная для обогащения минерального сырья. Принцип работы оптических сепараторов основан на определении цветовых различий между минеральными компонентами с их последующим выделением из руды системой пневмоклапанов. В технологиях технического зрения используются специально разработанные оптико-электронные системы и алгоритмы анализа изображений, позволяющие разделять минералы даже со слабой цветовой контрастностью [Горбунова и др., 2015].

Совместные исследования, проведенные на стенде для цветового анализа статических объектов кафедры оптико-электронных приборов и систем Университета ИТМО (г. Санкт-Петербург), позволили установить объективные (измеряемые) отличия оптических характеристик для образцов различных минералов и в преде-

лах одного минерала. В ходе измерения спектров отражения корунда получены спектральные зависимости с узкими пиками люминесценции на длине волны в 693 нм, характеризующими чистый корунд. А также с вторичными пиками на 660, 670, 706 и 714 нм (области других цветовых оттенков). Анализ цветовых параметров, в том числе цветовые тона, светлота и насыщенность, осуществлялся в различных цветовых моделях: RGB (от англ. *red* – красный, *green* – зеленый, *blue* – голубой, синий; все цвета получаются путем смешения этих трех базовых цветов в различных пропорциях), Yuv (цветовая модель, в которой цвет состоит из трех компонентов: Y обозначает компонент яркости, а U и V – компоненты цветности) и HLS (от англ. *hue*, *lightness*, *saturation*; цветовыми координатами в этой модели являются тон, светлота и насыщенность). В цветовых пространствах RGB, Yuv и HLS зоны корунда выделяются достаточно эффективно. Для модели RGB зоны цветности, характеризующие корунд, занимают 44,68 %

от изображения образца, для модели Yuv – 40,85 %, для модели HLS – 51,47 %.

Значения порогов выделения областей, принадлежащих корунду, в цветовых пространствах RGB, Yuv и HLS различны, но более стабильны и предсказуемы в системе HLS (табл.). Этот факт объясняется принципами воспроизведения цвета в каждом из указанных цветовых пространств (необходимый диапазон выделяемых цветовых оттенков в пространстве RGB задается при помощи эллипсоида вращения, заданного центральной точкой с координатами R0, G0 и B0, а также радиусами по осям R, G и B; для пространств Yuv и HLS удобно использовать линейные пороги для выделения диапазонов цветовых оттенков).

Оптическая сепарация корундовых руд возможна с использованием любой из моделей технического зрения. Сложность оценки эффективности выделения областей корунда на изображениях для полиминеральных образцов связана с тем, что многокомпонентный цвет

Значения порогов выделения областей, принадлежащих корунду проявления Хитостров, в цветовых пространствах RGB, Yuv и HLS [Бубнова и др., 2019]

Threshold values for highlighting areas belonging to the Khitostrov corundum in RGB, Yuv and HLS colour spaces [Bubnova et al., 2019]

| Группа образцов Sample group | Цветовое пространство RGB RGB colour space | | | | | |
|---------------------------------|---|----------------------|--------------|----------------------|---------------|----------------------|
| | R0 | радиус R radius R | G0 | радиус G radius G | B0 | радиус B radius B |
| 1 | 124 | 40 | 101 | 20 | 133 | 40 |
| | 90 | 40 | 85 | 20 | 103 | 40 |
| | 85 | 40 | 61 | 20 | 90 | 40 |
| 2 | 40 | 101 | 20 | 133 | 40 | |
| | 40 | 85 | 20 | 103 | 40 | |
| | 40 | 61 | 20 | 90 | 40 | |
| 3 | 25 | 20 | 30 | 15 | 50 | 20 |
| 4 | 60 | 20 | 60 | 20 | 70 | 20 |
| 5 | 40 | 20 | 35 | 5 | 40 | 20 |
| | 15 | 10 | 20 | 5 | 25 | 10 |
| | Цветовое пространство Yuv Yuv colour space | | | | | |
| | Y | | u | | v | |
| 1 | [1; 70) | | [0; 4,36) | | [-0,12; 6,15) | |
| 2 | [1; 70) | | [0; 4,36) | | [-0,12; 6,15) | |
| 3 | [6; 25) | | [0,15; 4,36) | | [-0,6; 0,4) | |
| 4 | [10; 60) | | [-0,1; 4,36) | | [-0,6; 6,15) | |
| 5 | [5; 30) | | [0; 0,4) | | [-0,25; 0,2) | |
| | Цветовое пространство HLS HLS colour space | | | | | |
| | H | | L | | S | |
| 1 | [220; 360) | | [1; 70) | | [1; 100) | |
| 2 | [220; 360) | | [1; 70) | | [1; 100) | |
| 3 | [200; 300) | | [1; 25) | | [5; 100) | |
| 4 | [150; 250) | | [12; 60) | | [1; 100) | |
| 5 | [180; 360) | | [3; 15) | | [1; 45) | |

вмещающей породы перекликается с выделяемыми оттенками корунда. Таким образом, реальную эффективность оптической технологии необходимо исследовать экспериментально на значительном количестве образцов разных минеральных составов, текстурно-структурных характеристик и других типоморфных особенностей.

Заключение

Уникальность проявления корунда Хитостров состоит в том, что действительно в Северной Карелии найдены корундовые руды, которые уже на протяжении полувека являются объектом научного и практического интереса как ключ к раскрытию тайн природы. Этот геологический объект приобрел статус месторождения коллекционного камня, что привлекло внимание геологов, минералогов и любителей камня.

В данной статье с учетом многостороннего интереса проведено обобщение целого ряда собственных и литературных данных научного содержания по наиболее изученному объекту редкого самоцвета – корунда с ювелирными разновидностями под названиями рубины и сапфиры. На основании знаний по геологии и минералого-технологическим особенностям известного проявления делается заключение о комплексной оценке проявления корундов Хитостров как главного представителя Карело-Кольской сапфир-рубиноносной провинции. Полученные результаты научных исследований пополняют базу данных уникального геологического объекта и стали эталонными для оценки на корунды области Беломорского подвижного пояса.

В 2020 году вышло постановление правительства Республики Карелия № 380-П о геологическом памятнике природы регионального значения «Хитостров».

Авторы благодарят рецензентов за ценные замечания и советы.

Литература

Акимова Е. Ю., Скублов С. Г. Распределение редкоземельных элементов в породообразующих минералах корундсодержащих пород проявления Хитостров (Северная Карелия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2021. Т. 66(4). С. 686–705. doi: 10.21638/spbu07.2021.403

Барнов Н. Г., Каркашадзе Г. Г. Обоснование механизма селективной дезинтеграции горных пород с целью извлечения цельного камнесамоцветного сырья // Горный журнал. 2017. № 1. С. 47–49. doi: 10.17580/gzh.2017.01.09

Барнов Н. Г., Мельников Е. П. Генетические типы благородных корундов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2015. № 6. С. 79–85.

Барнов Н. Г., Мельников Е. П., Викторов М. А. Минералогия месторождения благородных корундов мира // Отечественная геология. 2016. № 1. С. 39–45.

Барнов Н. Г., Щипцов В. В. Сводный обзор месторождений и крупных проявлений благородных корундов мира // Труды Карельского научного центра РАН. 2021. № 10. С. 78–87. doi: 10.17076/geo1488

Бубнова Т. П., Барнов Н. Г., Горбунова Е. В., Чертов А. Н. Характеристики вещественного состава, определяющие обогатимость корундсодержащих руд // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2019. № 4. С. 162–174. doi: 10.25018/0236-1493-2019-04-0-162-174

Буканов В. В., Липовский Ю. О. Новые находки благородного корунда в восточной части Балтийского щита // Самоцветы. Л.: Наука, 1980. С. 34–43.

Высоцкий С. В., Щека С. А., Баркар А. В., Нечаев В. П. Приморье – фрагмент Восточно-Азиатского сапфирного пояса // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 57–66.

Высоцкий С. В., Игнатъев А. В., Левицкий В. И., Нечаев В. П., Веливецкая Т. А., Яковенко В. В. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий их формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853. doi: 10.7868/S0016752514090106

Газалеева Г. И., Цыпин С. А., Червяков Е. Ф. Рудоподготовка. Дробление, грохочение, обогащение. Екатеринбург: УЦАО, 2014. 914 с.

Глазунов В. М., Кузина Н. В., Моисеев Д. В. Отчет о поисковых работах на ограниченный корунд в Северной Карелии и на Кольском полуострове (объект Дядиногорский) за 1985–86 годы. 1986. Фонды «Северкварцсамоцветы».

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

Горбунова Е. В., Чертов А. Н., Ольховский А. М. Влияние цветового пространства на эффективность оптической сепарации твердых полезных ископаемых // Обогащение руд. 2015. № 3(357). С. 35–40. doi: 10.17580/or.2015.03.06

Громов А. В. Розовый корунд из Хитостровского проявления в Северной Карелии // Мир камня. 1993. № 2. С. 1–3

Другова Г. М. Главные этапы метаморфической эволюции чупинской толщи Беломорского складчатого пояса // ЗВМО. 1999. № 3. С. 49–57.

Крылов Д. П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундсодержащих породах Хитострова (Северная Карелия) // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 4. С. 533–536.

Крылов Д. П., Сальникова Е. Б., Федосеев А. М., Яковлева С. З., Плоткина Ю. В., Анисимова И. В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19, № 1. С. 80–88.

Крылов Д. П., Скублов С. Г., Ли С.-Х., Ли Ч.-Л., Левашова Е. В. Изотопный состав кислорода разновозрастного циркона из гнейсов чупинской тол-

щи (Хитостров, оз. Верхнее Пулонгское), Беломорье // Зап. РМО. 2021. Т. 150, № 6. С. 18–27.

Крылов Д. П., Глебовицкий В. А., Скублов С. Г., Толмачева Е. В. Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитострова (Северная Карелия) // ДАН. 2012. Т. 443(3). С. 352–357.

Лебедев В. И., Калмыкова Н. А., Нагайцев Ю. В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы Беломорского комплекса // Советская геология. 1974. № 9. С. 78–89.

Лебедева С. И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 118 с.

Липовский Ю. О. и др. Отчет о результатах поисковых работ на ограночный корунд и коллекционное сырье в щелочных массивах Кольского п-ова, проведенных в 1980–82 гг. Л.: Фонды СЗТГУ, 1983.

Меньшиков Ю. П. Корундовая минерализация в Хибинском щелочном массиве // ДАН СССР. 1978. Т. 243(5). С. 1247–1249.

Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Мыскова Т. А., Львов А. Б., Милькевич Р. И. Новые данные о составе, структурной позиции и геотектонической значимости Чупинского покрова Беломорского подвижного пояса // ДАН. 1999. Т. 366, № 3. С. 379–382.

Ревнивцев В. И., Гапонов Г. В., Загоратский Л. П. Селективное разрушение минералов. Л.-М.: Недра, 1988. 430 с.

Серебряков Н. С. Корундсодержащие породы проявления Перуселька, Мурманская область // Геология и минерагения Кольского региона. Тр. Всерос. научн. конф. IV Ферсмановской научн. сессии, посвящ. 90-летию со дня рождения акад. А. В. Сидоренко и д.г.-м.н. И. В. Белькова. Апатиты, 4–6 июня 2007 г. Апатиты: K&M, 2007. С. 127–129.

Серебряков Н. С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 30 с.

Стариков Ю. И. Отчет о результатах детальных поисковых работ на коллекционное сырье, проведенных в Карело-Кольском регионе (объект Хитостров) за 1978–1980 гг. 1980. Фонды «Северкварцсамоцветы».

Терехов Е. Н., Левицкий В. И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северо-западном Беломорье // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.

Федотов П. К. Теория и практика дезинтеграции руды в слое частиц: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 48 с.

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) // Тр. Ферсмановской научн. сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. С. 602–606. doi: 10.31241/FNS.2019.16.123

Холунов Э. А. Селективное разрушение минерального и техногенного сырья. Екатеринбург: УИПЦ, 2013. 429 с.

Чуйкина Е. П., Арутюнов Г. М., Едовин В. И. и др. Отчет Центрально-Чупинской поисково-съёмочной

партии о геологосъёмочных и поисковых работах масштаба 1:10 000, проведенных в 1963–70 гг. в Чупино-Лоухском слюдоносном районе (Лоухский район Карельской АССР). 1971, СЗТГФ.

Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Минералы Хибинского массива. М.: Земля, 1999. 326 с.

Forsthoff W. Optical sorting of coarse materials // ZKG International. 2000. Vol. 53, no. 6. P. 331–339.

Garnier V., Maluski H., Giuliani G., Ohnenstetter D., Schwarz D. Ar-Ar and U-Pb ages of marble hosted ruby deposits from central and south East Asia // Can. J. Earth Sci. 2006. Vol. 43. P. 1–23.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Maluski H., Deloule E., Phan T. T., Pham V. L., Hoang Q. V. Age and significance of ruby-bearing marbles from the Red River shear zone, northern Vietnam // Can. Mineral. 2004. Vol. 43. P. 1315–1329. doi: 10.2113/gscanmin.43.4.1315

Giuliani G., Groat L. A., Fallick A. E., Pignatelli I., Pardiou V. Ruby deposits: A review and geological classification // Minerals. 2020. No. 10. P. 11–93. doi: 10.3390/min10070597

Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A. E., Groat L., Fagan J. The geology and genesis of gem corundum deposits // Geology of Gem Deposits; ed. Groat L. A. Tucson, AZ, USA: Mineralogical Association of Canada, 2014. Short Course Series. Vol. 44. P. 29–112.

Knapp H., Neubert K., Schropp Ch., Wotruba H. Viable applications of sensor-based sorting for the processing of mineral resources // ChemBioEng Review. 2014. Vol. 1. P. 86–95. doi: 10.1002/cben.201400011

Kroner A. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: A need to redefine the term Pan-African // African Geology; Eds. Klerkx J., Michot J. Tervuren Musée Royal de l'Afrique Centrale: Tervuren, Belgium, 1984. P. 23–28.

Litvinenko A. K., Sorokina E. S., Häger T., Kostitsyn Z. A., Botcharnikov R. E., Somsikova T., Romashova T. V., Hofmeister W. Petrogenesis of the Snezhnoe ruby deposit, Central Pamir // Minerals. 2020. Vol. 10. Art. 478. doi: 10.3390/min10050478

Peucat J. J., Ruffault P., Fritsch 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. Vol. 98. P. 261–274. doi: 10.1016/j.lithos.2007.05.001

Pieper F., Pfaff G., Maier H., Kruggel-Emden H., Wirtz S., Noack B., Gruna R., Scherer V., Hanebeck U. D., Längle Th., Beyerer J. Numerical modelling of an optical belt sorter using a DEM-CFD approach coupled with particle tracking and comparison with experiments // Powder Technology. 2018. Vol. 340. P. 181–193. doi: 10.1016/j.powtec.2018.09.003

Polat A., Schersten A., Appel P. W. U., Frei R. New age (ca. 2970 Ma), mantle source composition and geodynamic constraints on the Archean Fiskefjorden anorthosite complex, SW Greenland // Chemical Geology. 2010. Vol. 277(1). P. 1–20. doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.06.016

Saul J. M. A geologist speculates: On gemstones, origins of gas and oil, moonlike impact scars on the Earth, the emergence of animals and cancer. Second edition, online version. 2015. 160 p.

Sutherland F., Zaw K. Editorial for special issue "Mineralogy and Geochemistry of Ruby" // *Minerals*. 2020. Vol. 10(10). Art. 888. doi: 10.3390/min10100888

Sutherland F. L., Khin Z., Meffre F., Thompson J., Goemann K., Kyaw T., Than T. N., Mhod Z. M., Harris S. I. Diversity in ruby chemistry and its inclusions: Intra and inter-continental comparisons from Myanmar and Eastern Australia // *Minerals*. 2019. Vol. 9(1). Art. 28. doi: 10.3390/min9010028

Sutherland F. L., Schwarz D., Jobbins E. A., Coenraads R. R., Webb G. Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields: A comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, gemfields // *J. Gemmol.* 1998. Vol. 26. P. 65–85.

References

Akimova E. Yu., Skublov S. G. Distribution of rare-earth elements in rock-forming minerals of corundum-bearing rocks of the Khitoostrov manifestation (Northern Karelia). *Bulletin of St. Petersburg State University. Earth Sciences*. 2021;66(4):686–705. doi: 10.21638/spbu07.2021.403 (In Russ.)

Barnov N. G., Karkashadze G. G. Evaluation of selective disintegration mechanism for extraction of whole semi-precious stones. *Gornyi Zhurnal*. 2017;1:47–49. doi: 10.17580/gzh.2017.01.09 (In Russ.)

Barnov N. G., Mel'nikov E. P. Genetic types of noble corundum. *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten' = Mining Information and Analytical Bulletin*. 2015;6:79–85. (In Russ.)

Barnov N. G., Mel'nikov E. P., Viktorov M. A. Mineralogy of noble corundum fields of the world. *Otechestvennaya geologiya = National Geology*. 2016;1:39–45. (In Russ.)

Barnov N. G., Shchiptsov V. V. A summary overview of deposits and large occurrences of noble Precambrian corundum in the world. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS*. 2021;10:78–87. doi: 10.17076/geo1488 (In Russ.)

Bubnova T. P., Barnov N. G., Gorbunova E. V., Chertov A. N. Material constitution characteristics governing processibility of corundum ore. *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten' = Mining Information and Analytical Bulletin*. 2019;4:162–174. doi: 10.25018/0236-1493-2019-04-0-162-174 (In Russ.)

Bukanov V. V., Lipovskii Yu. O. New finds of noble corundum in the eastern part of the Baltic Shield. *Samotsvety = Gem Stones*. Leningrad: Nauka; 1980. P. 34–43. (In Russ.)

Chuiikina E. P., Arutyunov G. M., Edovin V. I. et al. Report of the Central Chupinskaya Prospecting and Exploration Party on the geological and prospecting surveys at 1:10.000 scale conducted in 1963–70 in the Chupino-Loukhsy Mica District (Loukhsy District, Karelian ASSR). 1971, NWTGF. (In Russ.)

Drugova G. M. Main stages of metamorphic evolution of the Chupa Formation of the White Sea Fold Belt. *3BMO*. 1999;3:49–57. (In Russ.)

Fedotov P. K. Theory and practice of ore disintegration in the particle bed: Summary DSc (Dr. of Geol.-Min.) thesis. Irkutsk; 2014. 48 p. (In Russ.)

Filina M. I., Sorokina E. S., Anosova M. O., Kononkova N. N., Lyuttskov O. E. New data on geochemistry of metasomatized corundum-bearing of the "Ryzhaya neznakomka" and "Kukisvumchorr" xenoliths, Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula). *Proceedings of Fersman scientific session of the State Institute of the Kola Peninsula of the Russian Academy of Sciences*. 2019:602–606. doi: 10.31241/FNS.2019.16.123 (In Russ.)

Forsthoft W. Optical sorting of coarse materials. *ZKG International*. 2000;53(6):331–339.

Garnier V., Maluski H., Giuliani G., Ohnenstetter D., Schwarz D. Ar-Ar and U-Pb ages of marble hosted ruby deposits from central and south East Asia. *Can. J. Earth Sci.* 2006;43:1–23.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Maluski H., Deloule E., Phan T. T., Pham V. L., Hoang Q. V. Age and significance of ruby-bearing marbles from the Red River shear zone, northern Vietnam. *Can. Mineral.* 2004;43:1315–1329. doi: 10.2113/gscanmin.43.4.1315

Gazaleeva G. I., Tsypin S. A., Chervyakov E. F. Ore crushing, screening, enrichment. Yekaterinburg: UCAO LLC; 2014. 914 p. (In Russ.)

Giuliani G., Groat L. A., Fallick A. E., Pignatelli I., Pardieu V. Ruby deposits: A review and geological classification. *Minerals*. 2020;10:11–93. doi: 10.3390/min10070597

Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A. E., Groat L., Fagan J. The geology and genesis of gem corundum deposits. *Geology of Gem Deposits*. Tucson, AZ, USA: Mineralogical Association of Canada; 2014. Short Course Series. Vol. 44. P. 29–112.

Glazunov V. M., Kuzina N. V., Moiseev D. V. Report on prospecting for faceted corundum in North Karelia and on the Kola Peninsula (the Dyadinogorsky object) in 1985–86. 1986. Severkvartamotsvetovy funds. (In Russ.)

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A. Post-migmatite metasomatism. Leningrad: Nauka; 1983. 216 p. (In Russ.)

Gorbunova E. V., Chertov A. N., Ol'khovskii A. M. Influence of color space on the efficiency of optical separation of solid minerals. *Ore Enrichment*. 2015;3(357): 35–40. doi: 10.17580/or.2015.03.06 (In Russ.)

Gromov A. V. Pink corundum from the Khitostrovsky manifestation in North Karelia. *Mir kamnya = World of Stones*. 1993;2:1–3. (In Russ.)

Khopunov E. A. Selective destruction of mineral and technogenic raw materials. Yekaterinburg: UIPC; 2013. 429 p. (In Russ.)

Knapp H., Neubert K., Schropp Ch., Wotruba H. Viable applications of sensor-based sorting for the processing of mineral resources. *ChemBioEng Review*. 2014;1:86–95. doi: 10.1002/cben.201400011

Kroner A. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: A need to redefine the term Pan-African. *African Geology*. Tervuren, Belgium: Tervuren Musée Royal de l'Afrique Centrale; 1984. P. 23–28.

Krylov D. P. Anomalous ¹⁸O/¹⁶O relations in corundum-bearing rocks of Khitostrov (North Karelia). *Dokl. RAN = Proceedings of the Academy of Sciences*. 2008;419(4):533–536. (In Russ.)

Krylov D. P., Glebovitskii V. A., Skublov S. G., Tolmacheva E. V. Rare-earth and rare elements in different-age zircons from corundum-bearing rocks of Khitostrov (North Karelia). *Dokl. RAN = Proceedings of the Academy of Sciences*. 2012;443(3):352–357. (In Russ.)

Krylov D. P., Sal'nikova E. B., Fedoseenko A. M., Yakovleva S. Z., Plotkina Y. V., Anisimova I. V. Age and origin of the corundum-bearing rocks of Khitostrov Island, Northern Karelia. *Petrology*. 2011;19(1):79–86. doi: 10.1134/S086959111101005X

Krylov D. P., Skublov S. G., Li S.-H., Li C.-L., Levashova E. V. The oxygen isotopic composition of zircon from gneisses of the Chupinskaya sequence (Khitostrov, Upper Pulongskoe Lake), Belomorje. *Zap. RMO = Proceedings of the Russian Mineralogical Society*. 2021;150(6):18–27. (In Russ.)

Lebedev V. I., Kalmykova N. A., Nagaitsev Y. V. Corundum staurolite – hornblende shales of the Belomorsky complex. *Sovetskaya geologiya = Soviet Geology*. 1974;9:78–89. (In Russ.)

Lebedeva S. I. Microhardness of minerals. Moscow: Nedra; 1977. 118 p. (In Russ.)

Lipovskii Yu. O. et al. Report on the results of exploration for faceted corundum and collection of raw materials in alkaline massifs of the Kola Peninsula, conducted in 1980–82. Leningrad: SZTGU funds; 1983. (In Russ.)

Litvinenko A. K., Sorokina E. S., Häger T., Kostitsyn Z. A., Botcharnikov R. E., Somsikova T., Romashova T. V., Hofmeister W. Petrogenesis of the Snezhnoe ruby deposit, Central Pamir. *Minerals*. 2020;10:478. doi: 10.3390/min10050478

Men'shikov Yu. P. Corundum mineralization in the Khibiny alkaline massif. *DAN SSSR = Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR*. 1978;243(5):1247–1249. (In Russ.)

Miller Yu. V., Glebovitskii V. A., Myskova T. A., L'vov A. B., Mil'kevich R. I. New data on the composition, structural position, and geotectonic significance of the Chupinskii cover of the White Sea Mobile Belt. *Dokl. RAN = Proceedings of the Academy of Sciences*. 1999;366(3):379–382. (In Russ.)

Peucat J. J., Ruffault P., Fritch E., Bouhnik-LeCoz M., Simonet C., Lasnier B. Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires. *Lithos*. 2007;98:261–274. doi: 10.1016/j.lithos.2007.05.001

Pieper F., Pfaff G., Maier H., Kruggel-Emden H., Wirtz S., Noack B., Gruna R., Scherer V., Hanebeck U. D., Längle Th., Beyerer J. Numerical modelling of an optical belt sorter using a DEM–CFD approach coupled with particle tracking and comparison with experiments. *Powder Technology*. 2018;340:181–193. doi: 10.1016/j.powtec.2018.09.003

Polat A., Schersten A., Appel P. W. U., Frei R. New age (ca. 2970 Ma), mantle source composition and geodynamic constraints on the Archean Fiskensæset anorthosite complex, SW Greenland. *Chemical Geology*. 2010;277(1):1–20. doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.06.016

Revnitsev V. I., Gaponov G. V., Zagoratskii L. P. Selective destruction of minerals. Leningrad-Moscow: Nedra; 1988. 430 p. (In Russ.)

Saul J. M. A geologist speculates: On gemstones, origins of gas and oil, moonlike impact scars on the Earth, the emergence of animals and cancer. Second edition, online version. 2015. 160 p.

Serebryakov N. S. Corundum bearing rocks of the Peruselka manifestation, Murmansk Region. Geology and mineralogy of the Kola region. *Proceedings All-Russian scientific conf. of IV Fersman scientific session, devoted to the 90th anniversary of Acad. A. V. Sidorenko and Doctor of Geological – Mineralogical Science I. V. Bel'kov. Apatity, June 4–6, 2007*. Apatity: K&M; 2007. P. 127–129. (In Russ.)

Serebryakov N. S. Petrology of the corundum bearing rocks of the Chupinskaya sequence of the Belomorsky Mobile Belt (by the example of the Chupinskaya segment): Summary PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Moscow: IGEM RAN; 2004. 30 p. (In Russ.)

Starikov Yu. I. Report on the results of the detailed prospecting works for collection of raw materials, carried out in the Karelian-Kola Region (Khitostrov object) in 1978–1980. 1980. Severkvartsamotsvetovye funds. (In Russ.)

Sutherland F., Zaw K. Editorial for special issue “Mineralogy and Geochemistry of Ruby”. *Minerals*. 2020;10(10):888. doi: 10.3390/min10100888

Sutherland F. L., Khin Z., Meffre F., Thompson J., Goemann K., Kyaw T., Than T. N., Mhod Z. M., Harris S. I. Diversity in ruby chemistry and its inclusions: Intra and inter-continental comparisons from Myanmar and Eastern Australia. *Minerals*. 2019;9(1):28. doi: 10.3390/min9010028

Sutherland F. L., Schwarz D., Jobbins E. A., Coenraads R. R., Webb G. Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields: A comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, gemfields. *J. Gemmol.* 1998;26:65–85.

Terekhov E. N., Levitsky V. I. Geological and structural regularities of corundum mineralization location in the northern-western Belomorje. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka = Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration*. 1991;6:3–13. (In Russ.)

Vysotskii S. V., Shcheka S. A., Barkar A. V., Nechaev V. P. Primorje: Fragment of the East Asian sapphire-bearing belt. *Vestnik DVO RAN = Bulletin of FEB RAS*. 2003;6:57–66. (In Russ.)

Vysotskii S. V., Ignat'ev A. V., Levitskii V. I., Nechaev V. P., Velivetskaya T. A., Yakovenko V. V. Geochemistry of stable oxygen and hydrogen isotopes in minerals and corundum-bearing rocks in Northern Karelia as an indicator of their unusual genesis. *Geochemistry International*. 2014;52(9):773–782. doi: 10.1134/S0016702914090109

Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Yu., Pakhomovskii Ya. A., Men'shikov Yu. P. Minerals of the Khibiny massif. Moscow: Zemlya; 1999. 326 p. (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 09.02.2023; принята к публикации / accepted: 25.02.2023.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Барнов Николай Георгиевич

канд. геол.-мин. наук, доцент

e-mail: barnov@inbox.ru

Щипцов Владимир Владимирович

д-р геол.-мин. наук, заведующий отделом минерального сырья ИГ КарНЦ РАН; профессор кафедры наук о Земле и геотехнологий ПетрГУ

e-mail: vv.shchiptsov@gmail.com

Бубнова Татьяна Петровна

научный сотрудник ИГ КарНЦ РАН; старший преподаватель кафедры наук о Земле и геотехнологий ПетрГУ

e-mail: bubnova@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Barnov, Nikolai

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor

Shchiptsov, Vladimir

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Mineral Materials Department, Institute of Geology KarRC RAS; Professor PetrSU

Bubnova, Tatyana

Researcher, Institute of Geology KarRC RAS; Senior Lecturer PetrSU

УДК 549.2 (470.22)

ЭКЗОТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗ ГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛОМОРИД*

А. М. Ручьев

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»
(ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)*

Экзотические минеральные образования (ЭМО) из парагнейсов чупинской толщи беломорского комплекса пород представлены ассоциацией субмикроскопических «сферул», «трубок», «стружек» и их комбинированных разновидностей. ЭМО формировались при полиэтапном аллохимическом стресс-метаморфизме вмещающих гнейсов в высокотемпературных условиях при температурных режимах, свойственных амфиболитовой (в позднем архее) и эпидот-амфиболитовой (в раннем протерозое) фациям. Особенность ЭМО – присутствие углерода во всех составляющих их минеральных фазах. Похожее на металлическое вещество «стружек», а также ядер «сферул» и «трубок» по химическому составу и показателю Me/C (Me = Fe + элементы-примеси) сопоставимо с известными карбидами железа и близко к составу земных минералов: чалипита, ярлонгита, когенита, хаксонита. В безъядерных ЭМО и в веществе обрамления ядер среднее валовое содержание углерода, ат. %: в архейских образованиях ≈ 7 ; в протерозойских $\approx 7-11$. В преобладающей в «сферулах» и «трубках» минеральной фазе, иоците, среднее содержание углерода, ат. %: в архейских объектах ≈ 11 , в протерозойских ≈ 14 . В обломках минералов вмещающих пород (кварце, плагиоклазе, гранате, кианите), образующих включения в ЭМО, содержание углерода 7–20, но иногда достигает 46 ат. %. Особенности ЭМО, опубликованные данные о газовом составе и растворимом углеродистом эндогенном веществе газовой-жидких включений в породообразующих минералах чупинских гнейсов, наличие в них графита – свидетельства значимой, но недостаточно выясненной роли углерода и его химических соединений в качестве компонентов флюидов, способствовавших глубоким преобразованиям беломорид.

Ключевые слова: сферула; иоцит; вюстит; земные карбиды железа; когенит; чалипит; хаксонит

Для цитирования: Ручьев А. М. Экзотические минеральные образования из гнейсов чупинской толщи беломорид // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 53–72. doi: 10.17076/geo1756

Финансирование. Статья подготовлена в рамках НИР Института геологии КарНЦ РАН по теме № 216 с государственным регистрационным № 1022040400124-6-1.5.5.

* Редколлегия обращает внимание, что статья прошла полное рецензирование и получила поддержку рецензентов, однако интерпретация представленных данных является дискуссионной, а обсуждаемые минеральные образования могут иметь техногенную природу.

A. M. Ruchyev. EXOTIC MINERAL PRODUCTS FROM THE CHUPA GNEISSES OF THE BELOMORIDES

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

Exotic mineral products (EMP) in the Chupa paragneisses of the Belomorian rock complex occur as an association of submicroscopic “spherules”, “pipes”, “chips” and their combined varieties. EMPs were derived by multi-stage allochemical stress-metamorphism of host gneisses at high pressure in temperature regimes typical of amphibolite (in the Late Archean) and epidote-amphibolite (in the Early Proterozoic) facies. One distinctive feature of EMPs is the presence of carbon in all of their mineral phases. The metal-like substance of “chips” and the cores of “spherules” and “pipes” is comparable in chemical composition and the Me/C index (Me = Fe + impurity elements) with known iron carbides, and is similar in composition to terrestrial minerals, such as chalypite, yarlongite, cohenite, and haxonite. The average bulk carbon content of core-free EMPs and core margin substance (at.%) is ≈ 7 for Archean and $\approx 7-11$ for Proterozoic rocks. The average carbon content of iozite, a mineral phase prevalent in “spherules” and “pipes”, is ≈ 11 at.% for Archean and ≈ 14 at.% for Proterozoic units. The carbon content of the mineral fragments of host rocks (quartz, plagioclase, garnet, and kyanite), which form inclusions in EMPs, is 7-20 to 46 at.%. The distinctive characteristics of the EMPs, publications on the gas composition and soluble carbonaceous endogenic material of gas-liquid inclusions in the rock-forming minerals of Chupa gneisses, and the presence of graphite therein provide evidence for the significant, yet poorly understood contribution of carbon and its chemical compounds as fluid constituents to the high-grade metamorphism of the Belomorides.

Keywords: spherule; iozite; wustite; terrestrial iron carbides; cohenite; chalypite; haxonite

For citation: Ruchyev A. M. Exotic mineral products from the Chupa gneisses of the Belomorides. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2023. No. 2. P. 53–72. doi: 10.17076/geo1756

Funding. The article was prepared within state-funded research theme #216 of the Institute of Geology KarRC RAS, state registration #1022040400124-6-1.5.5.

Введение

В разнообразных горных породах могут присутствовать преимущественно субмикроскопические силикатные, силикатно-оксидные, силикатно-оксидно-железные, оксидно-железные и иные по составу экзотические минеральные образования (ЭМО), которые с учетом их характерных морфологических особенностей именуются «глобулами», «глобулитами», «сферулами», «сфероидами», «шариками», «стружкой» и т. д. Сведения, в различных аспектах характеризующие эти объекты, изложены в многочисленных статьях. Среди них выделяется обобщающая публикация [Лукин, 2013 и ссылки в ней]. Ее наличие освобождает от необходимости приводить здесь какой-либо обзор, так как он неизбежно будет менее полным, чем уже сделанный.

Следует лишь отметить, что различия свойств ЭМО и геологических обстановок в местах находок используются для аргументации суждений об их космической или земной при-

роде и условиях образования. Изучение ЭМО земного происхождения дало интересные и важные новые знания, расширяющие и уточняющие представления об их генезисе, а также о специфике процессов петро-, рудогенеза [Малич, 1999; Сандиминова и др., 2003; Пушкарев и др., 2007; Щека, Гребенников, 2009 и др.].

Изложенные далее преимущественно фактографические сведения – первые результаты изучения ЭМО из гнейсов чупинской толщи беломорид Северной Карелии.

Материалы и методы

Содержащий ЭМО исходный материал – образцы метаморфических разновидностей гнейсов с Восточнослюдозерского участка Лоушского пегматитового поля, геологические особенности которого всесторонне и детально охарактеризованы [Гродницкий и др., 1985; Ручьев, 2009, 2010 и др.].

Отмечалось [Сандиминова и др., 2003], что «сферулы», образующиеся в полостях горных

пород, выкрашиваются при изготовлении шлифов, отсутствуют в них или встречаются очень редко. Образцы чупинских гнейсов в этом отношении не являются исключением, поэтому объекты исследований извлекались из магнитных фракций протолочек пород. Магнитной обработке были подвергнуты несколько десятков проб гнейсов, измельченных по одной и той же технологии. Индикатором присутствия ЭМО служили хорошо заметные в магнитной фракции «сферулы». Наличие этих объектов в одних пробах и отсутствие в других – аргумент в пользу их природного происхождения.

Определение химического состава ЭМО и их компонентов выполнялось в Центре коллективного пользования КарНЦ РАН (Петрозаводск). Использовался сканирующий электронный микроскоп VEGA II LSH (Tescan, Чехия), оснащенный энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 и детектором SDD X-Act3 (Oxford Inca Energy, Великобритания). Программное обеспечение – Oxford Instruments INCA 4.07, Microanalysis Suite Issue17+SP1. Условия анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 20 нА, диаметр пучка – 2 мкм, количество каналов – 1, размер спектра – 0–10 кэВ, время накопления – 60–180 сек. Калибровочные стандарты и рентгеновские линии – О-Ка (кварц), С-Ка (графит), Si-Ка (кварц), Са-Ка (воластонит), Al-Ка (Al_2O_3), Mg-Ка (MgO), Ti-Ка (металл Ti), Mn-Ка (металл Mn), Fe-Ка (металл Fe), Co-Ка (металл Co), Ni-Ка (металл Ni), Cu-Ка (металл Cu), Na-Ка (альбит), K-Ка (ортоклаз), S-Ка (FeS_2), Dy-La ($DyPO_4$).

Для выявления и определения собственных минеральных фаз углерода применялся спектрометр комбинационного рассеяния Nicolet Almega XR (Thermo Fisher Scientific, США) с зеленым лазером (532 нм, Nd:YAG). Фокусировка возбуждающего лазерного луча на образце и сбор сигнала комбинационного рассеяния света с области диаметром 2 мкм обеспечивались конфокальным микроскопом с объективом 50 \times . Анализировались полученные при времени экспозиции 30–60 секунд спектры комбинационного рассеяния света с разрешением 2 см⁻¹, снятые в диапазоне 1000–2000 см⁻¹.

Изготавливались препараты двух типов. Одни из них – закрепленные на двустороннем токопроводящем скотче ЭМО, природные свойства которых, как выяснилось, позволяют обойтись без нанесения электропроводящего покрытия. Другие – напыленные бериллием аншлифы минеральных образований, приклеенных эпоксидной смолой к стеклянной подложке.

Результаты и обсуждение

Парагнейсы чупинской свиты – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) аллохимического стресс-метаморфизма относительно однородных по составу граувакк протолита [Ручьев, 2000]. Формирование разновидностей гнейсов происходило в разновозрастных дискретных зонах сдвиговой деформации горных пород, инициировавшей процессы метаморфизма и контролировавшей их локализацию. Эта особенность дает возможность изучения всех продуктов последовательных преобразований. Классификация метаморфических разновидностей гнейсов выполнена в соответствии с фундаментальными физико-химическими представлениями о парагенезисе минералов и минеральной фации [Жариков, 1976], а на схеме последовательности их формирования (рис. 1), согласно рекомендации [Коржинский, 1973, с. 117], показаны естественные минеральные фации – совокупности горных пород, которые могут быть идентифицированы и выделены при геологическом картировании.

В процессе подготовки объектов исследования выяснилось, что разнообразные ЭМО часто присутствуют в образцах гнейсов второй, третьей и четвертой минеральных фаций. В гнейсе-3 «сферулы» встречаются относительно редко и, возможно, имеют реликтовый характер (унаследованы от гнейса-2). В гнейсе-1, древнейшей метаморфической разновидности парапород чупинской толщи и наименее измененном веществе их протолита [Ручьев, 2000 и др.], при целенаправленных поисках «сферулы» не найдены. Следовательно, наличие ЭМО в гнейсах нельзя связывать с осадконакоплением, рассматривая эти объекты как законсервированные в протолите гнейса-1 космические и (или) земные вулканогенные эксплозивные образования или как продукт разрушения магматических пород из источников кластического материала.

Исследовались охарактеризованные далее разновидности ЭМО из наиболее важных метаморфических разновидностей гнейсов (гнейс-2 – образец Сл-3/142,8; гнейс-4₂ – образец Сл-3/91; гнейс-4₃ – образец Сл-20/82).

«Стружки» – металлические на вид образования, чрезвычайно похожие на одноименные отходы металлообработки (рис. 2). Аналогичные объекты обнаружены в горных породах вулканических аппаратов трапповой провинции северо-запада Сибирской платформы [Горяинов, 1976], в глинах переходного слоя

Седиментогенез



Рис. 1. Схема развития естественных минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты.

Доминирующие разновидности гнейсов выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $Gr^{26\pm 10}_{72\pm 10} + Bt_{37\pm 4} + Pl + Qtz \pm Gr + \text{рудный}$; гнейс-2 – $Ky + Gr^{30\pm 9}_{70\pm 4} + Bt_{38\pm 4} \pm Kfs (Or) + Pl + Qtz \pm Kln \pm Ill \pm Gr + \text{рудный}$; гнейс-3₁ – $Ky + Gr^{23\pm 4}_{75\pm 4} + Bt_{39\pm 4} + Pl + Qtz \pm Kln \pm Ill \pm Gr + \text{рудный}$; гнейс-3₂ – $Ky + Gr^{18\pm 4}_{80\pm 5} \pm Kfs + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz \pm Gr + \text{рудный}$. Символы минералов: *Bt* – биотит, *Grt* – гранат, *Qtz* – кварц, *Ky* – кианит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Or* – ортоклаз, *Pl* – плагиоклаз, *Ms* – мусковит, *Kln* – кандиты; *Ill* – «иллиты»; *Gr* – графит; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Fig. 1. Scheme showing the evolution of the natural mineral facies and mineral parageneses of Chupa gneisses.

Dominant gneiss varieties are shown in bold type; mineral parageneses: gneiss-1 – $Gr^{26\pm 10}_{72\pm 10} + Bt_{37\pm 4} + Pl + Qtz \pm Gr + \text{ore-bearing}$; gneiss-2 – $Ky + Gr^{30\pm 9}_{70\pm 4} + Bt_{38\pm 4} \pm Kfs (Or) + Pl + Qtz \pm Kln \pm Ill \pm Gr + \text{ore-bearing}$; gneiss-3₁ – $Ky + Gr^{23\pm 4}_{75\pm 4} + Bt_{39\pm 4} + Pl + Qtz \pm Kln \pm Ill \pm Gr + \text{ore-bearing}$; gneiss-3₂ – $Ky + Gr^{18\pm 4}_{80\pm 5} \pm Kfs + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz \pm Gr + \text{ore-bearing}$. Mineral symbols: *Bt* – biotite, *Grt* – garnet, *Qtz* – quartz, *Ky* – kyanite, *Kfs* – K-feldspar, *Or* – orthoclase, *Pl* – plagioclase, *Ms* – muscovite, *Kln* – canidites; *Ill* – «illites»; *Gr* – graphites; indices after symbols: sublinear – average total iron concentration coefficient and its standard deviation, superlinear – average fraction of pyrope minal in garnet and its standard deviation

на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы) [Грачев и др., 2008, рис. 8, номера: 1, 2а, 2б, 13] и в других геологических обстановках. Ярко выраженная морфологическая особенность этих лентообразных образований – различие рельефа противоположных сторон (рис. 2, а, б, с): «...на уплощенной стороне рифленость ориентирована вдоль вытянутости частички и напоминает следы волочения, на противоположной стороне она ориентирована поперек. В этом случае рифленость похожа на миниатюрные наплывы вещества ... или представлена перпендикулярными к поверхности «стружки» лепестковидными пластинками» [Горяинов, 1976, с. 1737]. Процитированное описание соответствует особенностям «стружек» из чупинских гнейсов, следует лишь уточнить, что «наплывы» или «лепестковидные пластинки», судя по некоторым сечениям, ориентированы под острым углом к плоскости ленты.

«Сферулы» – разновидности ЭМО, форма которых близка к шарообразной. Термин используется в собирательном смысле, так как далеко не все наблюдавшиеся объекты имеют

идеальную сферическую форму. Некоторые из них – полусферы, а также большие или меньшие по объему части минеральных сфероидов, ограниченные субплоскостной поверхностью – следом субстрата, на котором объект формировался. Встречаются сростки минералов субстрата и ЭМО (рис. 3, а). Нередко «сферулы» нарастают на «стружки» или образуются на их окончаниях (рис. 2, d, e, f).

«Сферулы» из гнейсов имеют различные размеры, но для исследований выбирались наиболее крупные, о величине которых позволяют судить масштабные линейки. Такие «сферулы» могут быть полыми с полигональным строением очень тонких стенок (рис. 3, а, б, с), полыми с различной толщиной губчатых или массивных стенок, сплошными губчатыми (рис. 3, d, e) или массивными образованиями (рис. 3, f). Массивные «сферулы» иногда имеют «колосовидную» внутреннюю структуру, характерную для метеоритных хондр. Во многих «сферулах» есть ядро, похожее на металлическое, реже – несколько мелких ядер (рис. 3, g, h). Типичная особенность таких «сферул» – наличие около ядра полости (место газового пузыря?) (рис. 3, g, h).

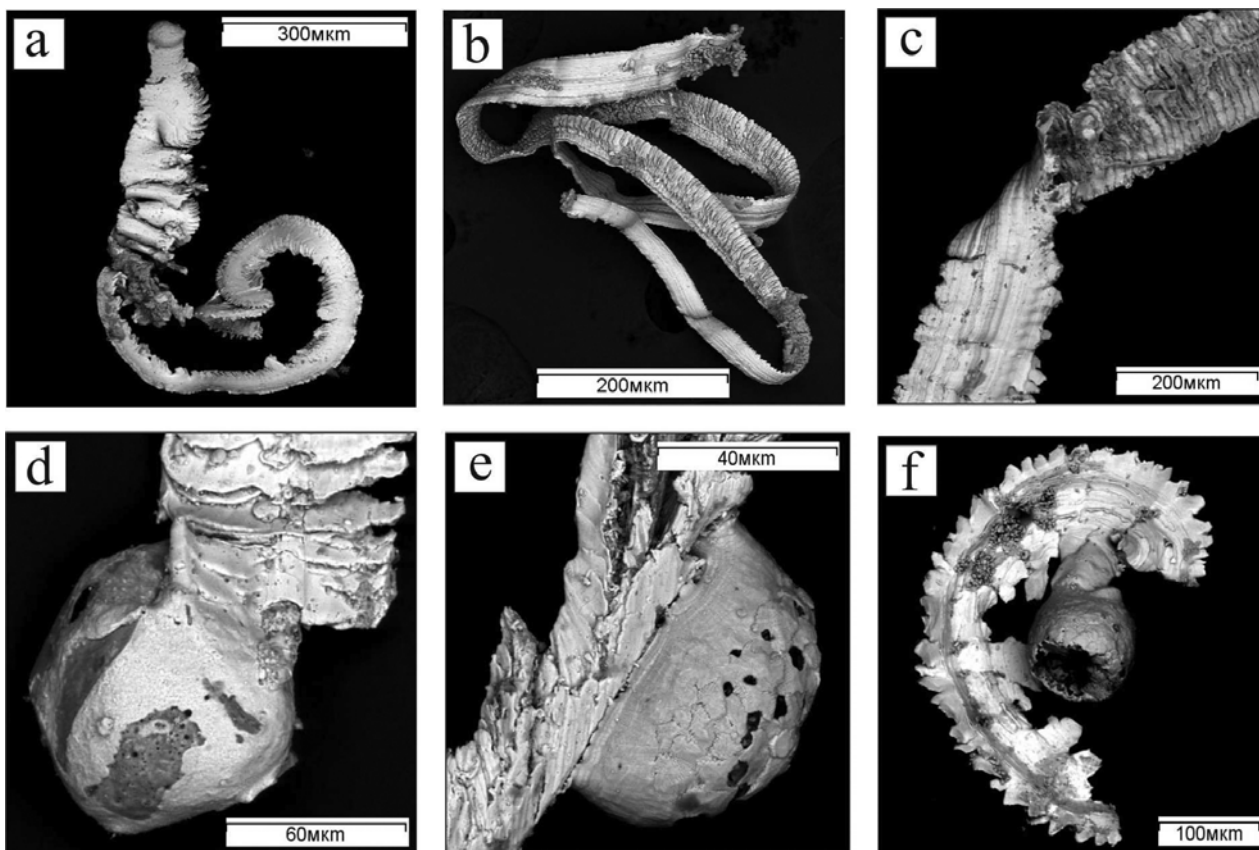


Рис. 2. «Стружки» из образцов метаморфических разновидностей гнейсов чупинской свиты: а – из образца Сл-3/142,8 гнейса-2; б–ф – из образца Сл-3/91 гнейса-4₂; б, с – отчетливо видны различия рельефа поверхности противоположных сторон «стружки»; д–ф – различные варианты нарастания «сферул» на «стружки». Здесь и на рис. 3, 4, 6 – изображение в обратно отраженных электронах

Fig. 2. «Chips» from the metamorphic varieties of Chupa gneisses:

а – from sample Сл-3/142,8 of gneiss-2; б–ф – from sample Сл-3/91 of gneiss-4₂; б, с – differences in the surface relief of the opposite sides of a «chip» are well-defined; д–ф – various options of the overgrowing of «spherules» by «chips». Here and in Figs. 3, 4, and 6 – BSE image

Вещество ядер – не ковкое, оно разрушается в порошок при раздавливании между двух стекол, царапая их. В некоторых «сферулах» вместе с субизометричным ядром (ядрами) присутствуют «стружки», нередко спирально скрученные или сильно деформированные (рис. 3, i). Нарастание на «стружки» и наличие последних внутри «сферул» – признаки более позднего формирования «сферул».

«Трубки» – разновидности ЭМО, сложенные такими же вещественными образованиями, как и «сферулы», но имеющие четко выраженное удлинение и преобладающие субцилиндрические или субконические формы (рис. 4). В срезах «трубок» нередко виден внутренний полый канал (рис. 4, б–д, ф). В утолщениях его стенок могут находиться изометричные ядра (рис. 4, а), но более характерны инкапсулированные «стружки» (рис. 4, б, д–ф).

В «сферулах» и «трубках» в виде включений присутствуют мелкие остроугольные облом-

ки породообразующих и акцессорных минералов вмещающих гнейсов, что указывает на дезинтеграцию горных пород, предшествующую или синхронную образованию ЭМО. Об интенсивной деформации, приводившей к потере сплошности и дилатансии гнейсов, также свидетельствуют бластокатакlastические структуры, типичные для некоторых участков свекофенских диафоритов четвертой минеральной фации.

Химический состав ЭМО и их минеральных фаз сначала определялся в препаратах, не требовавших нанесения электропроводящего покрытия. Это позволило сразу же выявить важную особенность ЭМО – повышенное содержание углерода во всех слагающих их минеральных фазах.

Валовый химический состав «неметаллического» вещества «сферул» и «трубок» определялся площадным анализом их внешней поверхности, сколов и срезов в аншлифах.

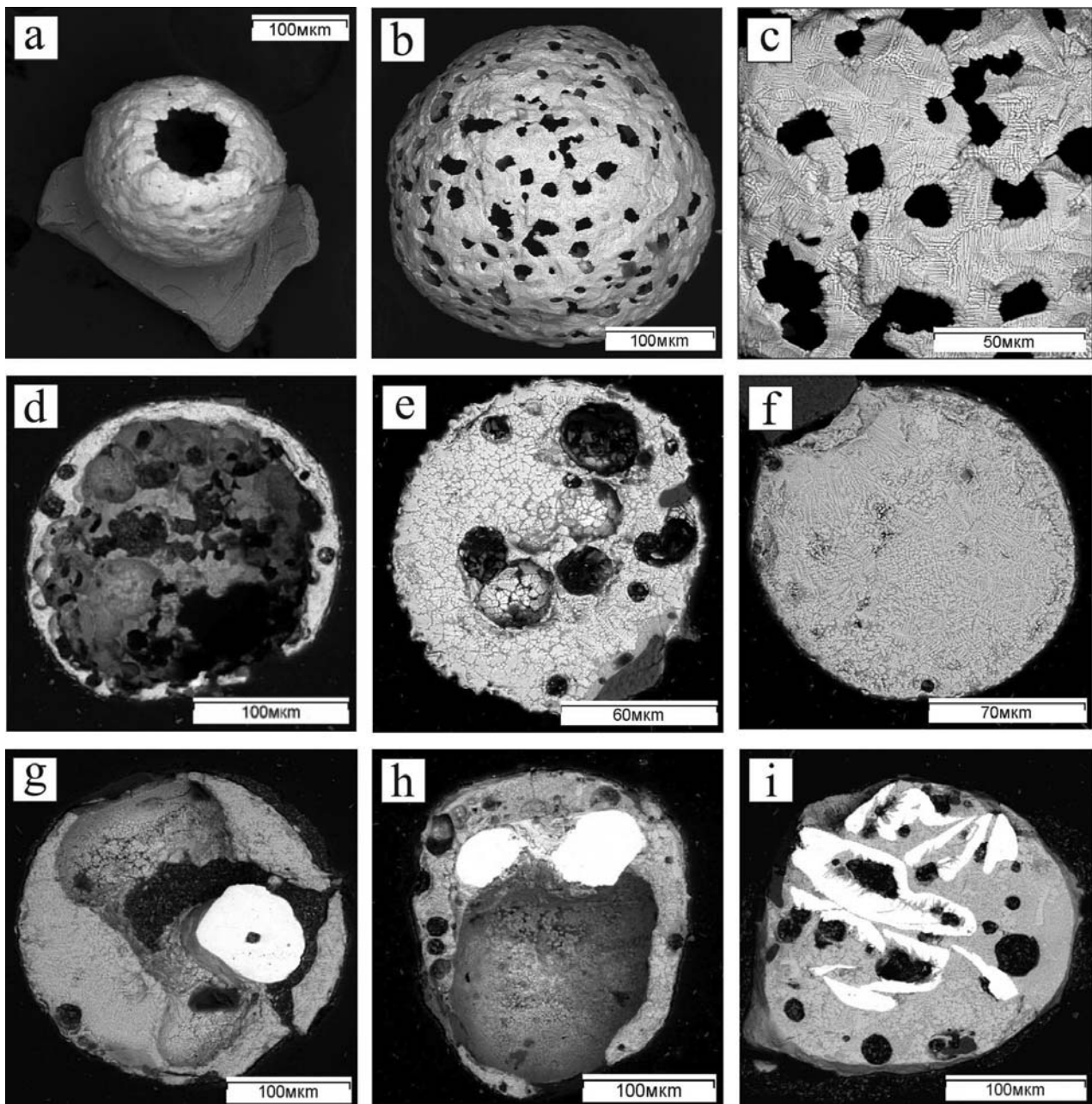


Рис. 3. «Сферулы» из разновидностей гнейсов чупинской свиты:

а – тонкостенная полая «сферула» на биотитовом субстрате; б – ажурная полая «сферула» с минимальной толщиной стенок; с – увеличенный участок полигональной поверхности «сферулы», показанной на фрагменте б, видна структура распада твердого раствора; д, е – полые «сферулы» с различной толщиной массивных или губчатых стенок; ф – массивная «сферула» с включением обломков породообразующих минералов; г – массивная «сферула» с похожим на металлическое ядром и большой полостью; h – «сферула» с двумя ядрами и большой полостью; i – «стружки» внутри массивной «сферулы»

Fig. 3. «Spherules» from Chupa gneiss varieties:

a – thin-walled hollow «spherule» on biotite substrate; b – ornamental hollow «spherule» with minimum wall thickness; c – close-up of a polygonal «spherule» surface site shown in b, solid solution decomposition structure is visible; d, e – hollow «spherules» with variable massive or spongy wall thickness; f – massive «spherule» with rock-forming mineral fragment inclusions; g – massive «spherule» with a metal-like core and a large cavity; h – «spherule» with two cores and a large cavity; i – «chips» within a massive «spherule»

Сведения о среднем содержании элементов, полученные при статистической обработке фактических данных анализа в аншлифах (табл. 1), показывают, что главные из них – железо, кислород, кремний, алюминий и углерод.

Содержание остальных элементов не превышает одного процента, и они могут считаться примесями. Ярво выраженных различий в химических составах разновозрастных сферул нет, но намечаются некоторые слабые тенден-

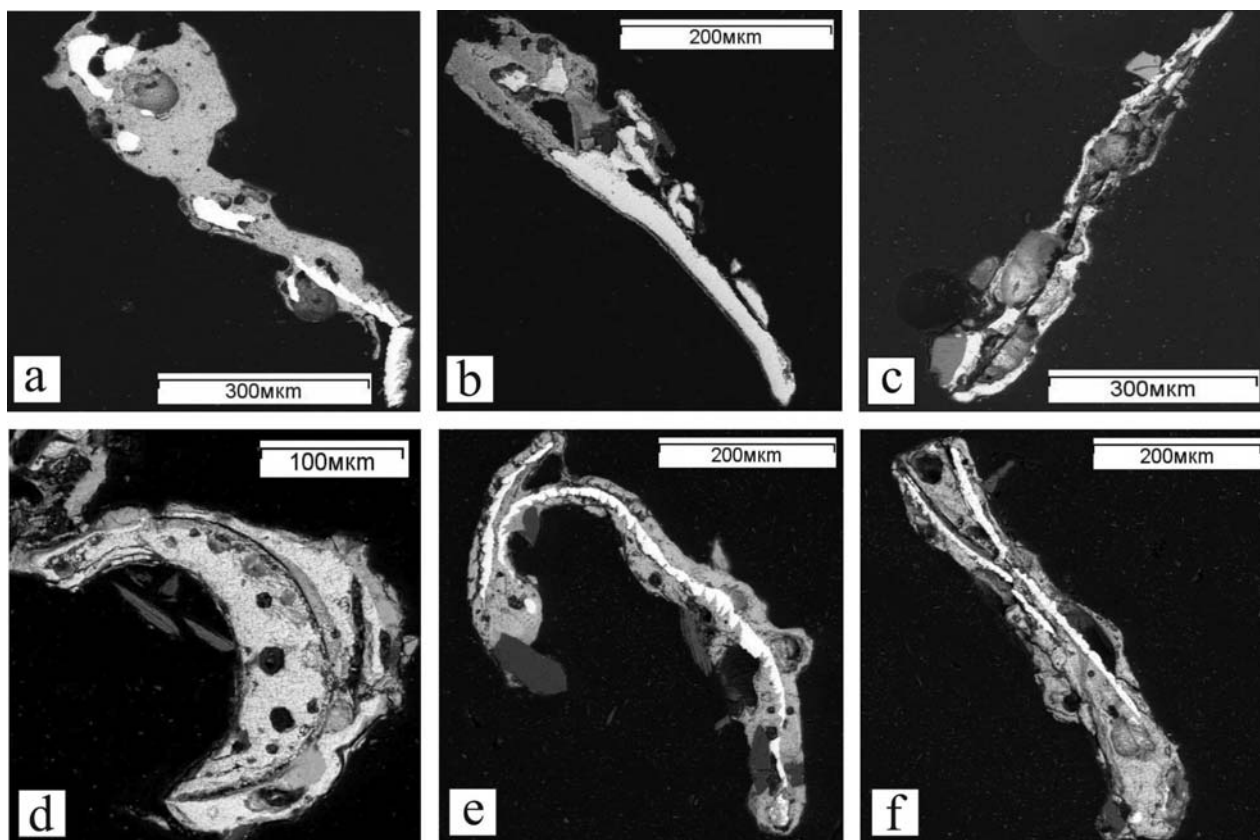


Рис. 4. «Трубки» из разновидностей гнейсов чупинской свиты:

а – «трубка», содержащая несколько мелких ядер и «стружку»; б, е, ф – примеры обрастания «стружек» «трубками»; б, с, д, ф – «трубки» с полым внутренним каналом

Fig. 4. «Pipes» from Chupa gneiss varieties:

а – «pipe» containing several small cores and «chips»; б, е, ф – examples of the overgrowing of «chips» with «pipes»; б, с, д, ф – «pipes» with a hollow internal channel

Таблица 1. Нормализованный химический состав «неметаллического» вещества ЭМО

Table 1. Normalized chemical composition of the «non-metallic» substance of EMP

| Элемент Element | Гнейс-2, образец Сл-3/142,8 Gneiss-2, sample Сл-3/142,8 | | | | Гнейс-4 ₂ , образец Сл-3/91 Gneiss-4 ₂ , sample Сл-3/91 | | | | Гнейс-4 ₃ , образец Сл-20/82 Gneiss-4 ₃ , sample Сл-20/82 | | | |
|--------------------|--|------------------|------------------|------|--|------------------|------------------|------|--|------------------|------------------|------|
| | X (n=8) | X _{max} | X _{min} | s | X (n=28) | X _{max} | X _{min} | s | X (n=16) | X _{max} | X _{min} | s |
| | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | |
| C | 2,74 | 3,54 | 1,17 | 0,77 | 4,60 | 9,06 | 1,37 | 2,03 | 2,93 | 7 | 1 | 1,44 |
| O | 29,34 | 30,43 | 27 | 1,12 | 29,51 | 32,84 | 25,85 | 1,60 | 28,12 | 32,1 | 24,31 | 2,17 |
| Na | 0,06 | 0,46 | 0 | 0,16 | 0,10 | 0,49 | 0 | 0,19 | 0,09 | 0,48 | 0 | 0,18 |
| Mg | 0,68 | 1,02 | 0,35 | 0,22 | 0,06 | 0,61 | 0 | 0,16 | 0,17 | 0,5 | 0 | 0,21 |
| Al | 1,91 | 2,32 | 1,31 | 0,31 | 1,17 | 2,12 | 0,35 | 0,44 | 1,38 | 2,22 | 1,08 | 0,30 |
| Si | 4,51 | 5,23 | 3,11 | 0,67 | 4,87 | 7,42 | 2,48 | 1,49 | 4,93 | 10,24 | 3,48 | 1,70 |
| S | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,21 | 0 | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K | 0,52 | 0,78 | 0,31 | 0,14 | 0,33 | 0,69 | 0 | 0,22 | 0,44 | 0,65 | 0,23 | 0,16 |
| Ti | 0,03 | 0,23 | 0 | 0,08 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ca | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,12 | 0,79 | 0 | 0,19 | 0,05 | 0,32 | 0 | 0,11 |
| Mn | 0,62 | 0,91 | 0,46 | 0,16 | 0,52 | 0,8 | 0 | 0,17 | 0,62 | 1,04 | 0,31 | 0,25 |
| Fe | 59,61 | 64,81 | 57,03 | 2,47 | 58,48 | 65,59 | 49,31 | 4,70 | 61,26 | 66,23 | 50,93 | 4,55 |
| Dy | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,23 | 1,82 | 0 | 0,58 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3: X – среднее арифметическое по нормализованным частным составам, при его расчете «следовые» содержания примесных элементов обнулялись; X_{max} – максимальное, X_{min} – минимальное содержание; s – стандартное отклонение; n – число анализов; 0 – значимое содержание не установлено.

Note. Here and in Tables 2 and 3: X is an arithmetic mean for normalized individual compositions. To calculate it, «trace» impurity element concentrations were nulled; X_{max} – maximum concentration, X_{min} – minimum concentration; s – standard deviation; n – number of analyses; 0 – significant concentration not found.

ции. Так, в «сферулах» из раннепротерозойских (свекофеннских) диафоритов, гнейсов-4₂ и -4₃, по сравнению со «сферулами» из архейских гнейсов-2 возрастает среднее содержание углерода и кремния. Только в архейских сферулах присутствует титан, но в отличие от протерозойских нет кальция и диспрозия.

«Неметаллическое» вещество «сферул» и «трубок», судя по его структуре, – двухфазный продукт распада твердого раствора. Точечным способом на естественных поверхностях «сферул», их сколах и в аншлифах определены химические составы скелетных кристаллов более плотной минеральной фазы («светлой» на изображениях в обратно отраженных электронах) (табл. 2) и менее плотного («темного») цементирующего вещества (табл. 3).

Судя по химическим особенностям «светлой» фазы (табл. 2), скелетные кристаллы в архейских и протерозойских образованиях – железистоокисные минералы, в различной степени

насыщенные углеродом. Их видовая принадлежность может быть намечена лишь приблизительно по следующим причинам: присутствие в минералах значительного и изменчивого количества углерода, структурная позиция которого не определена; полуколичественный характер анализа; вероятность искажения частных составов при попадании в анализируемый объем вещества «темной» фазы (толщина обособлений «светлой» фазы неизвестна).

При допущении, что углерод является компонентом кристаллической структуры «светлой» фазы, ее обособления по индивидуальным и средним по выборкам показателям (Me+C)/O (табл. 2) наиболее близки к нестехиометрическим монооксидам железа. Однако в составах хорошо изученных техногенных соединений этого типа наличие углерода не отмечается, поэтому правомерность допущения сомнительна.

В предположении, что в обособлениях «светлого» вещества углерод присутствует в виде

Таблица 2. Нормализованный химический состав «светлой» минеральной фазы ЭМО

Table 2. Normalized chemical composition of the «light» mineral phase of EMP

| Элемент Element | Гнейс-2, образец Сл-3/142,8 Gneiss-2, sample Сл-3/142,8 | | | | Гнейс-4 ₂ , образец Сл-3/91 Gneiss-4 ₂ , sample Сл-3/91 | | | | Гнейс-4 ₃ , образец Сл-20/82 Gneiss-4 ₃ , sample Сл-20/82 | | | |
|--------------------|--|------------------|------------------|------|--|------------------|------------------|------|--|------------------|------------------|------|
| | X (n=27) | X _{max} | X _{min} | s | X (n=32) | X _{max} | X _{min} | s | X (n=16) | X _{max} | X _{min} | s |
| | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | |
| C | 4,70 | 10,81 | 1,67 | 1,85 | 5,47 | 9,91 | 3,23 | 1,43 | 5,60 | 10,17 | 3,19 | 2,10 |
| O | 26,95 | 30,75 | 24,71 | 1,26 | 26,79 | 29,00 | 21,38 | 1,61 | 26,11 | 29,81 | 24,07 | 1,95 |
| Mg | 0,51 | 1,11 | 0 | 0,34 | 0,01 | 0,37 | 0 | 0,07 | 0,16 | 0,67 | 0 | 0,22 |
| Al | 0,62 | 1,70 | 0,29 | 0,26 | 0,28 | 0,79 | 0 | 0,24 | 0,61 | 2,46 | 0 | 0,66 |
| Si | 0,24 | 1,11 | 0 | 0,30 | 0,26 | 1,84 | 0 | 0,40 | 0,43 | 1,82 | 0 | 0,48 |
| K | 0,01 | 0,20 | 0 | 0,04 | 0,01 | 0,32 | 0 | 0,06 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| Cr | 0,14 | 0,38 | 0 | 0,15 | 0,03 | 0,31 | 0 | 0,09 | 0,07 | 0,38 | 0 | 0,12 |
| Mn | 0,37 | 0,74 | 0 | 0,24 | 0,29 | 0,65 | 0 | 0,24 | 0,47 | 1,88 | 0 | 0,40 |
| Fe | 66,45 | 71,85 | 58,62 | 2,71 | 66,40 | 70,84 | 60,61 | 2,80 | 66,57 | 70,14 | 57,08 | 3,62 |
| Dy | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,45 | 2,14 | 0 | 0,80 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Элемент Element | Содержание, ат. % Content, at. % | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | |
| C | 11,61 | 23,73 | 4,59 | 3,95 | 13,53 | 22,10 | 8,42 | 3,09 | 13,78 | 22,77 | 8,37 | 4,40 |
| O | 50,68 | 56,83 | 46,39 | 2,08 | 50,03 | 52,52 | 41,04 | 2,25 | 48,85 | 53,63 | 44,55 | 2,66 |
| Mg | 0,62 | 1,38 | 0 | 0,42 | 0,01 | 0,46 | 0 | 0,08 | 0,15 | 0,57 | 0 | 0,23 |
| Al | 0,66 | 1,87 | 0,22 | 0,30 | 0,26 | 0,82 | 0 | 0,22 | 0,62 | 2,66 | 0 | 0,67 |
| Si | 0,26 | 1,16 | 0 | 0,31 | 0,27 | 1,87 | 0 | 0,42 | 0,44 | 1,69 | 0 | 0,47 |
| K | 0,01 | 0,14 | 0 | 0,03 | 0,01 | 0,24 | 0 | 0,04 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cr | 0,08 | 0,22 | 0 | 0,09 | 0,02 | 0,17 | 0 | 0,05 | 0,04 | 0,23 | 0 | 0,07 |
| Mn | 0,20 | 0,41 | 0 | 0,14 | 0,16 | 0,37 | 0 | 0,13 | 0,26 | 1,06 | 0 | 0,22 |
| Fe | 35,89 | 42,48 | 27,67 | 2,93 | 35,62 | 40,42 | 29,13 | 2,75 | 35,87 | 39,78 | 26,62 | 3,67 |
| Dy | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,08 | 0,40 | 0,00 | 0,15 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Me+C | 49,32 | 53,61 | 43,16 | 2,09 | 49,97 | 58,97 | 47,48 | 2,25 | 51,15 | 55,44 | 46,37 | 2,66 |
| (Me+C)/O | 0,97 | 1,16 | 0,76 | 0,08 | 1,00 | 1,44 | 0,90 | 0,10 | 1,05 | 1,24 | 0,86 | 0,11 |
| Me | 45,07 | 47,85 | 40,48 | 1,47 | 44,84 | 52,61 | 42,21 | 2,11 | 46,10 | 49,32 | 42,03 | 2,22 |
| Me/O | 0,82 | 0,92 | 0,68 | 0,05 | 0,82 | 1,11 | 0,73 | 0,08 | 0,86 | 0,97 | 0,73 | 0,07 |

Примечание. Me = Fe + примесные элементы, расчет показателей Me/O и (Me+C)/O выполнен по содержанию в ат. %. Показатель Me/O определен для каждого частного состава после исключения углерода из результатов анализа.

Note. Me = Fe + impurity elements, Me/O and (Me+C)/O indices were calculated from concentrations, at. %. Me/O index was calculated for each individual composition after carbon was removed from analytical results.

самостоятельной минеральной фазы (кластеров?), не выявляемой применявшимися техническими средствами, этот элемент был исключен из результатов частных анализов. Затем рассчитывались отношения Me/O (Me = Fe + элементы-примеси; Me и O в ат. %), которые сравнивались с аналогичными показателями соединений системы Fe-O: гематита, магнетита и вюстита, являющегося аналогом природного иоцита. В идеальных по составу гематите (Fe_2O_3 , или в записи формулы на один моль атомов – $Fe_{0,400}O_{0,600}$) и магнетите (Fe_3O_4 , или $Fe_{0,429}O_{0,571}$) отношения Fe/O – постоянные величины, равные 0,67 и 0,75 соответственно. Вюстит – фаза переменного состава ($Fe_{1-x}O$), варьирующего от $Fe_{0,500}O_{0,500}$ до $Fe_{0,454}O_{0,546}$ [Демидов, Маркелов, 2017]. Показатель Fe/O, свойственный обогащенному кислородом вюститу $Fe_{0,454}O_{0,546}$ и равный 0,83, принят в качестве минимального граничного для выделения минеральных фаз, отвечающих вюститу (иоциту).

Графики сравнения проанализированных и эталонных составов (рис. 5) показывают, что в ЭМО из гнейса-2 (образец Сл-3-142,8) только два частных состава «светлой» минеральной фазы по показателю Fe/O близки к магнетиту и один к гематиту. Фигуративные точки показателей Fe/O остальных составов располагаются выше пунктира, делящего пополам интервал между линиями Fe/O магнетита и граничного состава вюстита, а несколько точек – в поле вюститовых показателей (рис. 5, а). Таким образом, есть основания полагать, что скелетные кристаллы «светлой» фазы «сферул» и «трубок» из гнейса-2 представлены преимущественно аналогом вюстита – иоцитом.

Графики, демонстрирующие химические особенности «светлой» фазы в ЭМО из пород четвертой фации (рис. 5, b, c), тоже свидетельствуют о значимом количестве кристаллов иоцита в ее минеральном составе. Особенно отчетливо это проявлено в «сферулах»

Таблица 3. Нормализованный химический состав «темной» минеральной фазы ЭМО

Table 3. Normalized chemical composition of the «dark» mineral phase of EMP

| Элемент Element | Гнейс-2, образец Сл-3/142,8 Gneiss-2, sample Сл-3/142,8 | | | | Гнейс-4 ₂ , образец Сл-3/91 Gneiss-4 ₂ , sample Сл-3/91 | | | | Гнейс-4 ₃ , образец Сл-20/82 Gneiss-4 ₃ , sample Сл-20/82 | | | |
|--------------------|--|------------------|------------------|------|--|------------------|------------------|------|--|------------------|------------------|-------|
| | X (n=22) | X _{max} | X _{min} | s | X (n=26) | X _{max} | X _{min} | s | X (n=16) | X _{max} | X _{min} | s |
| | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | |
| C | 8,62 | 17,99 | 3,07 | 3,48 | 7,12 | 10,7 | 2,94 | 1,90 | 7,62 | 13,94 | 2,94 | 3,65 |
| O | 35,95 | 38,28 | 32,81 | 1,58 | 35,18 | 38,13 | 32,1 | 1,47 | 33,50 | 36,95 | 31,95 | 1,43 |
| Na | 0,40 | 1,30 | 0 | 0,51 | 0,22 | 0,84 | 0 | 0,28 | 0,31 | 1,48 | 0 | 0,40 |
| Mg | 0,80 | 2,31 | 0 | 0,58 | 0,04 | 0,46 | 0 | 0,12 | 0,14 | 0,46 | 0 | 0,17 |
| Al | 4,29 | 9,63 | 0,79 | 2,02 | 1,75 | 3,06 | 0,51 | 0,82 | 1,56 | 3,97 | 0 | 1,05 |
| Si | 10,81 | 12,39 | 6,27 | 1,43 | 11,80 | 13,03 | 10,4 | 0,65 | 11,81 | 16,09 | 9,94 | 1,44 |
| S | 0,28 | 1,44 | 0 | 0,40 | 0,06 | 0,38 | 0 | 0,11 | 0,05 | 0,4 | 0 | 0,12 |
| K | 0,89 | 2,80 | 0 | 0,55 | 0,52 | 1,01 | 0 | 0,30 | 0,44 | 0,99 | 0 | 0,21 |
| Ti | | | | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,2 | 0 | 0,05 |
| Ca | 0,47 | 1,03 | 0 | 0,32 | 0,11 | 0,43 | 0 | 0,16 | 0,23 | 0,89 | 0 | 0,25 |
| Mn | 0,70 | 1,22 | 0,33 | 0,23 | 0,69 | 1,04 | 0 | 0,25 | 3,27 | 43,15 | 0,31 | 10,64 |
| Fe | 36,78 | 42,38 | 30,20 | 3,73 | 42,40 | 50,68 | 34,3 | 3,52 | 40,92 | 50,12 | 0 | 11,98 |
| Mo | | | | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,05 | 0,75 | 0 | 0,19 |
| Dy | | | | | 0,11 | 1,69 | 0 | 0,41 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Элемент Element | Содержание, ат. % Content, at. % | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | |
| C | 16,51 | 31,46 | 6,58 | 5,58 | 14,43 | 21 | 6,71 | 3,39 | 15,35 | 25,59 | 6,68 | 6,47 |
| O | 52,68 | 56,70 | 45,66 | 2,71 | 53,94 | 56,77 | 49,51 | 1,78 | 52,00 | 57,1 | 45,96 | 3,17 |
| Na | 0,39 | 1,29 | 0 | 0,51 | 0,23 | 0,89 | 0 | 0,29 | 0,31 | 1,42 | 0 | 0,40 |
| Mg | 0,76 | 2,04 | 0 | 0,51 | 0,04 | 0,45 | 0 | 0,12 | 0,15 | 0,47 | 0 | 0,18 |
| Al | 3,71 | 8,59 | 0,73 | 1,71 | 1,58 | 2,84 | 0,45 | 0,73 | 1,48 | 3,25 | 0,27 | 0,87 |
| Si | 9,07 | 10,88 | 4,80 | 1,48 | 10,32 | 11,88 | 9,02 | 0,76 | 10,45 | 13,29 | 8,13 | 1,37 |
| S | 0,22 | 1,14 | 0 | 0,31 | 0,05 | 0,25 | 0 | 0,08 | 0,04 | 0,33 | 0 | 0,10 |
| K | 0,54 | 1,68 | 0 | 0,34 | 0,32 | 0,66 | 0 | 0,18 | 0,28 | 0,63 | 0 | 0,14 |
| Ti | | | | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,11 | 0 | 0,03 |
| Ca | 0,27 | 0,59 | 0 | 0,18 | 0,06 | 0,26 | 0 | 0,09 | 0,12 | 0,49 | 0 | 0,14 |
| Mn | 0,31 | 0,57 | 0,13 | 0,11 | 0,31 | 0,44 | 0 | 0,11 | 0,27 | 0,4 | 0,13 | 0,08 |
| Fe | 15,53 | 19,27 | 11,20 | 2,35 | 18,70 | 24,85 | 13,86 | 2,28 | 19,54 | 24,52 | 13 | 3,37 |
| Mo | 47,32 | 54,35 | 43,29 | 2,71 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,18 | 0 | 0,05 |
| Dy | 0,90 | 1,19 | 0,76 | 0,10 | 0,02 | 0,27 | 0 | 0,06 | 0 | 0 | 0 | 0 |

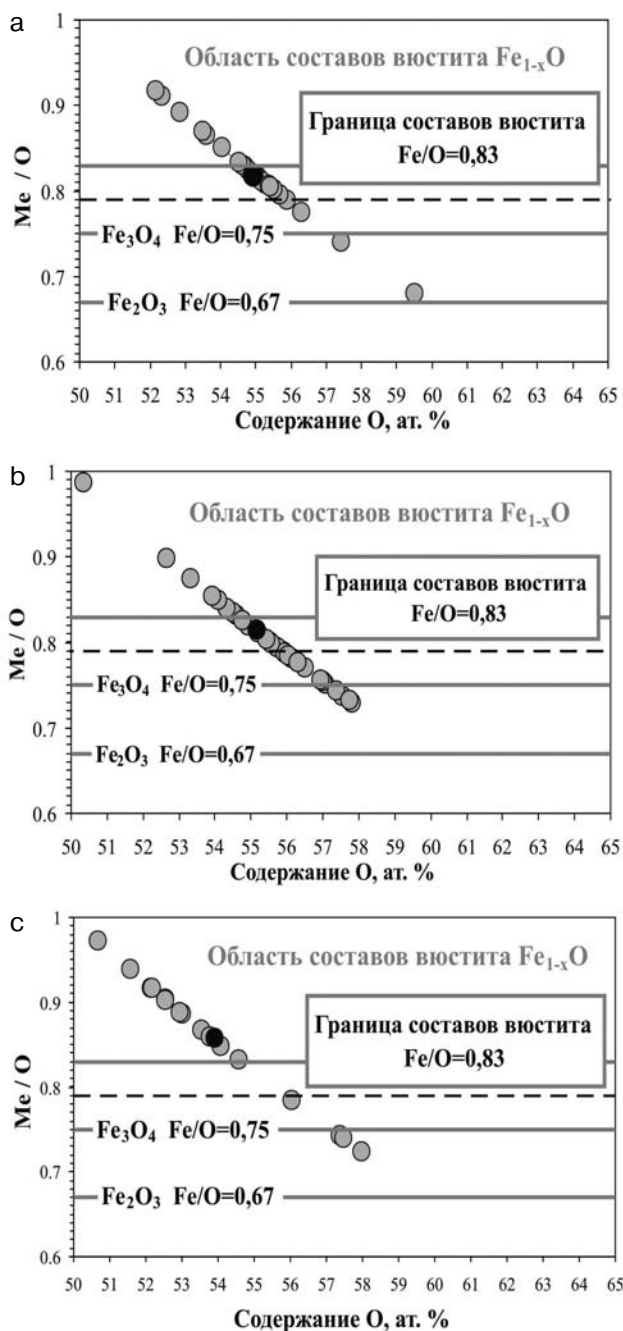


Рис. 5. Графики сравнения по показателю Me/O (Me = Fe + элементы-примеси; Me и O в ат. %) проанализированных составов скелетных кристаллов «светлой» фазы и идеальных составов гематита (Fe_2O_3), магнетита (Fe_3O_4) и вюститита (FeO):

а – ЭМО из образца Сл-3-142,8 гнейса-2; б – ЭМО из образца Сл-3/91 гнейса-4₂; с – ЭМО из образца Сл-20/82 гнейса-4₃; черный кружок – среднее значение

Fig. 5. Plots showing comparison in the Me/O index (Me = Fe + impurity elements; Me and O in at. %) of the analyzed compositions of the skeletal crystals of a «light» phase and perfect compositions of hematite (Fe_2O_3), magnetite (Fe_3O_4), wuestite (FeO):

а – EMP from sample Сл-3-142.8 of gneiss-2; б – EMP from sample Сл-3/91 of gneiss-4₂; с – EMP from sample Сл-20/82 of gneiss-4₃; the black circle is the average value

и «трубках» из образца Сл-20/82 гнейса-4₃ (рис. 5, с). Магнетит в протерозойских образованиях встречается чаще, чем в архейских. По относительному количеству его скелетных кристаллов лидируют ЭМО из образца Сл-3/91 гнейса-4₂ (рис. 5, б).

«Темная» фаза с учетом вариативности содержания химических элементов и их соотношений в частных анализах характеризуется усредненными составами (табл. 3), близкими в разновозрастных ЭМО. По сравнению с архейскими протерозойские образования лишь немного обеднены алюминием и обогащены железом. В минералогическом аспекте «темная» фаза не определена, можно лишь отметить, что при исключении углерода из данных анализов проявляется сходство многих частных, а также усредненных составов с химическим составом фаялита.

Химический состав ядер «сферул» и «трубок» определялся и в препаратах, не требовавших электропроводящего покрытия (рис. 6, а–f), и в аншлифах (рис. 6, g, i). «Стружки», как правило, снаружи покрыты тонкой оксидной пленкой, поэтому анализ их внутренней части выполнялся на разрезах в аншлифах.

В расколотых ЭМО хорошо видны разнотельная структура ядер и полигональные границы зерен на их поверхности (рис. 6, b, d, f). В некоторых деформированных ядрах начавшие выкрашиваться, но не отвалившиеся зерна имеют близкую к изометричной форму. Химические данные, полученные при изучении расколотых ЭМО, характеризуют индивидуальные особенности зерен, в пределах видимых границ которых выполнялся точечный микрозондовый анализ (рис. 6, b, d, f). В качестве примера таких первичных материалов приводятся результаты анализов (табл. 4) объектов, показанных на рис. 6, а–f.

В аншлифах границы зерен чаще всего не видны. Для получения более полной информации и выявления возможной зональности таких ядер выполнялся анализ по профилям (рис. 6, g). В редких случаях неоднородность вещества ядер проявлена достаточно отчетливо (рис. 6, h, i). Иногда она выражена в виде концентрической зональности (рис. 6, h): внутренняя часть ядра сложена более плотным материалом, периферия – менее плотным, цементирующим обособления такого же вещества, как в центральной части. В других случаях картина морфологически иная, но соотношения фаз такие же: менее плотный (более темный на изображениях) материал играет роль матрицы или связующего (рис. 6, i). Представление о химическом составе минеральных фаз неко-

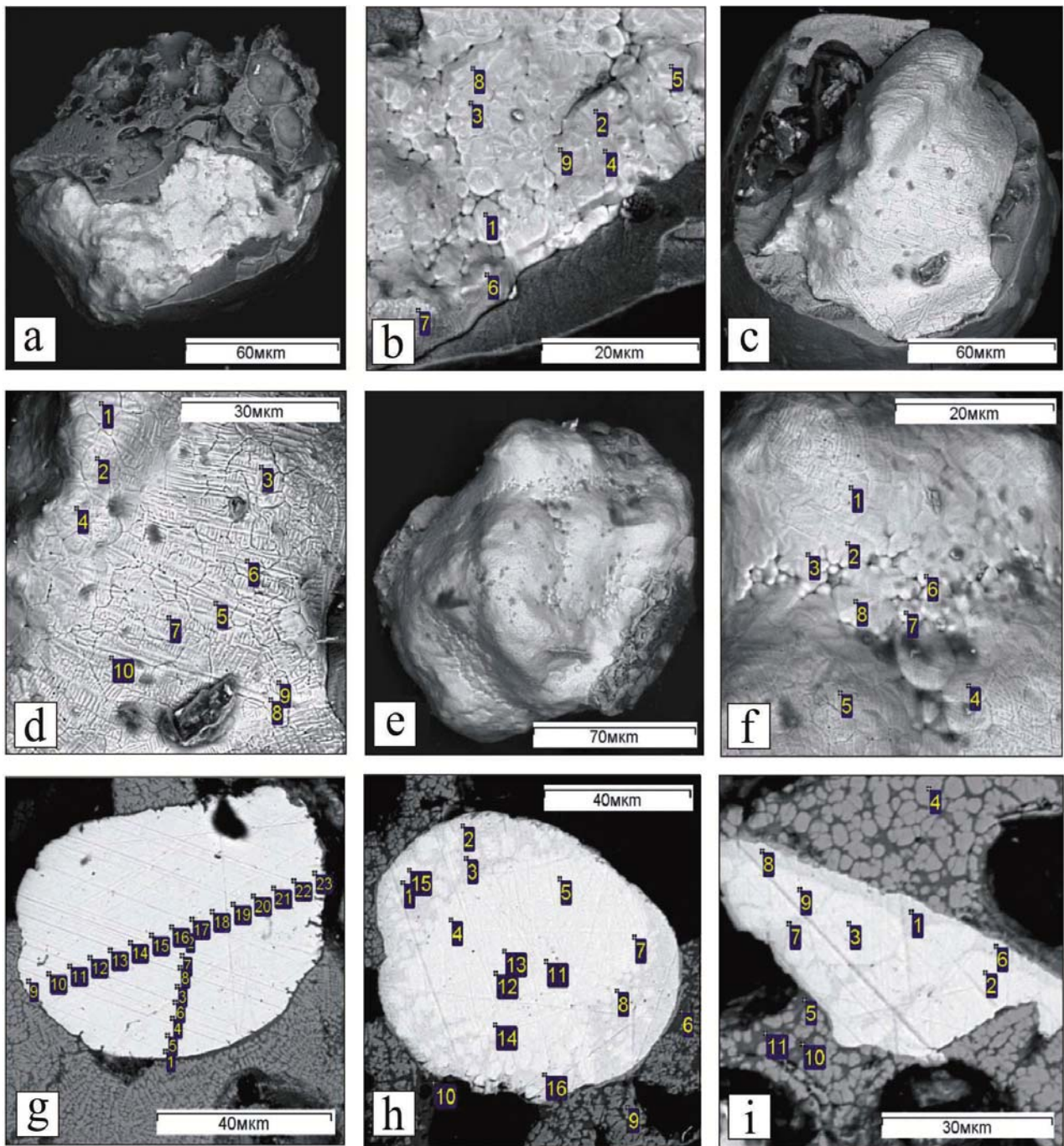


Рис. 6. Примеры проанализированных ядер сферул:

а–г – ЭМО из образца Сл-3/142,8 гнейса-2: а – расколотая сферула с крупным ядром; б – участок анализа (Ya) ее ядра Ya3, видны полигональные границы зерен, номера точек анализа соответствуют номерам спектров (Cп) Ya3Cп1-9 в табл. 4; с – расколотая сферула с крупным ядром; d – участок анализа ее ядра, спектры Ya5Cп1-8 (табл. 4); e – почти полностью обколотое ядро, в его самой выпуклой части сделаны анализы Ya18Cп1-2 (табл. 4); f – второй участок анализа ядра, спектры Ya19Cп1-8 в табл. 4; g – профиль по визуально однородному ядру, спектры Ya63Cп1-23 (табл. 5); h, g – ЭМО из образца Сл-20/82 гнейс-4₃: h – зональное ядро, спектры Ya5Cп1-16 (табл. 5); i – зональное ядро, спектры Ya14Cп1-9 (табл. 5); изображения в обратно отраженных электронах

Fig. 6. Examples of analyzed «spherule» cores:

а–г – EMP from sample Сл-3/142,8 of gneiss-2: а – split-up «spherule» with a big core; b – analyzed site (Ya) of its core Ya3, polygonal grain boundaries are visible, analytical point numbers are consistent with spectrum numbers (Cп) Ya3Cп1-9 in Table 4; с – split-up «spherule» with a big core; d – part of its core analyzed, spectrum Ya5Cп1-8 (Table 4); e – almost completely split-up core, Ya18Cп1-2 were performed in its most convex portion (Table 4); f – other portion of the same core, spectra Ya19Cп1-8 in Table 4; g – profile along a visually isotropic core, spectra Ya63Cп1-23 (Table 5); h, g – EMP from sample Сл-20/82 of gneiss-4₃: h – zonal core, spectra Ya5Cп1-16 (Table 5); i – zonal core, spectra Ya14Cп1-9 (Table 5)

Таблица 4. Нормализованный химический состав зерен в ядрах расколотых «сферул» из образца Сл-3/142,8 гнейса-2

Table 4. Normalized chemical composition of grains in the cores of split «spherules» from sample Сл-3/142,8 of gneiss-2

| Участок анализа (Ya), спектр (Cп) Analysis site (Ya), Spectrum (Cп) | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | | Me/C |
|--|--------------------------------------|------|------|-------|-------------------------------------|------|------|-------|-------|
| | C | Si | Mn | Fe | C | Si | Mn | Fe | |
| Ya3Cп1 | 7,09 | 0,73 | 0,45 | 91,73 | 26,03 | 1,15 | 0,36 | 72,46 | 2,84 |
| Ya3Cп2 | 5,51 | - | 0,52 | 93,96 | 21,34 | - | 0,44 | 78,21 | 3,69 |
| Ya3Cп3 | 5,67 | 0,27 | 0,39 | 93,67 | 21,78 | 0,44 | 0,33 | 77,44 | 3,59 |
| Ya3Cп4 | 5,18 | - | 0,62 | 94,2 | 20,25 | - | 0,53 | 79,22 | 3,94 |
| Ya3Cп5 | 6,04 | 0,37 | 0,53 | 93,06 | 22,95 | 0,59 | 0,44 | 76,02 | 3,36 |
| Ya3Cп6 | 6,24 | 0,52 | 0,68 | 92,56 | 23,52 | 0,84 | 0,56 | 75,08 | 3,25 |
| Ya3Cп7 | 7,77 | 0,3 | 0,47 | 91,47 | 28,07 | 0,47 | 0,37 | 71,1 | 2,56 |
| Ya3Cп8 | 4,69 | 0,46 | 0,72 | 94,14 | 18,55 | 0,77 | 0,62 | 80,06 | 4,39 |
| Ya3Cп9 | 5,02 | - | 0,48 | 94,5 | 19,73 | - | 0,41 | 79,85 | 4,07 |
| Ya5Cп1 | 5,87 | 0,42 | 0,74 | 92,97 | 22,39 | 0,68 | 0,62 | 76,31 | 3,47 |
| Ya5Cп2 | 3,33 | 0,32 | 0,62 | 95,73 | 13,76 | 0,56 | 0,56 | 85,12 | 6,27 |
| Ya5Cп3 | 5,99 | - | 0,54 | 93,47 | 22,86 | - | 0,45 | 76,69 | 3,37 |
| Ya5Cп4 | 5,47 | 0,31 | 0,69 | 93,54 | 21,14 | 0,51 | 0,58 | 77,77 | 3,73 |
| Ya5Cп5 | 3,57 | 0,33 | 0,67 | 95,43 | 14,64 | 0,58 | 0,6 | 84,17 | 5,83 |
| Ya5Cп6 | 1,76 | 0,2 | 0,56 | 97,48 | 7,66 | 0,38 | 0,54 | 91,42 | 12,05 |
| Ya5Cп7 | 3,55 | 0,34 | 0,77 | 95,35 | 14,55 | 0,6 | 0,69 | 84,17 | 5,87 |
| Ya5Cп8 | 3,76 | - | - | 96,24 | 15,38 | - | - | 84,62 | 5,50 |
| Ya5Cп9 | 3,55 | - | 0,84 | 95,61 | 14,59 | - | 0,76 | 84,65 | 5,85 |
| Ya5Cп10 | 2,73 | 0,29 | 0,67 | 96,32 | 11,5 | 0,52 | 0,62 | 87,37 | 7,70 |
| Ya18Cп1 | 10,35 | - | - | 89,65 | 34,93 | - | - | 65,07 | 1,86 |
| Ya18Cп2 | 11,15 | 0,35 | - | 88,49 | 36,77 | 0,5 | - | 62,73 | 1,72 |
| Ya19Cп1 | 18,48 | - | - | 81,52 | 51,31 | - | - | 48,69 | 0,95 |
| Ya19Cп2 | 12,15 | - | - | 87,85 | 39,15 | - | - | 60,85 | 1,55 |
| Ya19Cп3 | 11,78 | - | - | 88,22 | 38,31 | - | - | 61,69 | 1,61 |
| Ya19Cп4 | 32,94 | - | - | 67,06 | 69,55 | - | - | 30,45 | 0,44 |
| Ya19Cп5 | 18,96 | 0,32 | 0,61 | 80,1 | 52 | 0,38 | 0,37 | 47,25 | 0,92 |
| Ya19Cп6 | 20,75 | 0,29 | - | 78,97 | 54,81 | 0,33 | - | 44,87 | 0,82 |
| Ya19Cп7 | 15,99 | - | - | 84,01 | 46,96 | - | - | 53,04 | 1,13 |
| Ya19Cп8 | 9,84 | - | - | 90,16 | 33,67 | - | - | 66,33 | 1,97 |

Примечание. Параметры программной обработки: все элементы (нормализовано), коррекция рентгеновского спектра может быть вычислена приблизительно, так как образец не отполирован. Здесь и в табл. 5: расчет показателя Me/C выполнен по содержанию в атомных процентах, Me = Fe + элементы-примеси. Прочерк – элемент не обнаружен.

Note. Software processing parameters: all elements (normalized), correction of an X-ray spectrum can be calculated approximately, because the sample was not polished. Here and in Table 5: the Me/C index was calculated from concentrations, at. %, Me = Fe + impurity elements. Dashed line – element was not found.

торых ядер и его изменчивости (рис. 6, g, h, i) дают результаты анализов (табл. 5), являющихся примером первичных данных, полученных при изучении аншлифов.

Совокупность первичных фактических данных, включающая и вышеприведенные (табл. 4, 5), показывает, что минеральные фазы «стружек», ядер «сферул» и «трубок» химически наиболее близки к карбидам железа. Углерод присутствует во всех 390 анализах вещества ядер, его количество обычно значительно больше выявленного минимального содержания, ат. %: в архейских – 7,66, в протерозойских – 15,19 (гнейс-4₃) и 17,25 (гнейс-4₂).

Обнаружение в ядрах ЭМО карбидов железа не является первой их находкой в подобных объектах. Ранее наличие карбидов уста-

новлено в ядрах силикатно-металлических «глобул» игнимбринов [Щека, Гребенников, 2009]. Вообще же, присутствие карбидов во многих гетерогенных геологических образованиях на территории Карелии отмечалось неоднократно. Когенит обнаружен еще в сороковых годах прошлого века, позднее – муассонит, ярлонгит [Куликова и др., 2011, 2012], карбиды ванадия V₆C₅ и V₂C [Kovalevski, Moshnikov, 2022].

Минеральные фазы, обособленные в зернах, слагающих ядра «сферул» и «трубок», различаются по химическому составу (табл. 4, 5), иначе говоря, принадлежат нескольким видам карбидов. Большое количество выполненных анализов позволяет, используя показатель Me/C в качестве критерия сходства-раз-

Таблица 5. Нормализованный химический состав компонентов ядер «сферул» в аншлифах с бериллиевым токопроводящим покрытием

Table 5. Normalized chemical composition of the components of the cores of «spherules» in polished sections with beryllium conductive coating

| Участок анализа, спектр Analysis site, spectrum | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | | | | Me/C |
|--|--------------------------------------|------|------|-------|------|------|-------------------------------------|------|------|-------|------|------|------|
| | C | Si | Mn | Fe | Ni | Cu | C | Si | Mn | Fe | Ni | Cu | |
| ЭМО из образца Сл-3/142,8 гнейса-2 EMP from sample Сл-20/82 of gneiss-2 | | | | | | | | | | | | | |
| Ya63Cп1 | 6,43 | – | 0,72 | 92,85 | – | – | 24,23 | – | 0,59 | 75,18 | – | – | 3,13 |
| Ya63Cп2 | 6,76 | – | – | 93,24 | – | – | 25,22 | – | – | 74,78 | – | – | 2,97 |
| Ya63Cп3 | 5,78 | – | – | 94,22 | – | – | 22,19 | – | – | 77,81 | – | – | 3,51 |
| Ya63Cп4 | 6,31 | – | – | 93,08 | 0,62 | – | 23,84 | – | – | 75,68 | 0,48 | – | 3,19 |
| Ya63Cп5 | 5,75 | 0,31 | 0,58 | 93,36 | – | – | 22,05 | 0,52 | 0,48 | 76,95 | – | – | 3,54 |
| Ya63Cп6 | 6,02 | – | – | 93,47 | 0,51 | – | 22,94 | – | – | 76,66 | 0,4 | – | 3,36 |
| Ya63Cп7 | 5,29 | 0,43 | 0,76 | 93,52 | – | – | 20,55 | 0,72 | 0,64 | 78,09 | – | – | 3,87 |
| Ya63Cп8 | 6,77 | – | 0,56 | 92,68 | – | – | 25,23 | – | 0,45 | 74,31 | – | – | 2,96 |
| Ya63Cп9 | 5,53 | 0,38 | 0,83 | 93,27 | – | – | 21,31 | 0,62 | 0,7 | 77,36 | – | – | 3,69 |
| Ya63Cп10 | 6,21 | – | – | 93,79 | – | – | 23,55 | – | – | 76,45 | – | – | 3,25 |
| Ya63Cп11 | 5,42 | – | 0,66 | 93,93 | – | – | 21,02 | – | 0,56 | 78,42 | – | – | 3,76 |
| Ya63Cп12 | 4,80 | – | 0,81 | 94,39 | – | – | 18,98 | – | 0,7 | 80,32 | – | – | 4,27 |
| Ya63Cп13 | 5,64 | – | – | 94,36 | – | – | 21,76 | – | – | 78,24 | – | – | 3,60 |
| Ya63Cп14 | 5,18 | – | 0,94 | 93,87 | – | – | 20,27 | – | 0,8 | 78,93 | – | – | 3,93 |
| Ya63Cп15 | 4,23 | – | – | 95,77 | – | – | 17,05 | – | – | 82,95 | – | – | 4,87 |
| Ya63Cп16 | 4,13 | – | – | 95,87 | – | – | 16,69 | – | – | 83,31 | – | – | 4,99 |
| Ya63Cп17 | 5,32 | – | – | 94,68 | – | – | 20,72 | – | – | 79,28 | – | – | 3,83 |
| Ya63Cп18 | 4,22 | – | – | 95,78 | – | – | 16,99 | – | – | 83,01 | – | – | 4,89 |
| Ya63Cп19 | 4,83 | – | – | 95,17 | – | – | 19,09 | – | – | 80,91 | – | – | 4,24 |
| Ya63Cп20 | 4,18 | – | 0,68 | 95,14 | – | – | 16,87 | – | 0,6 | 82,53 | – | – | 4,93 |
| Ya63Cп21 | 5,02 | – | – | 94,98 | – | – | 19,72 | – | – | 80,28 | – | – | 4,07 |
| Ya63Cп22 | 4,48 | – | – | 95,52 | – | – | 17,9 | – | – | 82,1 | – | – | 4,59 |
| Ya63Cп23 | 4,29 | – | 0,79 | 94,92 | – | – | 17,23 | – | 0,69 | 82,08 | – | – | 4,80 |
| ЭМО из образца Сл-20/82 гнейса-4 ₃ EMP from sample Сл-20/82 of gneiss-4 ₃ | | | | | | | | | | | | | |
| Ya5Cп1 | 11,05 | – | – | 88,95 | – | – | 36,61 | – | – | 63,39 | – | – | 1,73 |
| Ya5Cп2 | 12,08 | – | – | 87,92 | – | – | 38,99 | – | – | 61,01 | – | – | 1,56 |
| Ya5Cп3 | 12,19 | 0,24 | – | 87,58 | – | – | 39,15 | 0,33 | – | 60,52 | – | – | 1,55 |
| Ya5Cп4 | 6,82 | – | – | 92,73 | 0,46 | – | 25,39 | – | – | 74,26 | 0,35 | – | 2,94 |
| Ya5Cп5 | 6,61 | – | – | 92,4 | 0,44 | 0,55 | 24,78 | – | – | 74,5 | 0,33 | 0,39 | 3,04 |
| Ya5Cп7 | 6,69 | – | – | 93,31 | – | – | 25,01 | – | – | 74,99 | – | – | 3,00 |
| Ya5Cп8 | 7,70 | – | – | 91,71 | 0,59 | – | 27,96 | – | – | 71,60 | 0,44 | – | 2,58 |
| Ya5Cп11 | 6,73 | – | 0,62 | 92,65 | – | – | 25,13 | – | 0,5 | 74,36 | – | – | 2,98 |
| Ya5Cп12 | 6,39 | 0,32 | 0,61 | 92,67 | – | – | 24,04 | 0,52 | 0,5 | 74,94 | – | – | 3,16 |
| Ya5Cп13 | 6,32 | 0,27 | 0,83 | 92,58 | – | – | 23,84 | 0,43 | 0,68 | 75,05 | – | – | 3,19 |
| Ya5Cп14 | 6,66 | – | – | 93,34 | – | – | 24,9 | – | – | 75,1 | – | – | 3,02 |
| Ya5Cп15 | 6,48 | – | – | 93,52 | – | – | 24,37 | – | – | 75,63 | – | – | 3,10 |
| Ya5Cп16 | 10,75 | – | – | 89,25 | – | – | 35,9 | – | – | 64,1 | – | – | 1,79 |
| Ya14Cп1 | 12,06 | – | – | 87,94 | – | – | 38,94 | – | – | 61,06 | – | – | 1,57 |
| Ya14Cп2 | 7,38 | 0,28 | 0,81 | 91,53 | – | – | 26,98 | 0,43 | 0,65 | 71,95 | – | – | 2,71 |
| Ya14Cп3 | 8,28 | 0,29 | 0,51 | 90,91 | – | – | 29,5 | 0,45 | 0,4 | 69,65 | – | – | 2,39 |
| Ya14Cп6 | 12,78 | 0,25 | – | 86,49 | – | 0,47 | 40,48 | 0,34 | – | 58,9 | – | 0,28 | 1,47 |
| Ya14Cп7 | 9,79 | – | – | 90,21 | – | – | 33,55 | – | – | 66,45 | – | – | 1,98 |
| Ya14Cп8 | 12,62 | – | – | 86,29 | 0,51 | 0,58 | 40,21 | – | – | 59,11 | 0,33 | 0,35 | 1,49 |
| Ya14Cп9 | 7,37 | 0,24 | 0,7 | 91,69 | – | – | 26,94 | 0,38 | 0,56 | 72,12 | – | – | 2,71 |

личия, в первом приближении оценить соотношение разновидностей карбидов в ядрах ЭМО из чупинских гнейсов и соответствие их химических особенностей каноническим составам.

На графиках «число случаев / показатель Me/C» (рис. 7) видно, что разновидности карбидов, наиболее часто встречающиеся в гете-

рохронных ЭМО, имеют одинаковые или очень близкие по значениям абсциссы Me/C максимумы, то есть могут быть отнесены к одним и тем же видам. Вместе с тем в ЭМО из пород разных минеральных фаций отчетливо проявляется тенденция преимущественного развития различающихся по отношениям Me/C групп карбидов. Эту особенность хорошо отражают

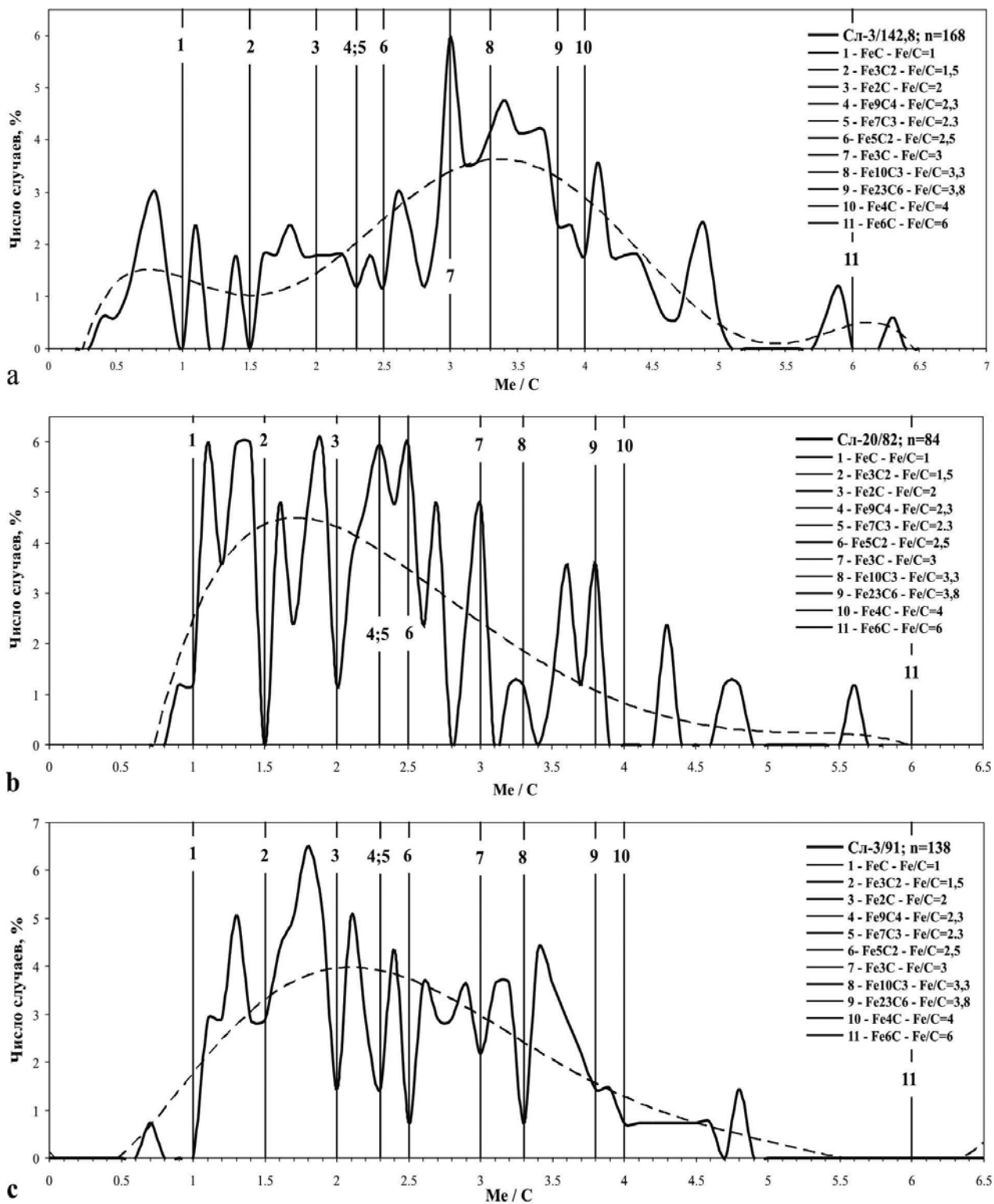


Рис. 7. Графики распределения значений показателей Me/C ($Me = Fe + \text{элементы-примеси}$; Me и C в ат. %) проанализированных составов карбидов и показателей Fe/C , рассчитанных по формулам известных карбидов:

а – карбиды ЭМО из образца Сл-3-142,8 гнейса-2; б – ЭМО из образца Сл-20/82 гнейса-4₃; с – ЭМО из образца Сл-3/91 гнейса-4₂; пунктир – линии сглаживания полиномом шестой степени

Fig. 7. Plots showing the distribution of Me/C index values ($Me = Fe + \text{impurity elements}$; Me and C in at. %) of analyzed carbide compositions and Fe/C indices calculated using the formulas of known carbides:

а – EMP carbides from sample Сл-3-142.8 of gneiss-2; б – EMP from sample Сл-20/82 of gneiss-4₃; с – EMP from sample Сл-3/91 of gneiss-4₂; dashed line – lines of smoothing by a polynomial in the sixth power

тренды полиномиального сглаживания (пунктирные линии на рис. 7).

Видовые составы карбидов железа характеризуются каноническими формулами: FeC , Fe_2C , $Fe_{2,2}C$, Fe_5C_2 , Fe_7C_3 , Fe_3C , Fe_4C , $Fe_{16}C_2$, но некоторые карбиды (Fe_2C , Fe_7C_3 , Fe_4C) при постоянном химическом составе имеют модификации с различным строением кристаллической решетки [Liu et al., 2016] и, как следствие, не вполне одинаковые свойства. Перечень карбидов может быть дополнен разновидностью Fe_3C_2 [Sagatov et al., 2020]. Составы природных карбидов железа, возможно, лишь приблизительно соответствуют вышеприведенным формулам. Так, например, для карбидов из включений в алмазах установлены следующие вариации показателя Fe/C , рассчитанного по содержаниям компонентов в атомных процентах: для чалипита (Fe_2C , $Fe/C=2$) – 1,65–2,32, для когенита (Fe_3C , $Fe/C=3$) – 3,02–3,39, для предполагаемого хаксонита ($Fe_{23}C_6$, $Fe/C=3,83$) – 3,59–3,98 [Kaminsky, Wirth, 2011]. При изучении метеоритных карбидов железа в разных работах выделялись минеральные фазы, идентифицированные как хаксонит [Farley, 2019, табл. 6], их усредненным составом соответствуют различающиеся показатели $(Fe+Ni)/C$, равные 3,69 и 4,21.

При сравнении по показателю Me/C карбидов ЭМО с известными разновидностями этих химических соединений наблюдается неожиданная картина: вертикальные линии, отмечающие рассчитанные по химическим формулам значения Fe/C , располагаются преимущественно

венно между пиками распределения составов с различными показателями Me/C (рис. 7). В выборке, характеризующей карбиды ЭМО из гнейса-2, формульные и фактические показатели точно совпадают только у когенита (рис. 7, а). В выборке показателей Me/C карбидов из образца Сл-20/82 гнейса-4₃ (рис. 7, б) четыре максимума распределения совпадают с линиями Fe/C канонических составов: Fe_5C_2 , когенита Fe_3C , хаксонита $Fe_{23}C_6$, Fe_7C_3 и (или) ярлонгита Fe_9C_4 (при округлении значений формульных отношений Fe/C до десятых долей, соответствующих шагу распределения, их линии сливаются). На графике распределения Me/C карбидов из образца С-3/91 гнейса-4₂ (рис. 7, с) совпадений не наблюдается.

По ординатам точек пересечения линий формульных показателей Fe/C и графиков распределения Me/C в первом приближении оценены количества проанализированных составов, отвечающих формулам карбидов (табл. 6). По результатам оценки можно заключить, что в ЭМО присутствуют карбиды почти всех канонических составов, их соотношение в разновидностях гнейсов различно, а суммы чисел случаев, в которых эти составы были определены, невелики.

Характер распределения фактических значений Me/C относительно фиксированных Fe/C позволяет предполагать следующее.

1. Присутствие в ЭМО вместе с карбидами канонических составов иных (ранее неизвестных?) карбидов, отчетливый признак доминирования которых – наличие на графиках неидентифицируемых максимумов.

Таблица 6. Частота встречаемости канонических составов карбидов
Table 6. Frequency of occurrence of canonical compositions of carbides

| Карбид Carbide | Fe/C | Минерал Mineral | Число случаев, % Number of cases, % | | |
|---|--------|-----------------------------|--|----------|---------|
| | | | Сл-3/142,8 | Сл-20/82 | Сл-3/91 |
| FeC | 1 | ? | - | 1,19 | - |
| Fe_3C_2 | 1,5 | ? | - | - | 2,90 |
| Fe_2C | 2 | Чалипит Chalypite | 1,79 | 1,19 | 1,45 |
| Fe_9C_4 и (или) Fe_7C_3 | 2,3 | Ярлонгит Yarlongite ? | 1,19 | 5,95 | 1,45 |
| Fe_5C_2 | 2,5 | ? | 1,19 | 5,95 | 0,72 |
| Fe_3C | 3 | Когенит Cohenite | 5,95 | 4,76 | 2,17 |
| $Fe_{10}C_3$ | 3,3 | ? | 4,17 | 1,19 | 0,72 |
| $Fe_{23}C_6$ | 3,8 | Хаксонит Haxonite | 2,38 | 3,57 | 1,45 |
| Fe_4C | 4 | ? | 1,79 | 0 | 0,72 |
| Сумма чисел случаев Sum of the cases numbers | | | 18,48 | 23,80 | 11,58 |

2. В карбидах, обогащенных углеродом по сравнению с каноническими, этот элемент, возможно, присутствует в виде мельчайших включений самостоятельной минеральной фазы, не выявленной в ходе исследований.

Следует отметить, что при изучении нескольких карбидных ядер методом рамановской спектроскопии самостоятельные минеральные фазы углерода не обнаружены, что свидетельствует в пользу первого предположения. Однако ограниченное число исследованных объектов и полученных спектров комбинационного рассеивания не позволяет уверенно отвергать второе предположение.

Отклонения составов карбидов от канонических, вероятно, могли быть обусловлены особенностями среды образования и (или) последующими воздействиями.

Судя по графику, характеризующему ЭМО из гнейса-2 (рис. 7, а), смещенные относительно формульных показателей Fe/C многие максимумы распределения фактических значений показателя Me/C «сдвинуты» в сторону уменьшения содержания углерода в карбидах. Гнейсы-2 формировались при полифазных деформациях и экстремальных, но изменчивых РТ-параметрах [Ручьев, 2010]. Из-за этого карбиды архейских ЭМО и при образовании, и после него могли подвергаться воздействиям, приводившим к уменьшению содержания углерода. Так, например, в выборке по карбидам ЭМО из образца гнейса-2 (табл. 6) составы Me_7C_3 или близкие к ним Me_9C_4 (ярлонгит) встречаются в два раза реже, чем хаксонитовые. Эта особенность распределения может быть объяснена тем, что гексагональные карбиды Me_7C_3 при высокотемпературном прогреве в зависимости от его длительности частично или полностью преобразуются в карбид $Me_{23}C_6$ с гранецентрированной кубической решеткой [Крапошин и др., 2017]. При новообразовании карбидных фаз высвобождавшийся углерод мог выноситься из ядер ЭМО.

Условия протерозойского метаморфизма явно благоприятствовали генезису карбидов с повышенным содержанием углерода (рис. 7, b, c). Аллохимические процессы четвертого этапа эндогенеза приводили к обогащению гнейсов углеродистым веществом (УВ). На связь образования УВ с газосодержащими флюидами указывает статистически значимая положительная парная корреляция содержания в породах графита и кристаллизационной воды, а также наличие в графите гнейсов-4₂, гомогенизирующихся при нагреве полифазных включений с варьирующим соотношением газа, жидкости и твердой фазы [Ручьев и др.,

2007]. Происхождение всех разновидностей природного графита обусловлено пиролизом ювенильного водородно-метанового флюида [Дигонский, Тен, 2006]. Водород присутствует в газовой-жидких включениях в породообразующих минералах гнейсов вместе с окисью и двуокисью углерода, радоном, окисью азота, сероводородом и углеводородами: формальдегидом; 2–3 видами аминов; 60 видами алканов и алкенов (от C_1 до C_{42}); 10 видами полициклических ароматических соединений, среди которых преобладают нафталин и фенантрен [Богомоллов и др., 1996; Бушев, 1998], служащие индикаторами небиогенного происхождения углеводородов [Мартихаева и др., 2001]. Повышенное содержание УВ характерно для включений в минералах пегматитов и обрамляющих пород в ореолах мощностью 50–100 м, прослеживающихся по падению и восстанию пегматитовых тел [Бушев, 1998], то есть в областях активного динамического влияния свекофеннских сдвиговых деформаций, контролировавших процессы диафтореза и пегматитогенеза.

Карбиды Fe_2C , Fe_5C_2 , Fe_3C синтезируются при газовом науглероживании железа [Liu et al., 2016]. О том, что при свекофеннском диафторезе реализовывались подобные условия, прямо свидетельствует карбонизация обломков минералов вмещающих гнейсов в виде включений, присутствующих в «сферулах» и «трубках». Примером могут служить науглероженные изначально кварцевые обломки (табл. 7). Исключение углерода из их химических анализов и последующие пересчеты свидетельствуют об утрате стехиометрических соотношений кремния и кислорода.

В отношении формирования состава ЭМО возможны и другие предположения, но уже в рамках высказанных возникают многие вопросы, ответы на которые требуют дополнительных исследований.

Разумеется, материал, полученный при изучении ЭМО всего лишь из трех образцов пород, недостаточен для исчерпывающей характеристики и объяснения особенностей и условий генезиса этих объектов. Для обоснованных суждений о них необходимо расширение фактографической базы.

Ранее отмечалось, что эндогенные «сферулы» и карбиды могут рассматриваться в качестве индикаторов и трассеров глубинных сверхсжатых газовых флюидов, насыщенных микро-, наночастицами и кластерами металлов [Лукин, 2013]. Дальнейшее изучение ЭМО будет способствовать развитию представлений о процессах, происходивших в системе горная порода – газонасыщенный флюид.

Таблица 7. Нормализованные химические составы карбонизированных кварцевых включений

Table 7. Normalized chemical compositions of carbonized quartz inclusions

| Образец Sample | Содержание, мас. % Content, wt. % | | | | Содержание, ат. % Content, at. % | | | |
|-------------------|--------------------------------------|-------|-------|------|-------------------------------------|-------|-------|------|
| | C | O | Si | Fe | C | O | Si | Fe |
| Сл-20/82 | 17,68 | 44,72 | 37,6 | - | 26,26 | 49,86 | 23,88 | - |
| Сл-20/82 | 11,48 | 47,05 | 41,47 | - | 17,78 | 54,73 | 27,48 | - |
| Сл-3/142,8 | 11,29 | 48,67 | 39,56 | 0,48 | 17,41 | 56,34 | 26,08 | 0,16 |
| Сл-3/142,8 | 7,86 | 54,58 | 37,01 | 0,55 | 12,14 | 63,25 | 24,43 | 0,18 |
| Сл-3/142,8 | 8,83 | 23,61 | 65,77 | 1,79 | 16,04 | 32,19 | 51,07 | 0,7 |
| Сл-3/142,8 | 4,61 | 53,86 | 41,24 | 0,29 | 7,35 | 64,44 | 28,11 | 0,1 |
| Сл-3/142,8 | 33,87 | 38,18 | 27,73 | 0,22 | 45,5 | 38,51 | 15,93 | 0,06 |

Выводы

В архейских и протерозойских метаморфических разновидностях гнейсов чупинской толщии беломорид выявлены экзотические субмикроскопические минеральные образования (ЭМО), с учетом их морфологических особенностей именуемые «сферулами», «трубками» и «стружками».

ЭМО образовались при полиэтапном аллохимическом стресс-метаморфизме вмещающих пород в высокобарических условиях при температурных режимах, свойственных верхам амфиболитовой (в позднем архее) и эпидот-амфиболитовой (в раннем протерозое) фаций.

Главная особенность ЭМО – повышенное содержание углерода во всех составляющих их минеральных фазах. Вещество «сферул» и «трубок» – продукт распада твердого раствора, представленный преимущественно скелетными кристаллами углеродсодержащего иоцита (вюстита), заключенными в неидентифицированной цементирующей фазе, состоящей из железа, кислорода, кремния, углерода. Кристаллы магнетита и гематита в этой структуре встречаются относительно редко, особенно в архейских ЭМО.

Похожие на металлические ядра «сферул» и «трубок», а также «стружки» состоят из карбидов железа. Судя по значениям показателя Me/C (Fe/C), в ядрах присутствуют: FeC , Fe_3C_2 , Fe_2C (чалипит); близкие по составу Fe_7C_3 и (или) Fe_9C_4 (яронгит), Fe_5C_2 , Fe_3C (когенит), $Fe_{10}C_3$, $Fe_{23}C_6$ (хаксонит), Fe_4C . В выборках анализов карбидов ЭМО из различных метаморфических разновидностей гнейсов лишь 12–24 % составов соответствуют каноническим. Большая часть составов, дающих отчетливые максимумы на графиках распределения, отвечает неидентифицированным карбидам, или продуктам изменения карбидов канонических составов. Определение их природы требует дополнительных исследований.

Выявлена тенденция предпочтительного образования различных групп карбидов в гетерохронных ЭМО. В позднеархейских объектах преобладают карбиды с пониженным содержанием углерода, в раннепротерозойских – с повышенным.

Результаты изучения обломков породообразующих минералов гнейсов, присутствующих в ЭМО в виде включений, указывают на проявление процессов карбонизации, приводивших к утрате стехиометричности химических составов этих минералов.

Наличие в гнейсах углеродсодержащих ЭМО, графита, водорода и разнообразных углеродистых веществ в газовой-жидких включениях породообразующих минералов свидетельствует о значимой, но недостаточно выясненной роли углерода и водорода в качестве газовых компонентов флюидов, способствовавших глубоким преобразованиям пород беломорского комплекса.

Автор благодарит д. г.-м. н. В. В. Ковалевского и д. г.-м. н. Ю. И. Пыстину за ценные советы, способствовавшие улучшению статьи, а также А. Н. Тернового и В. А. Колодея, специалистов ЦКП КарНЦ РАН, за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

Богомолов О. Н., Бушев А. Г., Кудрин В. С., Соколов С. В., Сидоренко Г. А., Петров Н. Н., Поленов Ю. А., Семенов Е. И. Токсичные органические вещества в рудах твердых полезных ископаемых и их влияние на экологическую обстановку // *Геозэкология*. 1996. № 3. С. 113–123.

Бушев А. Г. Геозэкологическое картирование мусковитовых месторождений по токсичным органическим веществам // *Геозэкологическое картографирование: Тезисы докл. Всерос. науч.-практ. конф. Ч. II. Методы региональных геозэкологических исследований и картографирование*. М.: ВСЕГИНГЕО, 1998. С. 161–163.

Горяинов И. Н. «Метеорная пыль» в траппах: космическое вещество или продукт вулканизма? // Геохимия. 1976. № 11. С. 1735–1738.

Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллман Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. № 7. С. 42–57.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск: Карелия, 1985. 176 с.

Демидов А. И., Маркелов И. А. О фазовых превращениях в системе железо – кислород и их термодинамических характеристиках // Научно-технические ведомости СПбПУ. Естественные и инженерные науки. 2017. Т. 23, № 4. С. 127–131. doi: 10.18721/JEST.230412

Дигонский С. В., Тен В. В. Неизвестный водород (роль водорода в полиморфизме твердых веществ, процессах твердофазного восстановления оксидов и спекания порошков). СПб.: Наука, 2006. 235 с.

Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 420 с.

Ковалевский В. В. Природные карбиды в шунгитовых породах // RMS DPI 2010-1-180-0. URL: <http://www.minsoc.ru/2010-1-180-0> (дата обращения: 10.01.2023).

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.

Крапошин В. С., Кондратьев С. Ю., Талис А. Л., Анастасиади Г. П. Экспериментальное исследование in situ превращения карбида M_7C_3 в литом сплаве Fe-Cr-Ni // Физика металлов и металловедение. 2017. Т. 118, № 3. С. 240–246. doi: 10.7868/S0015323017030081

Куликова В. В., Куликов В. С., Терновой А. Н., Бычкова Я. В. Новые для ЮВ Фенноскандии минералы как возможные свидетели палеопротерозойского космического события // Труды VIII Всероссийской Ферсмановской научной сессии «Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона». Апатиты: K&M, 2011. С. 100–115.

Куликова В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В. Ярлонгит – загадка происхождения // Годичное собрание РМО и Федоровская сессия. 2012. С. 163–165. URL: <http://www.minsoc.ru/2012-1-59-0> (дата обращения: 10.01.2023).

Лукин А. Е. Минеральные сферулы – индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нефтидогенеза // Геофизический журнал. 2013. Т. 35, № 6. С. 10–53.

Малич К. Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Мартихаева Д. Х., Макрыгина В. А., Воронцова А. Е., Развозжаева Э. А. Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, ф-л ГЕО, 2001. 127 с.

Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Гарути Дж., Закарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная

характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 12–25.

Ручьев А. М. Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 65–87.

Ручьев А. М. Образование кианитовых гнейсов в тектонофизическом аспекте (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 13–27.

Ручьев А. М., Антонова Т. А., Кевлич В. И., Ковалевский В. В., Сафронов А. Н. Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Мат-лы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2007. С. 93–96.

Сандиминова Е. И., Главатских С. Ф., Рычагов С. Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2003. № 1. С. 135–140.

Щека С. А., Гребеников А. В. Силикатно-металлические хондры как индикаторы флюидного режима игнимбритообразующих расплавов // Электронный научный журнал «Исследовано в России». 2009. С. 883–888. URL: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2009/066.pdf> (дата обращения: 22.02.2023).

Farley K. R. Distribution and Origin of Carbide in Ordinary Chondrites // Dissertations and Theses. 2019. Paper 5040. doi: 10.15760/etd.6916

Kaminsky F. V., Wirth R. Carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. P. 555–572. doi: 10.3749/canmin.49.2.555IRON

Kovalevski V. V., Moshnikov I. A. Vanadium carbides in shungite // Eur. J. Mineral. 2022. No. 34. P. 131–141. doi: 10.5194/ejm-34-131-2022

Liu X.-Wu., Zhao S., Meng Y., Peng Q., Dearden A. K., Huo C.-F., Yang Y., Li Y.-W., Wen X.-D. Mössbauer Spectroscopy of Iron Carbides: From Prediction to Experimental Confirmation // Sci. Rep. 2016. No. 6. Art. 26184. doi: 10.1038/srep26184

Sagatov N. E., Gavryushkin P. N., Medrish I. V., Inerbaev T. M., Litasov K. D. Phase Relations of Iron Carbides Fe_2C , Fe_3C , and Fe_7C_3 at the Earth's Core Pressures and Temperatures // Russ. Geol. Geophys. 2020. Vol. 61, no. 12. P. 1345–1353. doi: 10.15372/RGG2019146

References

Bogomolov O. N., Bushev A. G., Kudrin V. S., Sokolov S. V., Sidorenko G. A., Petrov N. N., Polenov Yu. A., Semenov E. I. Toxic organic substances in ores of solid minerals and their influence on the ecological

situation. *Geoekologiya = Geoecology*. 1996;3:113–123. (In Russ.)

Bushev A. G. Geocological mapping of muscovite deposits by toxic organic substances. *Geoekologicheskoe kartografirovaniye. Tezisy dokl. Vseros. nauchno-prakticheskoi konf. Ch. II. Metody regional'nykh geokologicheskikh issledovaniy i kartografirovaniye = Geocological mapping. Abstracts of the All-Russian scientific and practical conference. Part II. Methods of regional geocological research and mapping*. Moscow: VSEGINGEO; 1998. P. 161–163. (In Russ.)

Demidov A. I., Markelov I. A. Phase transitions in the iron-oxygen system and their thermodynamic properties. *Nauchno-tehnicheskie vedomosti SPbPU. Estestvennye i inzhenernye nauki = Scientific and Technical Bulletin of SPbPU. Natural and Engineering Sciences*. 2017;23(4):127–131. doi: 10.18721/JEST.230412 (In Russ.)

Digonskii S. V., Ten V. V. Unknown hydrogen (the role of hydrogen in polymorphism of solids, processes of solid-phase reduction of oxides and sintering of powders). St. Petersburg: Nauka; 2006. 235 p. (In Russ.)

Farley K. R. Distribution and origin of carbide in ordinary chondrites. *Dissertations and Theses*. 2019;5040. doi: 10.15760/etd.6916

Goryainov I. N. "Meteor dust" in traps: Cosmic substance or product of volcanism? *Geokhimiya = Geochemistry*. 1976;11:1735–1738. (In Russ.)

Grachev A. F., Korchagin O. A., Tsel'movich V. A., Kollman Kh. A. Cosmic dust and micrometeorites in the transition layer at the boundary of the Cretaceous and Paleogene in the Gams section (Eastern Alps): Morphology and chemical composition. *Fizika Zemli = Physics of the Earth*. 2008;7:42–57. (In Russ.)

Grodnitskii L. L., Ruch'ev A. M., Krokhin A. I. Loukhsky pegmatite field (structural development, polymetamorphism, granite and pegmatite formation). Petrozavodsk: Kareliya; 1985. 176 p. (In Russ.)

Kaminsky F. V., Wirth R. Carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil. *The Canadian Mineralogist*. 2011;49:555–572. doi: 10.3749/canmin.49.2.555IRON

Korzhinskii D. S. Theoretical foundations of the analysis of paragenesis of minerals. Moscow: Nauka; 1973. 288 p. (In Russ.)

Kovalevski V. V., Moshnikov I. A. Vanadium carbides in shungite. *Eur. J. Mineral*. 2022;34:131–141. doi: 10.5194/ejm-34-131-2022

Kovalevskii V. V. Natural carbides in shungite rocks. RMS DPI 2010-1-180-0. URL: <http://www.minsoc.ru/2010-1-180-0> (accessed: 10.01.2023). (In Russ.)

Kraposhin V. S., Kondrat'ev Yu. S., Talis A. L., Anastasiadi G. P. Experimental investigation of in-situ transformations of the M_7C_3 carbide in the cast Fe–Cr–Ni alloy. *Physics of Metals and Metallography*. 2017;118(3):227–232. doi: 10.1134/S0031918X17030085 (In Russ.)

Kulikova V. V., Kulikov V. S., Bychkova Ya. V. Yarlorigit – the riddle of origin. *Godichnoe sobranie RMO i Fedorovskaya sessiya = Annual meeting of the RMS and Fedorovskaya session*. 2012:163–165. URL: <http://www.minsoc.ru/2012-1-59-0> (accessed: 10.01.2023). (In Russ.)

Kulikova V. V., Kulikov V. S., Ternovoi A. N., Bychkova Ya. V. Minerals new to South Fennoscandia as possible witnesses of the Paleoproterozoic cosmic event. *Trudy VIII Vserossiiskoi Fersmanovskoi nauchnoi sessii «Mineralogiya, petrologiya i poleznye iskopaemye Kol'skogo regiona» = Proceedings of the VIII All-Russian Fersman Scientific session 'Mineralogy, petrology and minerals of the Kola region'*. Apatity: K&M; 2011. P. 100–115. (In Russ.)

Liu X.-Wu., Zhao S., Meng Y., Peng Q., Dearden A. K., Huo C.-F., Yang Y., Li Y.-W., Wen X.-D. Mössbauer spectroscopy of iron carbides: From prediction to experimental confirmation. *Sci. Rep.* 2016;6:26184. doi: 10.1038/srep26184

Lukin A. E. Mineral spherules – indicators of a specific fluid regime of ore formation and naphtide genesis? *Geofizicheskii zhurnal = Geophysical Journal*. 2013;35(6):10–53. (In Russ.)

Malich K. N. Platinum-group elements in clinopyroxenite-dunite massifs of the East Siberia (geochemistry, mineralogy, and genesis). St. Petersburg: VSEGEI; 1999. 296 p. (In Russ.)

Martikhaeva D. H., Makrygina V. A., Vorontsova A. E., Razvozhhaeva E. A. Carbonaceous matter in metamorphic and hydrothermal rocks. Novosibirsk: SO RAN; 2001. 127 p. (In Russ.)

Pushkarev E. V., Anikina E. V., Garuti J., Zaccarini F. Chromium-platinum mineralization of the Nizhny Tagil type in the Urals: Structural and material characteristics and the problem of genesis. *Litosfera = Lithosphere*. 2007;3:28–65. (In Russ.)

Ruch'ev A. M. On the protolith of the North Karelian Chupa gneisses of the Belomorian Complex. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 2. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2000. P. 12–25. (In Russ.)

Ruch'ev A. M. Structural features of shear dislocations controlling noble metal mineralization and pegmatitogenesis in the gneisses of the Chupa suite (Belomorian Complex of rocks of the Baltic Shield). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 12. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2019. P. 65–87. (In Russ.)

Ruch'ev A. M. The formation of kyanite gneisses: A tectonophysical aspect (Belomorian Complex of the Baltic Shield rocks). *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii = Geology and Useful Minerals of Karelia*. Iss. 13. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2010. P. 13–27. (In Russ.)

Ruch'ev A. M., Antonova T. A., Kevlich V. I., Kovalevsky V. V., Safronov A. N. Carbonaceous matter of gneisses of the Chupa suite of the belomorides. *Mineralogiya, petrologiya i minerageniya dokembriiskikh kompleksov Karelii: Materialy yubileinoi nauchnoi sessii, posvyashch. 45-letiyu Instituta geologii Karel'skogo NTs RAN i 35-letiyu Karel'skogo otdeleniya RMO = Mineralogy, petrology and minerogeny of the Precambrian complexes of Karelia: Materials of the jubilee scientific session dedicated to the 45th anniversary of the Institute of Geology of the KarRC RAS and the 35th anniversary of the KarRC RAS*. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2007. P. 93–96. (In Russ.)

Sagatov N. E., Gavryushkin P. N., Medrish I. V., Inerbaev T. M., Litasov K. D. Phase Relations of Iron

Carbides Fe_2C , Fe_3C , and Fe_7C_3 at the Earth's Core Pressures and Temperatures. *Russ. Geol. Geophys.* 2020;61(12):1345–1353. doi: 10.15372/RGG2019146

Sandimirova E. I., Glavatskikh S. F., Rychagov S. N. Magnetic spherules from volcanogenic rocks of the Kuril Islands and Southern Kamchatka. *Vestnik KRAUNTs, Nauki o Zemle = Bulletin of the Kamchatka Regional Association Educational and Scientific Center (KRA-SEC), Earth Sciences.* 2003;1:135–140. (In Russ.)

Shcheka S. A., Grebennikov A. V. Silicate-metal chondrules as indicators of the fluid regime of ignimbrite-forming melts. *Elektronnyi nauchnyi zhurnal «Issledovano v Rossii» = Electronic scientific journal 'Researched in Russia'*. P. 883–888. URL: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2009/066.pdf> (accessed: 22.02.2023). (In Russ.)

Zharikov V. A. Fundamentals of physico-chemical petrology. Moscow: Moscow University Publ.; 1976. 420 p. (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 01.02.2023; принята к публикации / accepted: 07.03.2023.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Ручьев Андрей Михайлович

старший научный сотрудник отдела минерального сырья

e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Ruchyov, Andrey

Senior Researcher

УДК 550.84:543.42.061:552.31

ПРЕЦИЗИОННЫЙ ICP-MS АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД: МЕТОДИКА И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ

С. А. Светов*, **А. В. Степанова**, **С. В. Бурдюх**, **А. С. Парамонов**,
В. Л. Утицына, **М. В. Эхова**, **И. А. Теслюк**, **С. Ю. Чаженгина**,
Е. Н. Светова, **А. А. Конышев**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *ssvetov@krc.karelia.ru*

В статье обсуждаются результаты измерения состава раннедокембрийских базитов и гранитоидов восточной части Фенноскандинавского щита методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Показаны возможности измерения валового состава проб с использованием кислотного разложения образцов в открытой системе и с применением автоклавного разложения. Точность и воспроизводимость анализа оценена с использованием международных и российских стандартных образцов горных пород (BHVO-2, СГД-2А, GSP-2) и внутрिलाбораторного контрольного образца (С-1412).

Ключевые слова: масс-спектрометрия; индуктивно связанная плазма; элементы примеси; качество химического анализа; докембрийские горные породы

Для цитирования: Светов С. А., Степанова А. В., Бурдюх С. В., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Теслюк И. А., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Конышев А. А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 73–86. doi: 10.17076/geo1755

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

S. A. Svetov*, **A. V. Stepanova**, **S. V. Burdyukh**, **A. S. Paramonov**, **V. L. Utitsyna**,
M. V. Ekhoval, **I. A. Teslyuk**, **S. Yu. Chazhengina**, **E. N. Svetova**, **A. A. Konyshev**.
**PRECISION GEOCHEMICAL (ICP-MS) ANALYSIS OF PRECAMBRIAN ROCKS:
THE METHOD AND ACCURACY ESTIMATION**

*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *ssvetov@krc.karelia.ru*

The article discusses the results of measuring the composition of Early Precambrian mafic rocks and granitoids of the eastern part of the Fennoscandian Shield by inductively coupled plasma mass spectrometric analysis (ICP-MS). It is demonstrated that the bulk

probe sample composition can be determined both by acid digestion of samples in an open system and by autoclave digestion. The accuracy and reproducibility of the analysis were monitored by analyzing the international and Russian standards and the in-house reference sample: BHVO-2, SHD-2A, GSP-2, C-1412.

Keywords: mass spectrometry; inductively coupled plasma; trace elements; quality of chemical analysis; precambrian rocks

For citation: Svetov S. A., Stepanova A. V., Burdyukh S. V., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhova M. V., Teslyuk I. A., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Konyshchev A. A. Precision geochemical (ICP-MS) analysis of Precambrian rocks: the method and accuracy estimation. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2023. No. 2. P. 73–86. doi: 10.17076/geo1755

Funding. The study was carried out under state assignment to KarRC RAS (Institute of Geology KarRC RAS).

Введение

Большинство современных геологических исследований, как в фундаментальной, так и в прикладной области, базируются на прецизионном анализе состава горных пород и минералов. В настоящее время уровень и качество проводимых исследований определяется наличием современного оборудования, апробированных и сертифицированных методик, позволяющих получать достоверные высокоточные данные.

Результаты определения концентраций химических элементов в горных породах, донных осадках и почвах становятся надежной аналитической основой большинства геологических исследований в области петрологии, геодинамики, геохимии и геоэкологии [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 2005; Pearce, 2008; Hoffmann et al., 2014; Furnes et al., 2015].

Необходимость получения надежных геохимических данных требует от аналитических лабораторий совершенствования методик пробоподготовки и решения ряда прикладных задач для обеспечения точности и воспроизводимости результатов химического анализа. Это приводит к существенному развитию не только аппаратной базы, но и методик аналитических исследований, способов пробоподготовки, включая методы химического разложения природных и синтетических образцов [Карандашев и др., 2007; Okina et al., 2018, 2020; Zhang, Hu, 2019].

Наиболее востребованным в геологии является метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), позволяющий определять в пробах низкие (< 1 г/т) концентрации рассеянных элементов. Недостаток данного метода состоит в невозможности прямого анализа вещества и необходимости проведения затратных по ресурсам и времени процедур пробоподготовки.

Горные породы являются многокомпонентными минеральными системами и относятся к наиболее сложно разлагаемым типам проб. Полнота перевода проб в раствор при подготовке образцов горных пород к анализу является ключевым параметром, обуславливающим точность и воспроизводимость результатов определения концентраций рассеянных элементов. Адекватность перевода образцов горных пород в раствор определяется не только валовым химическим составом пробы и концентрацией главных породообразующих элементов, но и вариациями зернистости пород, степени и полноты их метаморфических преобразований [Okina et al., 2018, 2020].

К настоящему времени разработано несколько способов подготовки горных пород к анализу – кислотное разложение в открытой системе, кислотное разложение в условиях высоких температур и давлений, кислотное разложение в микроволновой печи, сплавление с флюсом и последующее кислотное разложение стекловатых дисков, перевод образца в легкоразлагаемые соединения посредством реакции с фторидом аммония (NH_4F), бифторидом аммония (NH_4HF_2) и перекисью водорода (H_2O_2) [Zhang, Hu, 2019 и ссылки в ней].

При довольно большом разнообразии методов наиболее адекватным, хотя и наиболее трудоемким и затратным, остается метод кислотного разложения в закрытой системе при высоких Р и Т (автоклавное разложение). Использование этого метода позволяет переводить в раствор такие сложноразлагаемые фазы, как циркон. Метод автоклавного разложения близок по времени экспозиции, пропорциям, составу используемых кислот к методикам подготовки циркона к U-Pb изотопному анализу методом ID-TIMS [Krogh, 1973].

Цель данной работы – оценка эффективности применяемых в Аналитическом центре Института геологии Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск) методов химического разложения проб докембрийских магматических и метаморфических пород при подготовке к ICP-MS анализу. Методической основой проводимых в указанном Аналитическом центре исследований является успешно применяемая с 2014 г. методика с кислотным разложением проб в открытой системе [Светов и др., 2015]. Методика автоклавного разложения проб использовалась в Аналитическом центре начиная с 2016 г. для плохо разлагаемых образцов, дававших осадок при переводе в раствор, в том числе большинства проб гранитоидов.

По мере накопления аналитических данных спектр пород, для которых целесообразно использование автоклавного разложения, существенно расширился и в настоящее время включает метабазиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций, гнейсы разного состава и метаморфизованные терригенные породы.

С сентября 2022 г. измерения в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН проводятся на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore), поэтому в статье проанализированы результаты измерения аттестованных стандартных образцов, внутрилабораторного стандартного образца и четырех тестовых проб метабазитов и гранитоидов из породных комплексов Юго-Восточной Фенноскандии в период с 15.09.2022 по 01.02.2023 г.

Аналитические методики

Образцы горных пород (или концентраты минералов) проходят предварительную подготовку по принятой в ИГ КарНЦ РАН стандартной схеме, включающей дробление с использованием щековой дробилки ДГЩ 100×60, квартование и стирание навесок массой 30 г с использованием вибрационного стирателя ИВ-4 со стальными гарнитурами.

Контроль качества стирания производится для выборочных проб с определенной периодичностью с помощью лазерного анализатора размеров частиц Beckman Coulter LS 13 320XR, что позволяет обеспечить необходимую гомогенность проб.

Разложение образцов горных пород проводится двумя методами – в открытой системе и в автоклавах.

Разложение путем кислотного вскрытия в открытой системе (методика НСАМ 499-АЭС/МС)

Данный вид пробоподготовки максимально востребован при изучении пород ультраосновного, основного ряда и их метаморфизованных аналогов (перидотитов, дунитов, пикритов, базальтов, серпентинитов, актинолититов, хлоритов и им подобных).

Методика подробно рассмотрена в работе [Светов и др., 2015], однако появившаяся необходимость использования отечественных особо чистых кислот (ОСЧ) требует проведения дополнительных предварительных процедур и тщательного контроля холостого загрязнения, поэтому процедура разложения в открытой системе подробно описывается ниже.

В рассматриваемый период измерений, а также в настоящее время при разложении используются соляная кислота (HCl) 35–38% ОСЧ марка 20-4 ГОСТ 14261-77, азотная кислота (HNO₃) 70% ОСЧ марка 18-4 ГОСТ 11125-84, фтористоводородная кислота (HF) 46–49% ОСЧ марка 27-5 ТУ 2612-007-56853252-2010, производства РФ.

Данные кислоты в лаборатории проходят дополнительную очистку путем перегонки в системе «PTFE / PFA Subboiling Eco IR». Также применяется хлорная кислота (HClO₄) 70–72% марки «For analysis», производства Merck (Германия), без дополнительной очистки. Вода подготавливается с помощью дистиллятора и деионизатора серии «Водолей», производства НПП «Химэлектроника». Качество полученной воды контролируется по параметрам удельной электропроводности и водородному показателю (pH).

Состав холостых проб контролируется перед каждым измерением. В холостых пробах при использовании в рабочем процессе ОСЧ кислот указанных выше марок концентрации V, Rb, Sr, Cs, Ho, Tm, Lu, Ta и ряда других элементов превышают порог чувствительности масс-спектрометрического метода (табл. 1). Химическое загрязнение максимально проявлено по V, Rb, Sr, Cs, Ho, Tm, Lu, Ta, а содержание Y, Eu, Tb, Dy, Er, Yb, Hf находится на пороге чувствительности метода. Высокие значения стандартных отклонений и относительного стандартного отклонения (RSD) в случае измерения холостых проб связаны с вариациями состава применяемых реактивов от партии к партии, влиянием неконтролируемых загрязнений, связанных прежде всего с чистотой воздуха в системе вентиляции и концентрациями элементов на пороге предела их обнаружения.

Таблица 1. Предел обнаружения (ПО) химических элементов (в ppm) на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore), средний состав холостых проб (ХП (СР)), стандартное отклонение (СО) и относительное стандартное отклонение (RSD %) для холостых проб, полученное на основе 60 измерений

Table 1. Detection limit (ПО) of chemical elements (in ppm) on an Agilent 7900 quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer (Agilent Technologies, Singapore), mean composition of blank samples (ХП (СР)), standard deviation (СО) and relative standard deviation (RSD %) for blank samples obtained through 60 measurements

| Элемент Element | ПО* | ПО** | ХП (СР) | СО | RSD % |
|--------------------|-------|------|---------|-------|-------|
| Li | 0,82 | 1,61 | 0,43 | 0,39 | 39,5 |
| Be | 0,12 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 99,0 |
| Sc | 5,21 | 1,56 | 0,41 | 0,39 | 31,2 |
| V | 0,76 | 32,0 | 8,68 | 7,79 | 40,6 |
| Cr | 7,07 | 9,44 | 2,49 | 2,32 | 38,0 |
| Co | 0,18 | 0,18 | 0,06 | 0,04 | 71,4 |
| Ni | 4,03 | 1,51 | 0,47 | 0,35 | 82,8 |
| Cu | 7,08 | 2,81 | 0,72 | 0,70 | 37,2 |
| Zn | 13,04 | 7,13 | 1,81 | 1,77 | 53,5 |
| Ga | 0,12 | 0,10 | 0,04 | 0,02 | 80,7 |
| Rb | 0,13 | 0,78 | 0,21 | 0,19 | 49,3 |
| Sr | 0,23 | 1,04 | 0,33 | 0,24 | 90,2 |
| Y | 0,05 | 0,12 | 0,05 | 0,02 | 93,1 |
| Zr | 0,62 | 0,49 | 0,13 | 0,12 | 65,8 |
| Nb | 0,11 | 0,23 | 0,06 | 0,06 | 54,2 |
| Mo | 0,66 | 0,52 | 0,17 | 0,12 | 80,7 |
| Cd | 0,19 | 0,11 | 0,04 | 0,02 | 69,9 |
| Cs | 0,02 | 0,27 | 0,07 | 0,07 | 77,8 |
| Ba | 0,67 | 3,02 | 0,67 | 0,79 | 64,7 |
| La | 0,15 | 0,24 | 0,07 | 0,06 | 76,4 |
| Ce | 0,19 | 0,29 | 0,08 | 0,07 | 85,8 |
| Pr | 0,03 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 97,7 |
| Nd | 0,14 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 116 |
| Sm | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 108 |
| Eu | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 108 |
| Gd | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 105 |
| Tb | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,004 | 118 |
| Dy | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 111 |
| Ho | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 117 |
| Er | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 116 |
| Tm | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,004 | 116 |
| Yb | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 114 |
| Lu | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 107 |
| Hf | 0,02 | 0,12 | 0,03 | 0,03 | 74,4 |
| Ta | 0,03 | 0,13 | 0,04 | 0,03 | 106 |
| W | 0,24 | 0,25 | 0,08 | 0,06 | 71,0 |
| Pb | 0,52 | 1,00 | 0,26 | 0,25 | 52,9 |
| Th | 0,34 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 104 |
| U | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 103 |

Примечание. Расчет пределов обнаружения (ПО) производился по формуле: $ПО = Ci + 3S$, где: Ci – среднее содержание изотопа i при измерениях растворов контрольных образцов; S – стандартное отклонение для изотопа i при измерении контрольных образцов. $ПО^*$ рассчитано для ХП, подготовленных с использованием особо чистых кислот марки «For trace metal analysis»; $ПО^{**}$ рассчитано для ХП, подготовленных с использованием российских особо чистых кислот.

Note. The detection limits (ПО) were calculated by the formula: $ПО = Ci + 3S$, where: Ci – average content of isotope i when measuring the solutions of the control samples; S – standard deviation for isotope i when measuring the control samples. $ПО^*$ were calculated for ХП prepared with the use of ultrapure acids For trace metal analysis; $ПО^{**}$ were calculated for ХП prepared with the use of Russian ultrapure acids.

Для анализа состава горных пород используются навески массой 100 мг. Вместе с анализируемыми образцами выполняется разложение стандартных образцов. Образцы помещают в тефлоновые стаканы объемом 50 мл, смачивают несколькими каплями деионизированной воды, добавляют 0,5 мл концентрированной $HClO_4$, 3 мл концентрированной HF и 0,5 мл HNO_3 . Раствор в закрытых крышками тефлоновых стаканах доводят до кипения и прогревают в течение 30 мин на плитке с постоянно поддерживаемой температурой 200 °С. Затем растворы в открытых стаканах упаривают до появления интенсивных белых паров, после чего снимают с плитки, охлаждают, стенки стаканов омывают 3–4 мл деионизированной воды и упаривают до влажных солей. Затем в каждый стакан добавляют 2 мл концентрированной HCl и 0,2 мл 0,1М раствора борной кислоты (H_3BO_3) и растворы упаривают до 0,5 мл. Полученные растворы переносят в полиэтиленовые бюксы, добавляют 0,2 мл раствора, содержащего 10 мг/дм³ ^{115}In (внутренний стандарт при масс-спектральных измерениях), и разбавляют деионизированной водой до 20 мл, получая основные растворы.

В случае неудовлетворительного разложения образца в открытой системе (выпадения осадка, помутнения раствора и т. п.) повторное разложение производится в закрытой системе – системе автоклавов с резистентным нагревом МКП-05 производства ООО «АНКОН-АТ-2» (Россия). Система позволяет одновременный нагрев шести автоклавов до максимальной температуры 240 °С при давлении до 20 МПа (200 бар). Автоклавное разложение широко применяется к образцам кислых и щелочных горных пород (гранитов, сиенитов, гранодиоритов) и некоторым видам высококремнистых осадочных пород (кварцитам, аркозам). Кроме того, опыт работы с метаморфизованными базитами показывает, что в случае высокого содержания метаморфического циркона в породах необходимо также проводить автоклавное разложение образцов.

Кислотное разложение в автоклавах

Для анализа состава горных пород используются навески массой 50 мг. Образцы помещают в тефлоновые реакционные камеры (стаканы) объемом 30 см³, добавляют 2 мл концентрированной HF и 0,5 мл HNO_3 , перемешивают, закрывают крышкой и выдерживают в течение 12 часов при комнатной температуре.

Тефлоновые реакционные камеры ставят на плитку с постоянно поддерживаемой температурой 200 °С, растворы упаривают до

прекращения дымов. После этого добавляют 2 мл HF и 0,5 мл концентрированной HClO₄. Реакционные камеры закрывают крышками, помещают в автоклав и выдерживают в течение 1 часа при 160 °С, в течение 1 часа при 180 °С, затем в течение 1,5 часа при 200 °С.

Реакционные камеры охлаждают до комнатной температуры, вскрывают, ставят на плитку, растворы упаривают до прекращения дымов. Добавляют 1,5 мл HCl и 0,5 мл HNO₃. Реакционные камеры закрывают крышками, помещают в автоклав и выдерживают в течение 1 часа при 160 °С.

Далее реакционные камеры вновь вскрывают, ставят на плитку, растворы упаривают до прекращения дымов, добавляют 1,5 мл HCl и 0,5 мл HNO₃. Закрывают камеры крышками, помещают в автоклав и выдерживают в течение 1 часа при 160 °С.

На заключительном этапе реакционные камеры вскрывают, ставят на плитку, растворы упаривают до прекращения дымов, добавляют 1 мл HNO₃ и 2 мл HCl, нагревают получившийся раствор на плитке до исчезновения бурого цвета.

Полученные растворы переносят в полиэтиленовые бюксы, добавляют 0,2 мл раствора, содержащего 10 мг/дм³ ¹¹⁵In (внутренний стандарт при масс-спектральных измерениях), и разбавляют деионизированной водой до 20 мл, получая основной раствор.

В каждой партии из 18 образцов, независимо от способа разложения, анализируются холостая проба и стандартный образец СГД-2А, которые проходят с другими образцами в партии аналогичную процедуру разложения. Помимо СГД-2А, результаты измерений которого являются основой внутрилабораторного контроля качества, в каждой партии анализируются стандартные образцы, близкие по минеральному составу к анализируемым пробам горных пород. При анализе донных отложений, почв и других природных образцов используются соответствующие стандартные образцы.

Для съемки на масс-спектрометре используются разбавленные в 20 раз основные растворы. Массы используемых навесок, масса переведенных проб, масса аликвоты при разбавлении пробы, масса аликвоты внутреннего стандарта с точностью до 4-го знака фиксируются в электронных таблицах и применяются в последующих расчетах.

Измерение концентраций химических элементов

В Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН измерения выполняются на квадрупольном

масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore). В лаборатории ведется постоянный контроль параметров микроклимата, влияющих на качество измерений, с записью в соответствующий журнал. Температура поддерживается с помощью системы кондиционирования, ее колебания не превышают 2 °С в час и 5 °С за весь период съемки. Влажность не превышает 80 %. Каждая аналитическая сессия включает в себя несколько этапов:

- настройку и стабилизацию параметров прибора, масс-калибровку квадруполья, при необходимости установку усиливающих напряжений и перекрестную калибровку детектора;

- промер настроечного раствора, фиксацию чувствительности детектора и уровня мешающих воздействий (уровень оксидных и двузарядных ионов);

- промер блока калибровочных растворов. Калибровка проводится с использованием 68-элементного (ICP-MS-68A-A) и 13-элементного (ICP-MS-68A-B) стандартных растворов фирмы High-Purity Standards.

Измерение исследуемых образцов, контрольных образцов и холостых образцов выполняется группами по 15–20 шт., с промежуточным промером калибровочных блоков, что необходимо для фиксации дрейфа чувствительности прибора.

Результаты

Контроль качества измерений методом ICP-MS в рамках данного исследования проводился на стандартных образцах BHVO-2, СГД-2А, GSP-2 и внутрилабораторном стандарте С-1412, а также образцах базальтов (MBTm-R2, SS22-14-1) и гранитоидов (Ca-948-3, 010622-10) (табл. 2). Разложение тестовых проб проводилось в открытой системе и в автоклаве. Средние значения концентраций, стандартные отклонения и значения относительного стандартного отклонения (RSD) приведены в таблице 3.

Результаты измерений концентрации химических элементов в эталонных образцах мафитов (BHVO-2, СГД-2А, С-1412) характеризуются хорошей воспроизводимостью при разложении и в открытой системе, и в автоклавах. RSD для большинства элементов составляет менее 7 %, коэффициент корреляции между измеренными и аттестованными значениями концентраций химических элементов R² = 0,99 (рис. 1 и 2; табл. 3). Более высокие значения RSD (7–11 %) отмечены для Li, Cd, Cs, Tm, Lu, U. Максимально

Таблица 2. Химический состав (вес. %) аттестованных стандартов, внутрилабораторного стандарта (*in-house*) и тестовых проб мафитов и гранитов

Table 2. Chemical composition (wt. %) of certified standards, an *in-house* standard and test samples of mafites and granites

| Стандарт Standard | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO ^{tot} | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Сумма Total |
|----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------------|
| BHVO-2 | 49,90 | 2,73 | 13,50 | 12,30 | нд | 7,23 | 11,40 | 2,22 | 0,52 | 0,27 | 100,07 |
| СГД-2А | 46,40 | 1,71 | 14,88 | 11,66 | 0,17 | 7,00 | 10,97 | 2,82 | 2,96 | 1,01 | 99,58 |
| GSP-2 | 66,08 | 0,66 | 14,90 | 4,90 | нд | 0,96 | 2,10 | 2,78 | 5,38 | 0,29 | 98,05 |
| C-1412 | 48,02 | 1,83 | 13,26 | 18,74 | 0,27 | 5,61 | 9,68 | 2,22 | 0,27 | 0,10 | 100,00 |
| Проба Sample | | | | | | | | | | | |
| МВТm-R2 | 50,55 | 2,14 | 7,51 | 12,05 | 0,32 | 3,98 | 19,78 | 0,11 | 2,96 | 0,60 | 100,00 |
| SS22-14-1 | 50,50 | 1,46 | 12,54 | 11,99 | 0,18 | 9,65 | 11,51 | 1,02 | 1,00 | 0,14 | 100,00 |
| Ca-948-3 | 66,13 | 0,08 | 10,01 | 16,53 | 0,18 | 3,85 | 0,26 | 0,15 | 2,79 | 0,02 | 100,00 |
| 010622-10 | 70,93 | 0,41 | 13,21 | 4,33 | 0,06 | 0,47 | 2,13 | 2,78 | 5,62 | 0,06 | 100,00 |

Примечание. Здесь и в табл. 3 аттестованные стандарты: BHVO-2 – базальт, Гавайские острова, Геологическая служба США [Wilson, 1998], СГД-2А – эссекитовое габбро [Каталог..., 2009], GSP-2 – гранодиорит, Силвер Плум, Колорадо, Геологическая служба США [Wilson, 1998].

Внутрилабораторные стандарты (пересчитаны на безводный остаток): С-1412 – оливинсодержащий долерит о. Талвишари (оз. Пяозеро) [Stepanova et al., 2014]; МВТm-R2 – трахибазальт, р. Тулемайоки (Ладожская структура), SS22-14-1 – пикробазальт Ялгубского кряжа (Онежская структура) [Svetov et al., 2020], Ca-948-3 – сиенит, о. Речной, Онежская структура (коллекция А. В. Степановой), 010622-10 – гранит рапакиви (выборгит), Колатсельга (коллекция А. А. Конышева); нд – нет данных.

Note. Here and in Table 3 certified standards: BHVO-2 – basalt, Hawaiian Islands, USGS [Wilson, 1998], СГД-2А – essexite gabbro [Catalog..., 2009], GSP-2 – granodiorite, Silver Plume, Colorado, USGS [Wilson, 1998].

In-house standards (recalculated for anhydrous residue): C-1412 – olivine-containing dolerite, Talvishari Island (Lake Pyaozero) [Stepanova et al., 2014]; МВТm-R2 – trachybasalt, Tulemajoki River (Ladoga structure), SS22-14-1 – picrobasalt of the Yalgubsky Ridge (Onega structure) [Svetov et al., 2020], Ca-948-3 – syenite, Rechnoy Island, Onega structure (collected by A. V. Stepanova), 010622-10 – rapakivi granite (vyborgite), Kolatselga (collected by A. A. Konyshev); нд – no data.

высокие значения RSD (11–20 %) установлены для Ga, Cd при анализе эталонного образца СГД-2А с разложением в открытой системе.

Для гранитоидов (стандарт GSP-2, автоклавное разложение) полученные результаты характеризуются хорошей воспроизводимостью. RSD для большинства элементов составляет менее 7 %, коэффициент корреляции между измеренными и аттестованными значениями концентраций химических элементов $R^2 = 0,99$ (рис. 2; табл. 3). Более высокие значения RSD (7–11 %) отмечены для Li, Be, Cr, Ga, Cd, Tm, Lu, Hf, Pb, U. Величины RSD в диапазоне 11–17 % установлены только для Cu, Mo, Cd и W.

Традиционно кроме аттестованных международных стандартных образцов для контроля точности измерений в аналитической лаборатории используются внутрилабораторные (*in-house*) стандартные образцы.

В качестве внутреннего стандарта при анализе пород основного-ультраосновного состава с 2015 г. в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН используется образец оливинсодержащего долерита С-1412 (табл. 2, 3), отобранный в центральной части дайки долеритов мощно-

стью около 100 м на о.Талвишари (оз. Пяозеро) [Stepanova et al., 2014]. Этот образец ранее был геохимически, геохронологически и изотопно охарактеризован [Stepanova et al., 2014] и многократно проанализирован различными методами (XRF в ИГЕМ РАН; ICP-MS и ICP-AES в ИПТМ РАН; ICP-MS в ИГ КарНЦ РАН) [Светов и др., 2015]. По геохимическим характеристикам проба отвечает толеитовым базальтам и имеет распределение рассеянных элементов, близкое к базальтам N-MORB. Характерной особенностью этого образца является содержание большинства рассеянных элементов на уровне, в 4–10 раз превышающем их концентрации в примитивной мантии, и слабо дифференцированный характер распределения РЗЭ. Такие характеристики образца делают его удобным для использования в качестве стандарта и позволяют оперативно реагировать на изменение качества анализа.

Образец С-1412 характеризуется хорошей сохранностью первичных магматических минеральных ассоциаций и в первом приближении является примером породы, для которой нет необходимости использовать автоклавное разложение. Вместе с тем сравнительный анализ концентраций циркония и других высоко-

Таблица 3. Результаты измерений содержания химических элементов (в ppm) в аттестованных стандартах и внутрилабораторном стандартном образце C-1412 методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore) в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН в период с 01.09.2022 по 01.02.2023 г.

Table 3. Results of measurements of the chemical elements content (in ppm) in certified standards and *in-house* standard sample C-1412 by the ICP-MS method on an Agilent 7900 quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer (Agilent Technologies, Singapore) at the Analytical centre of the Institute of Geology KarRC RAS from 01.09.2022 to 01.02.2023

| Элемент Element | BHVO-2* | | | BHVO-2 O.C. (N=7) | | | BHVO-2 Авт. (N=10) | | | СГД-2А* | | | СГД-2А O.C. (N=45) | | |
|--------------------|---------|-------|-------|-------------------------|------|-------|--------------------------|------|-------|---------|-----|-------|--------------------------|-------|-------|
| | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % |
| Li | 5 | | | 3,95 | 0,31 | 7,92 | 3,45 | 0,30 | 8,64 | 12 | 2 | | 11,9 | 1,03 | 8,61 |
| Be | | 0 | | 1,00 | 0,06 | 6,43 | 0,91 | 0,09 | 9,56 | 1,9 | 0,3 | | 1,75 | 0,14 | 8,19 |
| Sc | 32 | 1 | | 32,3 | 0,71 | 2,19 | 31,3 | 1,71 | 5,46 | 26 | 3 | | 22,2 | 0,79 | 3,55 |
| V | 317 | 11 | | 339 | 4,75 | 1,40 | 325 | 13,6 | 4,18 | 250 | 24 | | 258 | 11,1 | 4,32 |
| Cr | 280 | 19 | | 297 | 8,86 | 2,98 | 237 | 8,74 | 3,70 | 58 | 5 | | 58,4 | 2,28 | 3,90 |
| Co | 45 | 3 | | 45,5 | 0,72 | 1,58 | 43,8 | 1,15 | 2,62 | 40 | 4 | | 38,7 | 1,40 | 3,61 |
| Ni | 119 | 7 | | 122 | 2,46 | 2,02 | 117 | 3,62 | 3,11 | 47 | 4 | | 36,0 | 1,51 | 4,20 |
| Cu | 127 | 7 | | 138 | 5,30 | 3,84 | 133 | 4,08 | 3,07 | 58 | 5 | | 52,7 | 2,03 | 3,84 |
| Zn | 103 | 6 | | 112 | 2,42 | 2,15 | 109 | 4,55 | 4,16 | 120 | 15 | | 129 | 5,06 | 3,91 |
| Ga | 21,7 | 0,9 | | 20,0 | 0,42 | 2,12 | 19,6 | 0,87 | 4,41 | 17 | 2 | | 20,5 | 3,15 | 15,4 |
| Rb | 9,8 | 1 | | 9,15 | 0,31 | 3,33 | 9,38 | 0,27 | 2,89 | 80 | 10 | | 86,9 | 2,28 | 2,63 |
| Sr | 389 | 23 | | 396 | 9,66 | 2,44 | 395 | 9,40 | 2,38 | 2240 | 140 | | 2325 | 77,7 | 3,34 |
| Y | 26 | 2 | | 24,3 | 0,39 | 1,59 | 24,1 | 0,44 | 1,81 | 30 | 3 | | 28,2 | 0,83 | 2,94 |
| Zr | 172 | 11 | | 178 | 4,22 | 2,37 | 179 | 2,84 | 1,59 | 219 | 16 | | 214 | 6,27 | 2,93 |
| Nb | 18 | 2 | | 18,5 | 0,19 | 1,02 | 17,9 | 0,42 | 2,32 | 8,4 | 1,3 | | 8,04 | 0,30 | 3,78 |
| Mo | | | | 6,04 | 0,04 | 0,60 | 4,01 | 0,25 | 6,29 | 1,4 | 0,2 | | 0,96 | 0,09 | 9,52 |
| Cd | | | | 0,22 | 0,02 | 8,45 | 0,20 | 0,02 | 11,95 | | | | 0,18 | 0,04 | 19,5 |
| Cs | | | | 0,07 | 0,01 | 8,73 | 0,08 | 0,01 | 7,87 | 3,3 | 0,5 | | 3,59 | 0,12 | 3,43 |
| Ba | 130 | 13 | | 131 | 1,60 | 1,22 | 133 | 3,61 | 2,72 | 1520 | 150 | | 1550 | 51,4 | 3,32 |
| La | 15 | 1 | | 15,4 | 0,37 | 2,41 | 15,7 | 0,49 | 3,15 | 82 | 10 | | 84,4 | 2,50 | 2,96 |
| Ce | 38 | 2 | | 38,7 | 1,23 | 3,18 | 39,2 | 1,23 | 3,14 | 163 | 20 | | 184 | 5,22 | 2,83 |
| Pr | | | | 5,40 | 0,08 | 1,45 | 5,46 | 0,13 | 2,34 | 20,7 | 3,7 | | 22,6 | 0,69 | 3,05 |
| Nd | 25 | 1,8 | | 24,5 | 0,37 | 1,50 | 24,9 | 0,73 | 2,91 | 89 | 11 | | 91,0 | 2,59 | 2,85 |
| Sm | 6,2 | 0,4 | | 6,17 | 0,06 | 1,04 | 6,32 | 0,37 | 5,82 | 17 | 2 | | 16,1 | 0,37 | 2,28 |
| Eu | | | | 2,15 | 0,04 | 2,06 | 2,09 | 0,03 | 1,46 | 3,9 | 0,5 | | 4,24 | 0,135 | 3,18 |
| Gd | 6,3 | 0,2 | | 6,88 | 0,15 | 2,12 | 6,70 | 0,24 | 3,52 | 11,5 | 2 | | 12,2 | 0,42 | 3,44 |
| Tb | 0,9 | | | 1,02 | 0,06 | 6,29 | 1,01 | 0,04 | 3,43 | 1,5 | 0,2 | | 1,53 | 0,05 | 3,16 |
| Dy | | 0 | | 5,62 | 0,24 | 4,30 | 5,53 | 0,15 | 2,79 | 6,2 | 1 | | 6,66 | 0,19 | 2,91 |
| Ho | 1,04 | 0,04 | | 1,03 | 0,05 | 5,10 | 1,01 | 0,02 | 2,37 | 1,1 | 0,2 | | 1,13 | 0,04 | 3,65 |
| Er | | | | 2,73 | 0,05 | 1,97 | 2,68 | 0,10 | 3,63 | 2,8 | 0,6 | | 2,96 | 0,09 | 3,16 |
| Tm | | | | 0,33 | 0,03 | 9,85 | 0,34 | 0,03 | 7,50 | 0,35 | | | 0,35 | 0,03 | 8,24 |
| Yb | 2 | 0,2 | | 2,09 | 0,08 | 3,87 | 2,12 | 0,09 | 4,19 | 2,5 | 0,3 | | 2,13 | 0,08 | 3,74 |
| Lu | 0,28 | 0,014 | | 0,27 | 0,02 | 7,91 | 0,28 | 0,02 | 7,38 | 0,3 | 0,1 | | 0,32 | 0,03 | 9,16 |
| Hf | 4,1 | 0,3 | | 4,98 | 0,12 | 2,47 | 4,85 | 0,24 | 4,99 | 5,3 | 0,9 | | 6,11 | 0,20 | 3,34 |
| Ta | 1,4 | | | 1,31 | 0,03 | 2,03 | 1,20 | 0,05 | 4,18 | 0,5 | 0,1 | | 0,57 | 0,05 | 8,19 |
| W | | | | 0,28 | 0,02 | 5,80 | 0,23 | 0,02 | 8,81 | | | | 1,15 | 0,11 | 9,79 |
| Pb | | | | 1,65 | 0,08 | 4,98 | 1,77 | 0,16 | 9,26 | 15 | 2 | | 13,7 | 0,64 | 4,68 |
| Th | 1,2 | 0,3 | | 1,25 | 0,06 | 4,57 | 1,42 | 0,07 | 5,06 | 8 | 1 | | 7,55 | 0,26 | 3,50 |
| U | | | | 0,46 | 0,04 | 8,20 | 0,45 | 0,02 | 5,15 | 1,8 | 0,3 | | 1,85 | 0,08 | 4,19 |

Продолжение / continued

| Элемент Element | СГД-2А Авт. (N=16) | | | C-1412 | | | C-1412 O.C. (N=4) | | | C-1412 Авт. (N=4) | | | GSP-2* | | GSP-2 Авт. (N=26) | | | |
|--------------------|--------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------------------------|------|-------|-------------------------|------|-------|--------|-----|-------------------------|------|------|-------|
| | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % | CO | CO | RSD % |
| Li | 12,2 | 1,14 | 9,34 | 7,25 | 0,36 | | 6,81 | 0,13 | 1,86 | 7,54 | 0,24 | 3,18 | 36 | 1 | | 31,4 | 2,83 | 9,04 |
| Be | 1,81 | 0,14 | 7,51 | 0,43 | 0,02 | | 0,48 | 0,01 | 2,95 | 0,43 | 0,01 | 3,42 | 1,5 | 0,2 | | 1,34 | 0,13 | 9,55 |
| Sc | 21,7 | 1,17 | 5,40 | 39,7 | 1,99 | | 40,44 | 0,68 | 1,69 | 41,8 | 2,02 | 4,84 | 6,3 | 0,7 | | 6,63 | 0,46 | 6,93 |
| V | 248 | 11,07 | 4,47 | 462 | 23,1 | | 441 | 6,15 | 1,39 | 453 | 15,5 | 3,43 | 52 | 4 | | 54,6 | 3,34 | 6,12 |
| Cr | 46,9 | 4,83 | 10,3 | 47,3 | 2,36 | | 43,9 | 0,64 | 1,46 | 35,0 | 0,93 | 2,66 | 20 | 6 | | 18,4 | 1,33 | 7,23 |
| Co | 38,1 | 1,96 | 5,14 | 66,0 | 3,30 | | 67,4 | 0,93 | 1,38 | 70,2 | 3,20 | 4,55 | 7,3 | 0,8 | | 6,97 | 0,21 | 3,02 |
| Ni | 34,3 | 1,87 | 5,46 | 81,0 | 4,05 | | 77,3 | 1,02 | 1,32 | 81,3 | 0,17 | 0,21 | 17 | 2 | | 15,7 | 1,10 | 7,02 |
| Cu | 50,4 | 2,32 | 4,61 | 264 | 13,22 | | 263 | 4,64 | 1,76 | 268 | 10,1 | 3,76 | 43 | 4 | | 44,9 | 6,12 | 13,6 |
| Zn | 124 | 6,44 | 5,19 | 166 | 8,30 | | 159 | 1,72 | 1,08 | 163 | 4,15 | 2,55 | 120 | 10 | | 113 | 3,86 | 3,42 |
| Ga | 18,6 | 1,19 | 6,41 | 20,6 | 1,03 | | 20,1 | 0,37 | 1,82 | 19,8 | 0,04 | 0,21 | 22 | 2 | | 17,5 | 1,91 | 10,9 |
| Rb | 85,8 | 4,45 | 5,19 | 7,15 | 0,36 | | 7,15 | 0,09 | 1,25 | 7,47 | 0,07 | 0,96 | 245 | 7 | | 243 | 9,04 | 3,73 |
| Sr | 2292 | 101 | 4,43 | 115 | 5,74 | | 121 | 1,52 | 1,26 | 130 | 4,27 | 3,28 | 240 | 10 | | 238 | 9,29 | 3,90 |

Окончание табл. 3
Table 3 (continued)

| Элемент Element | СГД-2А Авт. (N=16) | | | C-1412 | | C-1412 О.С. (N=4) | | | C-1412 Авт. (N=4) | | | GSP-2* | | GSP-2 Авт. (N=26) | | |
|--------------------|--------------------------|-------|------|--------|------|-------------------------|-------|------|-------------------------|-------|------|--------|------|-------------------------|-------|------|
| | CO | RSD % | | CO | | CO | RSD % | CO | RSD % | CO | | CO | | CO | RSD % | |
| Y | 27,9 | 1,42 | 5,08 | 24,3 | 1,22 | 24,5 | 0,43 | 1,76 | 25,4 | 1,13 | 4,47 | 28 | 2 | 24,9 | 0,94 | 3,77 |
| Zr | 220 | 8,01 | 3,64 | 69,4 | 3,47 | 65,2 | 1,07 | 1,65 | 64,4 | 1,37 | 2,13 | 550 | 30 | 560 | 33,4 | 5,95 |
| Nb | 8,01 | 0,32 | 4,01 | 4,83 | 0,24 | 4,81 | 0,09 | 1,86 | 5,19 | 0,15 | 2,97 | 27 | 2 | 26,2 | 1,03 | 3,93 |
| Mo | 0,83 | 0,09 | 10,4 | 0,5 | 0,02 | 0,36 | 0,03 | 8,66 | 0,36 | 0,01 | 2,93 | 2,1 | 0,6 | 2,34 | 0,30 | 12,9 |
| Cd | 0,18 | 0,03 | 13,9 | 1,72 | 0,09 | 0,23 | 0,003 | 1,54 | 0,23 | 0,01 | 5,44 | | | 0,43 | 0,05 | 12,0 |
| Cs | 3,53 | 0,18 | 5,21 | 0,26 | 0,01 | 0,27 | 0,004 | 1,45 | 0,24 | 0,02 | 9,43 | 1,2 | 0,1 | 1,16 | 0,07 | 6,03 |
| Ba | 1551 | 77,8 | 5,02 | 62,1 | 3,10 | 62,7 | 1,14 | 1,82 | 67,5 | 0,35 | 0,51 | 1340 | 44 | 1386 | 58,6 | 4,22 |
| La | 84,3 | 3,56 | 4,22 | 4,64 | 0,23 | 4,95 | 0,06 | 1,10 | 5,52 | 0,04 | 0,69 | 180 | 12 | 193 | 8,37 | 4,34 |
| Ce | 183 | 8,70 | 4,74 | 12,3 | 0,61 | 12,9 | 0,11 | 0,85 | 149 | 0,19 | 1,33 | 410 | 30 | 455 | 17,6 | 3,87 |
| Pr | 22,3 | 1,24 | 5,55 | 1,79 | 0,09 | 1,94 | 0,02 | 1,13 | 2,19 | 0,06 | 2,85 | 51 | 5 | 58,1 | 2,50 | 4,30 |
| Nd | 90,3 | 4,75 | 5,26 | 9,46 | 0,47 | 9,71 | 0,08 | 0,79 | 10,7 | 0,17 | 1,56 | 200 | 12 | 215 | 8,13 | 3,78 |
| Sm | 15,8 | 0,69 | 4,35 | 2,99 | 0,15 | 3,08 | 0,07 | 2,20 | 3,21 | 0,05 | 1,54 | 27 | 1 | 26,9 | 1,25 | 4,65 |
| Eu | 4,20 | 0,23 | 5,35 | 1,1 | 0,06 | 1,16 | 0,01 | 0,77 | 1,22 | 0,01 | 0,41 | 2,3 | 0 | 2,62 | 0,13 | 5,00 |
| Gd | 12,1 | 0,59 | 4,90 | 3,75 | 0,19 | 4,28 | 0,07 | 1,73 | 4,48 | 0,02 | 0,50 | 12 | 2 | 13,3 | 0,59 | 4,45 |
| Tb | 1,52 | 0,08 | 5,21 | 0,66 | 0,03 | 0,74 | 0,02 | 2,68 | 0,78 | 0,02 | 2,00 | | | 1,74 | 0,07 | 3,98 |
| Dy | 6,54 | 0,39 | 5,92 | 4,38 | 0,22 | 4,67 | 0,05 | 1,05 | 5,12 | 0,06 | 1,13 | 6,1 | | 6,20 | 0,27 | 4,32 |
| Ho | 1,12 | 0,06 | 5,23 | 0,93 | 0,05 | 1,03 | 0,01 | 1,11 | 1,09 | 0,05 | 4,42 | 1 | 0,1 | 1,03 | 0,05 | 4,85 |
| Er | 2,95 | 0,16 | 5,57 | 2,82 | 0,14 | 2,99 | 0,05 | 1,73 | 3,25 | 0,08 | 2,52 | 2,2 | | 2,95 | 0,13 | 4,40 |
| Tm | 0,36 | 0,04 | 9,64 | 0,41 | 0,02 | 0,44 | 0,01 | 2,13 | 0,47 | 0,004 | 0,91 | 0,29 | 0,02 | 0,32 | 0,03 | 9,92 |
| Yb | 2,11 | 0,12 | 5,57 | 2,74 | 0,14 | 2,83 | 0,08 | 2,67 | 3,09 | 0,03 | 0,80 | 1,6 | 0,2 | 1,83 | 0,09 | 4,99 |
| Lu | 0,32 | 0,03 | 9,82 | 0,39 | 0,02 | 0,44 | 0,01 | 2,07 | 0,49 | 0,01 | 2,33 | 0,23 | 0,03 | 0,26 | 0,03 | 9,53 |
| Hf | 6,15 | 0,41 | 6,59 | 2,17 | 0,11 | 2,12 | 0,12 | 5,74 | 2,58 | 0,06 | 2,30 | 14 | 1 | 15,3 | 1,12 | 7,27 |
| Ta | 0,52 | 0,06 | 10,6 | 0,6 | 0,03 | 0,36 | 0,03 | 7,22 | 0,35 | 0,03 | 9,75 | | | 0,90 | 0,06 | 6,83 |
| W | 1,08 | 0,09 | 8,58 | 0,17 | 0,01 | 0,14 | 0,01 | 3,87 | 0,12 | 0,01 | 7,82 | | | 0,35 | 0,06 | 16,9 |
| Pb | 13,4 | 1,30 | 9,67 | 2,54 | 0,13 | 2,60 | 0,07 | 2,76 | 2,75 | 0,16 | 5,83 | 42 | 3 | 46,8 | 3,65 | 7,80 |
| Th | 7,44 | 0,65 | 8,73 | 0,37 | 0,02 | 0,42 | 0,01 | 3,04 | 0,46 | 0,004 | 0,92 | 105 | 8 | 117 | 7,64 | 6,53 |
| U | 1,83 | 0,16 | 8,51 | 0,09 | 0,01 | 0,11 | 0,004 | 3,86 | 0,12 | 0,01 | 9,26 | 2,4 | 0,19 | 2,51 | 0,22 | 8,72 |

Примечание. Внутривлабораторный стандарт C-1412 – см. примечание к табл. 2. Здесь и в табл. 4: CO – стандартное отклонение; RSD – относительное стандартное отклонение; способы разложения проб: О.С. – в открытой системе, Авт. – автоклавное разложение. * – аттестованные значения.

Note. In-house standard C-1412 – see the note to Table 2. Here and in Table 4: CO – standard deviation; RSD – relative standard deviation; sample decomposition methods: O.C. – in an open system, Авт. – autoclave decomposition. * – certified values.

зарядных элементов (HFSE) в этом образце показал расхождения прежде всего в оценке содержания Zr методом ICP-MS и XRF [Stepanova et al., 2014]. Авторы указанной работы при обсуждении состава этого образца использовали данные, полученные методом XRF, полагая, что концентрации HFSE в результатах анализа ICP-MS с разложением в открытой системе занижены. Результаты анализа образца C-1412 на масс-спектрометре Agilent 7900 с разложением в автоклаве показывают, что при таком способе разложения концентрации Zr демонстрируют хорошую сходимость с данными, получаемыми методом XRF (рис. 3). Полученные данные показывают, что при анализе цирконсодержащих пород разложение в автоклавах является предпочтительным методом не только для кислых пород, но и для средне-крупнозернистых базитов, являющихся поздними дифференциатами расплавов основного состава, где можно ожидать кристаллизации циркона.

В стекловатых базальтах, мелкозернистых габброидах хорошей сохранности, где циркон не

кристаллизовался, автоклавное разложение не является необходимым. С учетом гораздо меньшей устойчивости бадделеита при кислотном разложении по сравнению с цирконом [Сальникова и др., 2022] при анализе неметаморфизованных базитов, где бадделеит является главным циркониевым минералом, автоклавное разложение также не является необходимым.

Для метаморфизованных базитов, а также амфиболитов, кристаллосланцев и эклогитов автоклавное разложение является предпочтительным, так как в этих породах при метаморфизме формируются трудноразлагаемые фазы, прежде всего циркон и гранат. Содержание циркона в этих породах значительно меньше 1 об. %, при разложении в открытой системе не фиксируются осадки и помутнение растворов, однако разница в концентрации Zr при оценке разными методами может достигать 30 %, а на мультиэлементных диаграммах в этих случаях фиксируется хорошо выраженный минимум.

Дополнительно были изучены следующие тестовые образцы базитов и гранитоидов.

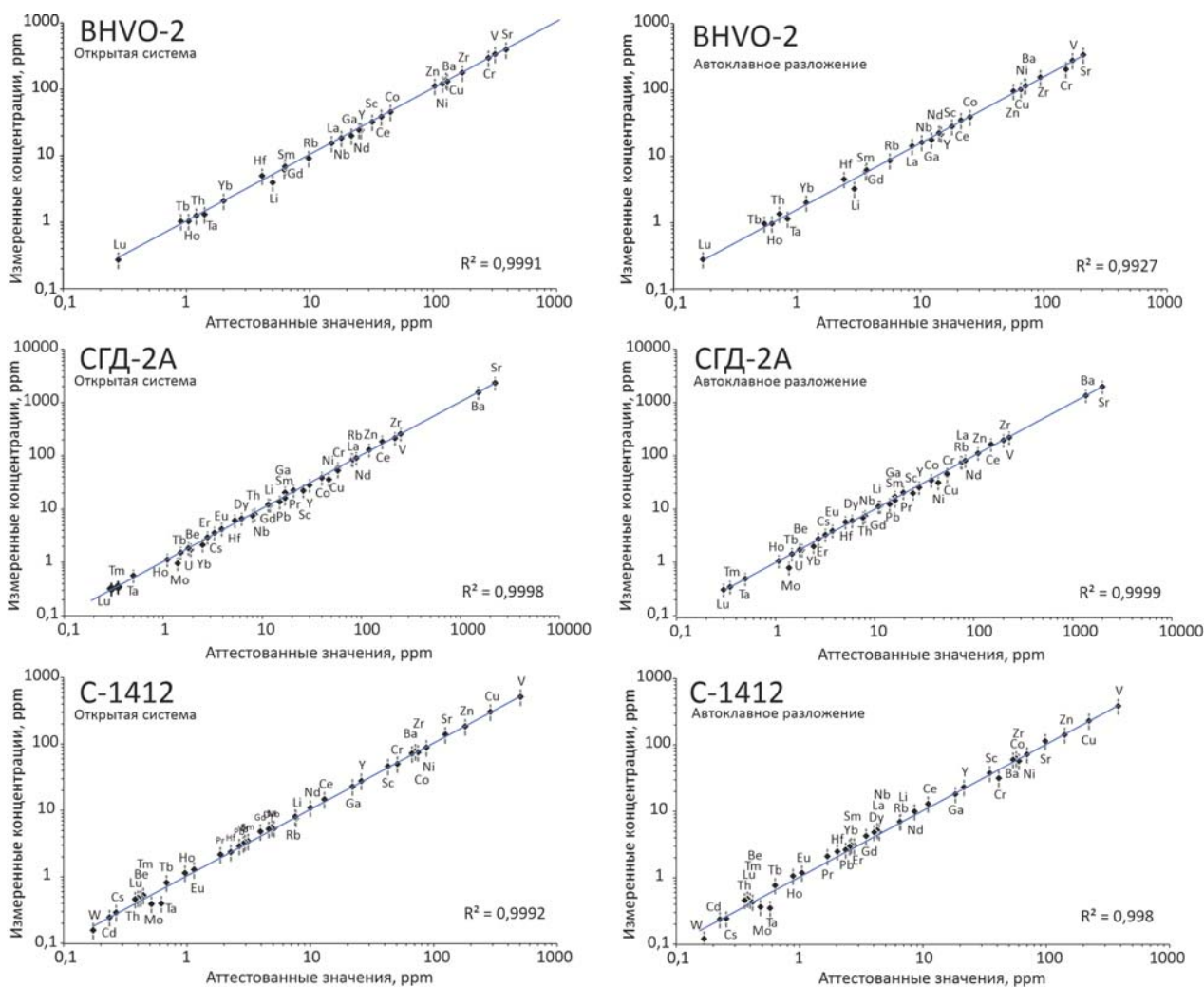


Рис. 1. Результаты измерений химического состава стандартных образцов BHVO-2 (серия из 7 измерений при разложении проб в открытой системе и 10 – при автоклавном разложении), СГД-2А (серия из 45 измерений при растворении проб в открытой системе и 16 – при автоклавном разложении), С-1412 (серия из 4 измерений при растворении проб в открытой системе и 4 – при автоклавном разложении), методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore) в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН в период с 01.09.2022 по 01.02.2023 г. Здесь и на рис. 2 вертикальные линии соответствуют RSD 7 %

Fig. 1. Results of measurements of the chemical composition of standard samples BHVO-2 (a series of 7 measurements during samples decomposition in an open system and 10 measurements during autoclave decomposition), СГД-2А (a series of 45 measurements during samples dissolution in an open system and 16 measurements during autoclave decomposition), С-1412 (a series of 4 measurements during samples dissolution in an open system and 4 measurements during autoclave decomposition), by the ICP-MS method on an Agilent 7900 quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer (Agilent Technologies, Singapore) at the Analytical centre of the Institute of Geology KarRC RAS from 01.09.2022 to 01.02.2023. Here and in Fig. 2 vertical lines correspond to RSD 7 %

Образец MBTm-R2 – мезопротерозойский трахибазальт Приозерской свиты (район р. Тулемайоки, Ладожская структура) – тонкозернистый, миндалекаменной структуры, содержит первичные магматические форстерит, авгит и плагиоклаз и не подвергнут метаморфическим изменениям (коллекция Е. Н. Световой).

Проба SS22-14-1 – палеопротерозойский базальт, отобранный из центральной части по-

душки в мощном лавовом потоке в разрезе Ялгубского кряжа (Онежская структура) [Svetov et al., 2020]. Порода изменена в условиях пренит-пумпелитовой фации, сложена авгитом, плагиоклазом, эпидотом, хлоритом и серицитом, содержит титанит и кальцит.

Проба Ca-948-3 – кварцевый сиенит из жилы, секущей палеопротерозойские габбро-долериты на о. Речной Онежского озера

(коллекция А. В. Степановой). Сложен преимущественно калиевым полевым шпатом и кварцем, присутствуют хлорит и гематит.

Проба 010622-10 мезопротерозойского гранита рапакиви (выборгита) отобрана в районе п. Колатсельга (коллекция А. А. Конышева). Породы сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, амфиболом. Вкрапленники калиевого полевого шпата окружены плагиоклазовой каймой и располагаются в более мелкозернистой основной массе. С учетом неоднородной зернистости пород на стадии дробления и истирания использовалась навеска 1 кг, из которой после тщательного перемешивания отквартовывалась навеска массой 30 г и из нее впоследствии отквартовывалась навеска 1 г.

Результаты анализа концентраций рассеянных элементов в исследованных образцах базитов отражены в таблице 4. Установлено, что для большинства элементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Y, Zr, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Hf, Ta, Pb, Th) достигнута хорошая воспроизводимость результатов. RSD не превышает уровень 1–6 %, для Li, Be, Rb, Mo, Cd, Ba, Tm, W, U значения RSD варьируют от 7 до 11 %.

Анализ результатов определения рассеянных элементов в гранитоидах (табл. 4) показал, что воспроизводимость результатов отличается большей вариабельностью. RSD для отдельных проб гранитоидов варьирует более значительно. На примере пробы сиенита № Ca-948-3 установлено, что значения RSD для Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Y, Zr, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Dy < 5 %, для Li, Cr, Sr, Nb, Eu, Gd, Er, Yb, Hf < 10 %, для Be, Tb, Ho, Lu < 15 %, для Cd, Tm, Th, U < 20 %. Самой низкой воспроизводимостью результатов для данной пробы характеризуются измеренные концентрации Ta и Pb, для которых RSD – 25 и 40 % соответственно.

Однако проведенное исследование гранитов рапакиви (проба № 010622-10), для которых была использована большая навеска, показала для всех химических элементов значение RSD < 11 % (табл. 4). То есть специфика минерального состава гранитоидов, а также объем используемой навески могут влиять на воспроизводимость результатов анализа, что требует тщательного контроля.

Таким образом, полученные в Аналитическом центре результаты показывают хорошую воспроизводимость анализов, выполненных методом ICP-MS по пробам с разложением в открытой системе и автоклаве. Очевидно, что аналитические исследования мафитов требуют меньших физических затрат и выполняются с более высокой точностью, чем в случае с кислыми породами.

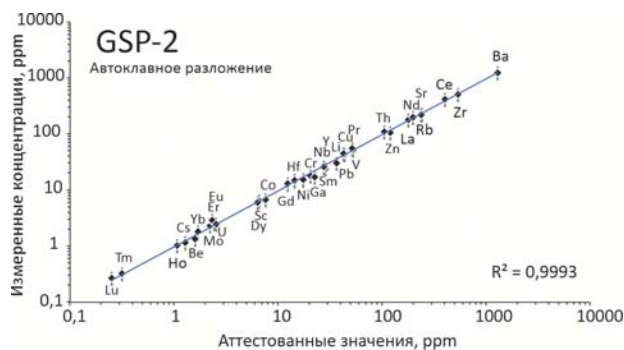


Рис. 2. Результаты тестовых измерений химического состава стандартного образца GSP-2 (серия из 26 измерений при автоклавном разложении) методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore) в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН в период с 09.2022 по 02.2023 г.

Fig. 2. Results of test measurements of the chemical composition of standard sample GSP-2 (a series of 26 measurements during autoclave decomposition) by the ICP-MS method on an Agilent 7900 quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer (Agilent Technologies, Singapore) at the Analytical centre of the Institute of Geology KarRC RAS from 09.2022 to 02.2023

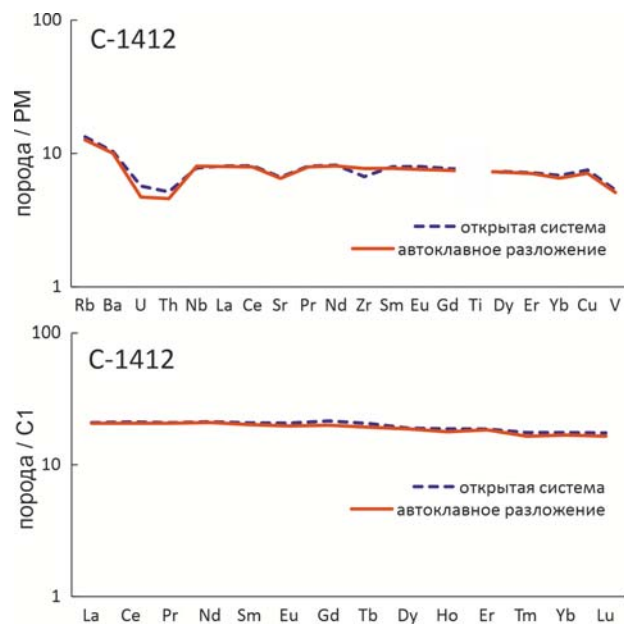


Рис. 3. Нормированное [по: Sun, McDonough, 1989] распределение рассеянных и редкоземельных элементов во внутрилабораторном стандарте C-1412 (оливинсодержащий долерит о. Талвишари (оз. Пяозеро) [Stepanova et al., 2014]) при разложении в открытой системе и автоклаве

Fig. 3. Normalized [after: Sun, McDonough, 1989] distribution of trace and rare earth elements in *in-house* standard sample C-1412 (olivine-bearing dolerite from Talvishari Island (Lake Pyaozero) [Stepanova et al., 2014]) upon decomposition in an open system and autoclave

Таблица 4. Результаты измерений содержания химических элементов (в ppm) методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore) в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН в образцах базитов и гранитоидов

Table 4. Results of measurements of the chemical elements content (in ppm) by the ICP-MS method on an Agilent 7900 quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer (Agilent Technologies, Singapore) at the Analytical centre of the Institute of Geology KarRC RAS in samples of basites and granitoids

| Элемент Element | MBTm-R2, базальт (Авт.) | | | SS22-14-1, базальт (О.С.) | | | Ca-948-3, гранит (Авт.) | | | 010622 - 10, гранит (Авт.) | | |
|--------------------|-------------------------|------|-------|---------------------------|------|-------|-------------------------|-------|-------|----------------------------|------|-------|
| | Ср. (N=16) | CO | RSD % | Ср. (N=16) | CO | RSD % | Ср. (N=16) | CO | RSD % | Ср. (N=16) | CO | RSD % |
| Li | 24,2 | 2,03 | 8,39 | 4,22 | 0,34 | 8,12 | 45,1 | 3,95 | 8,75 | 35,3 | 3,00 | 8,50 |
| Be | 1,10 | 0,14 | 12,7 | 2,39 | 0,21 | 8,86 | 0,18 | 0,02 | 14,0 | 2,27 | 0,17 | 7,48 |
| Sc | 13,1 | 0,34 | 2,60 | 22,3 | 0,52 | 2,34 | 3,14 | 0,10 | 3,20 | 9,94 | 0,36 | 3,62 |
| V | 10081 | 207 | 2,05 | 7714 | 180 | 2,34 | 363 | 13 | 3,60 | 2173 | 53 | 2,42 |
| Cr | 114 | 3 | 2,23 | 147 | 2 | 1,63 | 120 | 7 | 5,61 | 9 | 1 | 8,20 |
| Co | 20,5 | 0,46 | 2,26 | 36,1 | 0,73 | 2,02 | 45,4 | 1,22 | 2,69 | 2,07 | 0,07 | 3,38 |
| Ni | 13,7 | 0,41 | 2,96 | 144 | 3,35 | 2,33 | 72,8 | 1,96 | 2,69 | 6,21 | 0,17 | 2,71 |
| Cu | 5,70 | 0,28 | 4,96 | 32,0 | 0,69 | 2,16 | 404 | 7,88 | 1,95 | 7,20 | 0,20 | 2,83 |
| Zn | 98,6 | 2,56 | 2,60 | 77,6 | 1,72 | 2,21 | 97,2 | 2,02 | 2,08 | 108 | 2,00 | 1,85 |
| Ga | 0,33 | 0,01 | 4,22 | 27,4 | 0,66 | 2,40 | 7,49 | 0,26 | 3,50 | 21,9 | 2,12 | 9,69 |
| Rb | 28,6 | 0,51 | 1,79 | 0,77 | 0,08 | 9,84 | 67,9 | 1,08 | 1,58 | 150 | 3,03 | 2,03 |
| Sr | 72,4 | 1,26 | 1,74 | 691 | 8,46 | 1,22 | 23,5 | 1,32 | 5,64 | 133 | 2,16 | 1,63 |
| Y | 24,5 | 0,45 | 1,84 | 20,8 | 0,33 | 1,57 | 3,88 | 0,09 | 2,37 | 42,0 | 0,58 | 1,39 |
| Zr | 178 | 2,91 | 1,63 | 177 | 2,31 | 1,31 | 38,1 | 0,54 | 1,40 | 426 | 6,73 | 1,58 |
| Nb | 17,4 | 0,39 | 2,23 | 18,8 | 0,34 | 1,81 | 0,34 | 0,02 | 6,84 | 27,8 | 0,61 | 2,19 |
| Mo | 0,13 | 0,01 | 11,0 | 2,21 | 0,17 | 7,55 | 0,64 | 0,02 | 3,27 | 2,07 | 0,07 | 3,59 |
| Cd | 0,30 | 0,03 | 10,4 | 0,23 | 0,03 | 13,4 | 0,04 | 0,01 | 24,7 | 0,36 | 0,04 | 10,6 |
| Cs | 0,55 | 0,03 | 5,59 | 0,08 | 0,01 | 13,6 | 3,73 | 0,12 | 3,26 | 1,85 | 0,07 | 3,67 |
| Ba | 892 | 25 | 2,86 | 17 | 2 | 9,44 | 1509 | 40 | 2,64 | 1429 | 23 | 1,59 |
| La | 34,6 | 1,02 | 2,94 | 33,5 | 0,77 | 2,20 | 5,40 | 0,18 | 3,24 | 60,1 | 1,71 | 2,85 |
| Ce | 71,7 | 1,57 | 2,19 | 65,1 | 1,37 | 2,10 | 8,93 | 0,26 | 2,89 | 127 | 2,77 | 2,17 |
| Pr | 8,59 | 0,24 | 2,79 | 7,66 | 0,20 | 2,63 | 1,33 | 0,05 | 4,03 | 15,7 | 0,42 | 2,71 |
| Nd | 34,8 | 1,04 | 2,98 | 31,0 | 0,90 | 2,91 | 5,69 | 0,21 | 3,68 | 63,4 | 2,01 | 3,16 |
| Sm | 6,31 | 0,17 | 2,66 | 6,26 | 0,19 | 3,08 | 1,15 | 0,05 | 4,54 | 12,2 | 0,31 | 2,55 |
| Eu | 1,90 | 0,07 | 3,48 | 2,96 | 0,09 | 3,03 | 0,57 | 0,03 | 5,21 | 2,12 | 0,06 | 3,01 |
| Gd | 5,99 | 0,17 | 2,81 | 6,19 | 0,15 | 2,46 | 1,09 | 0,06 | 5,48 | 10,8 | 0,25 | 2,30 |
| Tb | 0,87 | 0,03 | 3,48 | 0,91 | 0,03 | 3,30 | 0,15 | 0,02 | 15,6 | 1,62 | 0,04 | 2,48 |
| Dy | 4,99 | 0,14 | 2,73 | 4,68 | 0,11 | 2,28 | 0,93 | 0,020 | 2,16 | 8,71 | 0,20 | 2,27 |
| Ho | 0,98 | 0,04 | 4,17 | 0,90 | 0,03 | 3,81 | 0,14 | 0,02 | 14,3 | 1,71 | 0,05 | 2,99 |
| Er | 2,88 | 0,10 | 3,50 | 2,35 | 0,10 | 4,09 | 0,50 | 0,04 | 6,92 | 4,90 | 0,19 | 3,90 |
| Tm | 0,38 | 0,03 | 7,11 | 0,33 | 0,02 | 6,75 | 0,05 | 0,01 | 19,3 | 0,69 | 0,04 | 5,59 |
| Yb | 2,64 | 0,08 | 3,16 | 1,95 | 0,05 | 2,77 | 0,40 | 0,03 | 6,43 | 4,52 | 0,10 | 2,29 |
| Lu | 0,39 | 0,03 | 7,85 | 0,31 | 0,04 | 11,3 | 0,05 | 0,01 | 12,5 | 0,72 | 0,04 | 5,94 |
| Hf | 4,12 | 0,19 | 4,72 | 4,91 | 0,23 | 4,58 | 0,42 | 0,04 | 8,44 | 11,3 | 0,54 | 4,81 |
| Ta | 0,93 | 0,06 | 5,99 | 1,24 | 0,07 | 5,86 | 0,01 | 0,002 | 27,3 | 1,47 | 0,09 | 6,28 |
| W | 0,34 | 0,03 | 9,62 | 0,37 | 0,03 | 8,86 | 0,06 | 0,01 | 24,0 | 0,48 | 0,02 | 5,13 |
| Pb | 5,68 | 0,34 | 5,94 | 9,07 | 0,77 | 8,54 | 2,49 | 1,01 | 40,5 | 24,8 | 1,28 | 5,15 |
| Th | 1,32 | 0,08 | 6,21 | 4,19 | 0,18 | 4,20 | 0,15 | 0,03 | 16,7 | 8,21 | 0,36 | 4,37 |
| U | 0,32 | 0,04 | 11,0 | 1,27 | 0,05 | 4,05 | 0,15 | 0,03 | 18,7 | 2,65 | 0,13 | 5,06 |

Примечание. Описание образцов см. в примечании к табл. 2

Note. For sample description see Note to Table 2.

Выводы

Проведенные исследования показали, что методики, используемые в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies, Singapore), позволяют надежно и точно определять содержание литофильных

элементов в магматических и метаморфических породах широкого ряда основности.

Методика разложения проб (в открытой системе или в автоклаве) не влияет на качество анализа проб пород основного-ультраосновного состава хорошей сохранности или метаморфизованных в условиях ниже зеленосланцевой фации. Для метабазитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, гранулитовой

и эклогитовой фации предпочтителен анализ тестовых проб с разложением в открытой системе и в автоклавах с оценкой различий в результатах и выбором метода разложения для партии однотипных пород.

Для кислых пород – гранитоидов и гнейсов, а также для терригенных осадочных пород, где акцессорные минералы, прежде всего циркон, являются главными концентраторами Zr, U, Th, Pb, Y и ряда других элементов, целесообразно использовать автоклавное разложение.

Существенная вариабельность состава ОСЧ кислот, используемых при разложении образцов, требует постоянного контроля концентраций анализируемых элементов в холостых пробах и учета холостого загрязнения при расчете погрешностей.

Воспроизводимость результатов измерения концентраций химических элементов в валовых пробах горных пород методом ICP-MS в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН составляет для большинства элементов от 5 до 7 %. Вместе с тем высокие значения RSD (до 20 %), фиксируемые для ряда элементов, свидетельствуют о том, что, несмотря на строгое следование методике измерений и выдержанные параметры съемки, необходим постоянный контроль качества измерений на основе как аттестованных, так и внутрилабораторных стандартных образцов.

Литература

- Карандашев В. К., Туранов А. Н., Орлова Т. А., Лежнев А. Е., Носенко С. В., Золотарева Н. И., Москвина И. Р. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. Т. 73(1). С. 12–22.
- Каталог стандартных образцов состава природных и техногенных сред / Институт геохимии СО РАН. Иркутск, 2009. 76 с.
- Сальникова Е. Б., Степанова А. В., Азимов П. Я., Суханова М. А., Котов А. Б., Егорова С. В., Плоткина Ю. В., Толмачева Е. В., Кервинен А. В., Родионов Н. В., Степанов В. С. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделейтовых агрегатов // Петрология. 2022. Т. 30, № 6. С. 596–622. doi: 10.31857/S0869590322060061
- Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина С. Ю., Светова Е. Н., Михайлова А. И., Рыбникова З. П., Парамонов А. С., Утицина В. Л., Колодей В. С., Эхова М. В. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140
- Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Condie K. C. TTGs and adakites: Are they both slab melts? // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 33–44. doi: 10.1016/j.lithos.2003.11.001
- Furnes H., Dilek Y., DeWit M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types // Gondwana Res. 2015. No. 27(2). P. 649–685. doi: 10.1016/j.gr.2013.06.004
- Hoffmann J. E., Nagel T. J., Münker C., Næraa T., Rosing M. T. Constraining the process of Eoarchean TTG formation in the Itsaq Gneiss Complex, Southern West Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 388. P. 374–386. doi: 10.1016/j.epsl.2013.11.050
- Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 87. P. 485–494.
- Okina O. I., Lyapunov S. M., Dubenskiy A. S., Erofeeva K. G. An investigation of trace elements behavior during chemical preparation of ultramafic matrix rock samples using bomb digestion for analysis by ICP-MS // J. Anal. At. Spectrom. 2020. Vol. 35, no. 11. P. 2627–2638. doi: 10.1039/D0JA00255K
- Okina O. I., Lyapunov S. M., Dubenskiy A. S. Influence of sample treatment after bomb digestion on determination of trace elements in rock samples by ICP-MS // Microchem. J. 2018. Vol. 140. P. 123–128. doi: 10.1016/j.microc.2018.04.020
- Pearce J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100(1–4). P. 14–48. doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // J. Petrol. 2014. No. 55. P. 1719–1751. doi: 10.1093/petrology/egu039
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A. D., Norry M. J. (eds). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No. 42(1). P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Svetov S. A., Chazhengina S. Yu., Stepanova A. V. Geochemistry and texture of clinopyroxene phenocrysts from Paleoproterozoic picobasalts, Onega Basin, Fennoscandian Shield: records of magma mixing processes // Minerals. 2020. Vol. 10(5). Art. 434. doi: 10.3390/min10050434
- Wilson S. A. Data compilation for USGS reference materials, Hawaiian basalt // US Geological Survey open file. 1998.
- Zhang W., Hu Z. Recent advances in sample preparation methods for elemental and isotopic analysis of geological samples // Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc. 2019. Vol. 160. Art. 105690. doi: 10.1016/j.sab.2019.105690

References

Catalogue of standard samples of natural and man-made environments. Institute of Geochemistry SB RAS. Irkutsk; 2009. 76 p. (In Russ.)

Condie K. C. TTGs and adakites: Are they both slab melts? *Lithos.* 2005;80:33–44. doi: 10.1016/j.lithos.2003.11.001

Furnes H., Dilek Y., DeWit M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Res.* 2015;27(2):649–685. doi: 10.1016/j.gr.2013.06.004

Hoffmann J. E., Nagel T. J., Münker C., Næraa T., Rosing M. T. Constraining the process of Eoarchean TTG formation in the Itsaq Gneiss Complex, Southern West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014;388:374–386. doi: 10.1016/j.epsl.2013.11.050

Karandashev V. K., Turanov A. N., Orlova T. A., Lezhnev A. E., Nosenko S. V., Zolotareva N. I., Moskvina I. R. Use of the inductively coupled mass plasma spectrometry for element analysis of environmental objects. *Zavodskaya laboratoriya. Diagnostika materialov = Industrial laboratory. Diagnostics of materials.* 2007;73:12–22. (In Russ.)

Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973;87:485–494.

Okina O. I., Lyapunov S. M., Dubenskiy A. S., Erofeeva K. G. An investigation of trace elements behavior during chemical preparation of ultramafic matrix rock samples using bomb digestion for analysis by ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 2020;35(11):2627–2638. doi: 10.1039/D0JA00255K

Okina O. I., Lyapunov S. M., Dubenskiy A. S. Influence of sample treatment after bomb digestion on determination of trace elements in rock samples by ICP-MS. *Microchem. J.* 2018;140:123–128. doi: 10.1016/j.microc.2018.04.020

Pearce J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.* 2008;100(1–4):14–48. doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016

Salnikova E. B., Stepanova A. V., Azimov P. Y., Sukhanova M. A., Kotov A. B., Egorova S. V., Plotkina Y. V.,

Tolmacheva E. V., Kervinen A. V., Rodionov N. V., Stepanov V. S. A history of coronitic metagabbro-norites in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: U-Pb (CA-ID-TIMS) dating of zircon–baddeleyite aggregates. *Petrology.* 2022;30(6):567–590. doi: 10.31857/S0869590322060061 (In Russ.)

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting. *J. Petrol.* 2014;55:1719–1751. doi: 10.1093/petrology/egu039

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Saunders A. D., Norry M. J. (eds). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989;42(1):313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Svetov S. A., Chazhengina S. Yu., Stepanova A. V. Geochemistry and texture of clinopyroxene phenocrysts from Paleoproterozoic picrobasalts, Onega Basin, Fennoscandian Shield: Records of magma mixing processes. *Minerals.* 2020;10(5):434. doi: 10.3390/min10050434

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Kolodey V. S., Ekhova M. V. Precise geochemical (ICP-MS, LA-ICPMS) analysis of rock and mineral composition: Method and accuracy estimation in case study of the Early Precambrian mafic complex. *Trudy Kareli'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2015;7:54–73. doi: 10.17076/geo140 (In Russ.)

Teilor S. R., Mak-Lennan S. M. The continental crust: Its composition and evolution. Moscow: Mir; 1988. 384 p. (In Russ.)

Wilson S. A. Data compilation for USGS reference materials, Hawaiian basalt. *US Geological Survey open file.* 1998.

Zhang W., Hu Z. Recent advances in sample preparation methods for elemental and isotopic analysis of geological samples. *Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc.* 2019;160:105690. doi: 10.1016/j.sab.2019.105690

Поступила в редакцию / received: 01.03.2023; принята к публикации / accepted: 05.03.2023.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светов Сергей Анатольевич

д-р геол.-мин. наук, директор, руководитель лаборатории

e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

Степанова Александра Владимировна

канд. геол.-мин. наук, заместитель директора, ведущий научный сотрудник

e-mail: stepanov@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Svetov, Sergey

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director, Head of Laboratory

Stepanova, Alexandra

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Deputy Director, Leading Researcher

Бурдюх Сергей Васильевич

канд. физ.-мат. наук, научный сотрудник, руководитель
Аналитического центра ИГ КарНЦ РАН

e-mail: burduch@gmail.com

Парамонов Арсений Сергеевич

главный специалист-физик Аналитического центра

e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Утицына Валентина Леонидовна

главный специалист-химик Аналитического центра

e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Эхова Марина Валерьяновна

ведущий химик Аналитического центра

e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Теслюк Ирина Александровна

химик Аналитического центра

e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Чаженгина Светлана Юрьевна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: chazhengina@mail.ru

Светова Евгения Николаевна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: ensvetova@igkrc.ru

Конышев Артем Александрович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: icelopa@gmail.com

Burdyukh, Sergey

Cand. Sci. (Phys.-Math.), Researcher, Head of Analytical
Centre

Paramonov, Arseniy

Chief Specialist in Physics at the Analytical Centre

Utitsyna, Valentina

Chief Specialist in Chemistry at the Analytical Centre

Ekhova, Marina

Leading Chemist at the Analytical Centre

Teslyuk, Irina

Chemist at the Analytical Centre

Chazhengina, Svetlana

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Svetova, Evgeniya

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

Konyshev, Artyom

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher

К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ КИМА ИВАНОВИЧА ХЕЙСКАНЕНА (1938–2011)



20 марта исполнилось бы 85 лет Киму Ивановичу Хейсканену, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки РК.

Он родился в 1938 г. в Токсовском районе Ленинградской области. В 1960 г. окончил геологоразведочный факультет ПетрГУ и поступил на работу в Институт геологии КФ АН СССР. Работал в группе во главе с В. А. Соколовым, обучался в аспирантуре и в 1967 году защитил в ЛГИ кандидатскую диссертацию на тему

«Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии». Параллельно с этим Ким Иванович активно увлекся математической геологией, и по его инициативе в 1971 году была создана Лаборатория математических методов в геологии, которую он и возглавил. В институте, таким образом, зародилось новое направление по применению математических методов и ЭВМ в геологии. Под руководством К. И. Хейсканена проведено формационное расчленение и выявлена геохимическая специализация основных-ультраосновных комплексов Ветреного пояса, построена модель седиментации ятулийских осадочных образований, внедрены методы математико-статистической обработки данных и автоматизации вычислительных работ на электронных цифровых вычислительных машинах.

Основные направления его исследований связаны с литологией, палеогеографией, палеовулканологией, тектоникой осадочных бассейнов и стратиграфией докембрия Фенноскандинавского щита и других регионов, развитием древнейших отложений. В 1985 г. К. И. Хейсканен был избран на должность заведующего лабораторией стратиграфии и литологии. В 1989–1992 работал заместителем директора по научной работе, а в 2000–2001 гг. исполнял обязанности директора института и являлся членом Президиума Карельского научного центра РАН.

В период с 1981 по 1984 г. К. И. Хейсканен – ученый секретарь международного проекта «Экзогенные процессы докембрия» Международной программы геологической корреляции (ЮНЕСКО – Международный союз геологических наук). В 1984 году он принимал участие



Заседание Ученого совета Института геологии, 1968 г. Крайний справа – член Ученого совета К. И. Хейсканен



В полете из Миннеаполиса в Нью-Йорк, 1991 г.



А. С. Пекки, К. И. Хейсканен и В. М. Чернов. 1972 г.



В Большом зале Дома Союзов на открытии XXVII Международного геологического конгресса (МГК) в Москве, 1984 г.



Делегация сотрудников института – участников XXVII МГК. Слева направо: С. И. Рыбаков, В. А. Соколов, В. С. Куликов, М. М. Стенарь, А. С. Пекки, Р. А. Хазов и К. И. Хейсканен



Лаборатория стратиграфии и литологии, 1968 г. За столом слева направо: Л. П. Галдобина, Г. М. Кононова, Ю. И. Сацук, В. А. Соколов; стоят: А. И. Голубев и К. И. Хейсканен



На полевых работах, Беломорье, 1997 г. Слева направо: П. В. Медведев, Д. В. Рычанчик, К. И. Хейсканен, зав. лаб. стратиграфии и литологии с 1986 по 2002 г.



Первый Всероссийский палеовулканологический симпозиум, посвященный памяти чл.-корр. РАН И. В. Лучицкого, Петрозаводск, август 2001 г. На переднем плане слева направо: акад. РАН В. А. Коротеев (Екатеринбург), акад. РАН Ф. П. Митрофанов (Апатиты), докт. геол.-мин. наук К. И. Хейсканен, акад. РАН Д. В. Рундквист (Москва)



Последняя встреча, 2009 г. Слева направо: К. И. Хейсканен, В. В. Щипцов, Р. Оякангас, Н. И. Щипцова, А. В. Первунина

в работе XXVII Международного геологического конгресса в Москве. В 1990 году Ким Иванович в составе делегации геологов института совершил поездку в США и Канаду, где участвовал в семинаре и полевых экскурсиях в районе Онтарио по проекту «Геология докембрия Канадского щита и Балтийского щита». Начался настоящий прорыв в отношениях американских, канадских и карельских геологов и плодотворное геологическое сотрудничество и его дружба с профессором Миннесотского университета Ричардом Оякангасом.

В 1996 году К. И. Хейсканен защитил докторскую диссертацию по теме «Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита: корреляция разрезов, реконструкции, эволюция» по специальности «общая и региональная геология». С 1998 по 2002 год он был председателем Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России.

В феврале 2002 г. Ким Иванович переехал на постоянное жительство в Финляндию. Последняя встреча с ним состоялась в Институте геологии в августе 2009 г., когда он приезжал вместе с профессором Р. Оякангасом. Мы организовали поездку в Заонежье на шунгитоносные толщи и договаривались встретиться в мае 2011 г. на юбилейных мероприятиях, посвящен-

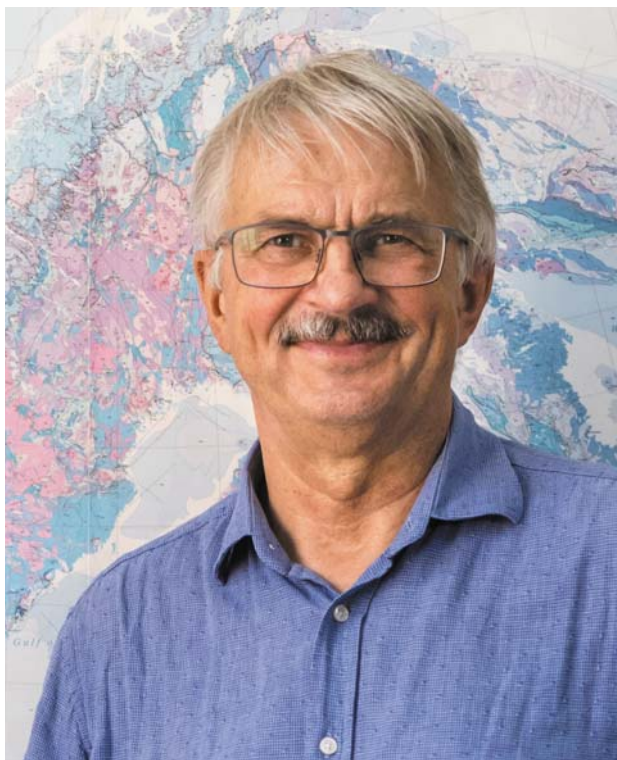
ных 50-летию института. Никто не мог предполагать, что больше встреч не будет.

К. И. Хейсканеном опубликовано более 150 работ, из них 16 монографий, в т. ч. «Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии». Л., 1975; «Корреляционный анализ в петрохимических исследованиях». Л., 1975 (в соавторстве); «Орогенный вулканизм Карелии». Л., 1977 (в соавторстве); «Карельская геосинклиналь». Л., 1980; «Палеогеография Балтийского щита в карельское время». Петрозаводск, 1990. В 2001 году международным коллективом авторов, в числе которых был К. И. Хейсканен, в Хельсинки издана «Геологическая карта Фенноскандинавского щита. М 1:2 000 000».

Ким Иванович был не только талантливым ученым, эрудированным специалистом, но и простым в общении, коммуникабельным человеком. Его вклад в геологическую науку огромен, его публикации – это золотой геологический фонд института. Многие годы он работал в Карельском научном центре, став примером беззаветного служения науке. 31 мая 2011 г. его не стало. Но в сердцах коллег и последователей он навсегда остается ученым-геологом с большой буквы.

В. В. Щипцов

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ СЛАБУНОВ (к 65-летию со дня рождения)



2 декабря 2022 года исполнилось 65 лет Александру Ивановичу Слабунову, доктору геолого-минералогических наук, заместителю генерального директора КарНЦ РАН по научно-организационной работе, главному научному сотруднику Института геологии КарНЦ РАН, профессору ПетрГУ, члену экспертного совета ВАК по наукам о Земле.

Александр Иванович работает в Институте геологии с 1980 года, и именно здесь он сфор-

мировался как крупный специалист по геологии и геодинамике раннего докембрия, известный в России и за рубежом. Неслучайно большая часть читателей его научных публикаций, если судить по данным сайта «ResearchGate», находятся в Индии.

Основные направления его исследований связаны с изучением геологического строения, состава и особенностей эволюции докембрийской литосферы. Особенно много внимания он уделяет изучению Беломорской и Карельской структур Фенноскандинавского щита и Бунделкхандского кратона Индийского щита. Благодаря работе А. И. Слабунова и коллектива его лаборатории получены принципиально важные для понимания ранней истории развития Земли данные: впервые обращено внимание на существование архейских коровых эклогитов, обнаружены и исследованы фрагменты мезоархейских океанических комплексов, обосновано выделение архейских зеленокаменных поясов на Бунделкхандском кратоне, найдены новые аргументы в пользу того, что в позднем архее (начиная с 2,9 млрд лет) уже действовали механизмы тектоники литосферных плит.

Основные научные результаты А. И. Слабунова кратко можно сформулировать так:

- исследована геология архейских образований СЗ Евразии, разработана геодинамическая модель развития литосферы в архее (на примере Фенноскандинавского щита), созданы геологическая карта ЮВ Фенноскандии и тектоническая карта Карелии;

- исследована геология раннего докембрия Северной Индии, впервые обосновано выделение здесь архейских зеленокаменных поясов,



Полевые работы на Бунделкхандском кратоне совместно с проф. Сингхом и С. А. Световым перед началом 36-го Международного геологического конгресса (36-IGC), отмененного из-за пандемии (Индия, 2020 г.)



5-й Национальный коллоквиум по наукам о Земле (Хельсинки, 2019 г.). А. И. Слабунов рядом со стендом журнала «Bulletin of the Geological Society of Finland», членом редколлегии которого он является



Полевые работы в Карелии: А. И. Слабунов, Н. С. Нестерова и аспирант А. В. Егоров (Костомукша, 2021 г.)



На международной конференции по экологитам 13-IES (Петрозаводск, 2019 г.): В. В. Балаганский (Апатиты), проф. А. Л. Перчук (Москва), академик В. С. Шацкий (Новосибирск), проф. Л. Ф. Добржиницкая (США), А. И. Слабунов



Участники международной конференции, посвященной 110-летию академика В. С. Соболева (Новосибирск, 2018 г.): проф. Т. Геря (Швейцария), А. И. Слабунов и академик В. С. Шацкий



Председатель Научного совета РАН по проблемам геологии докембрия чл.-корр. РАН А. Б. Кузнецов и его заместитель А. И. Слабунов (ИГГД РАН, Санкт-Петербург, 2022 г.)



В маршруте на склоне действующего вулкана Чирпой (Курильские о-ва, 2021 г.)



А. И. Слабунов среди участников всероссийской (с участием зарубежных ученых) конференции «Геология и геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (Петрозаводск, 2022 г.)

созданы схема тектонического районирования Бунделкхандского кратона и геодинамическая модель эволюции литосферы севера Индии в раннем докембрии;

– разработана модель строения архейского суперконтинента Кенорленд.

А. И. Слабунов – автор и соавтор более 380 научных работ (78 из них опубликованы за последние 5 лет (2018–2022 гг.)), включая 10 монографий или их главы. Наиболее цитируемые (по РИНЦ) его работы: монография «Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита» (2008 г.), глава в монографии «European Lithosphere Dynamics» (2006 г.), статьи: «Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит» («Петрология», 2004), «Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки» («Геотектоника», 2006), «Archean of Greenland and Fennoscandia» («Episodes», 2008); «The Central Bundelkhand

Archean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks» («International Geology Review», 2015). Наиболее важные работы за последние 5 лет: главы в монографиях «Earth's Oldest Rocks» (2019) и «Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics» (2021), статьи «Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts» («International Geology Review», 2019); «Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов» («Геология и геофизика», 2021), «Giant quartz veins of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new geological data and U-Th-Pb age» («Minerals», 2022). Результаты исследований А. И. Слабунова неоднократно включались в перечень основных достижений Института геологии и ОНЗ РАН. Его индекс Хирша – 25 (по РИНЦ), процентиль по ядру РИНЦ – 2.

А. И. Слабунов имеет большой опыт реализации научных проектов в области наук о Земле. Под его научным руководством в последние годы успешно завершены и реализуются исследования по следующим темам: «Геология, петрология и геохронология уникальных докембрийских эклогитов и разновозрастных с ними магматических комплексов Фенноскандинавского щита – как основа геодинамических реконструкций ранней Земли» (2013–2017), «Общие закономерности развития тектоносферы и биосферы Земли в раннем докембрии (на примере Восточной Фенноскандии): анализ магматических, метаморфических систем, их металлогении и ранней жизни» (2018–2022). А. И. Слабунов в разное время руководил 17 проектами РФФИ, в том числе российско-индийскими, южноафрикано-российским, российско-китайским. Российско-индийское и российско-китайское научное сотрудничество осуществляется в последнее время (с 2016 г.) на основе долгосрочных договоров между организациями. В 2022 г. он вел исследование по проекту РНФ «Геодинамические обстановки ранней Земли и архейские полосчатые железистые кварциты».

Александр Иванович является инициатором и организатором проведения в Петрозаводске на базе ИГ КарНЦ РАН научных конференций, посвященных геологии докембрия, с участием российских и зарубежных ученых: 1997 г. – «Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология», 2005 г. – «Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения», 2009 г. – «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги», 2011 г. – «Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли», 2014 г. – Precambrian high-grade mobile belts, 2019 г. – 13th International Eclogite Conference, 2022 г. – «Геология и геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (ГРД-2022).

А. И. Слабунов ежегодно участвует в научных мероприятиях различного уровня – в частности, выступал с докладами на крупнейших мировых форумах геологов: IV и V Симпозиумах по архею в Австралии, 32-м (Италия),

33-м (Норвегия) и 35-м (ЮАР) Международных геологических конгрессах, конференциях европейской ассоциации геологов, а также на конференциях в России, Индии, Китае, США, Канаде, Финляндии, Швеции, ЮАР и др.

А. И. Слабунов является членом Ученого совета (ранее Президиума) Карельского научного центра РАН, Ученых советов ИГ КарНЦ РАН, Института водных проблем Севера КарНЦ РАН и Института экономики КарНЦ РАН, научного совета РАН по проблемам геологии докембрия и научного совета по проблемам тектоники и геодинамики при ОНЗ РАН. Работает в составе редколлегии журналов «Bulletin of the Geological Society of Finland» (2006–2022 гг.), «Труды Карельского научного центра РАН» (серии «Геология докембрия» и «Биогеография»). В 2011 и 2021 гг. он входил в число приглашенных редакторов специальных выпусков журналов «Gondwana Research» и «Minerals».

А. И. Слабунов ведет педагогическую деятельность в должности профессора ПетрГУ (по совместительству), читает студентам курс «Геотектоника». В КарНЦ РАН он готовит аспирантов, двое из них защитили кандидатские диссертации.

С апреля 2022 г. А. И. Слабунов входит в состав экспертного совета ВАК при Министерстве науки и высшего образования РФ по наукам о Земле.

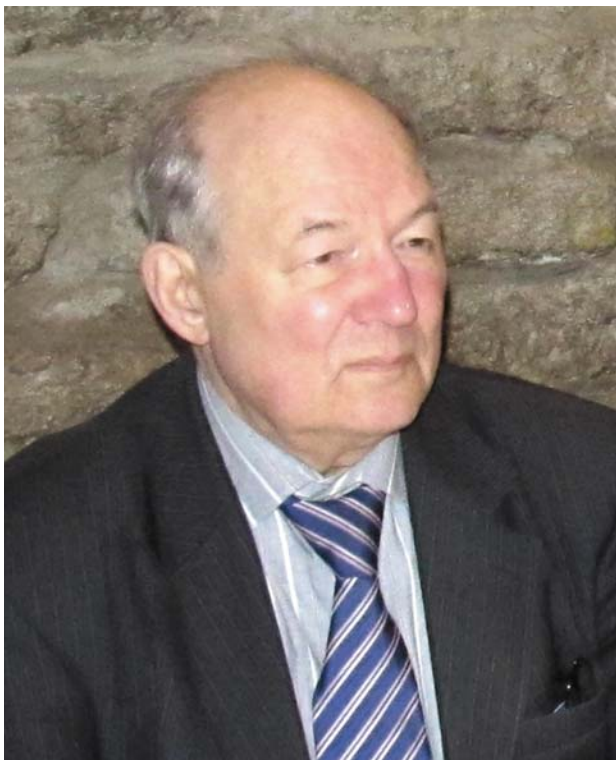
Имеет Благодарность Президента РАН (1999 г.), награжден Почетной грамотой Республики Карелия (2005 г.) и Почетной грамотой Президента РФ (2019 г.).

В этом году ему присвоено звание «Почетный работник науки и высоких технологий Российской Федерации» – ведомственная награда Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Желаем Александру Ивановичу крепкого здоровья, дальнейшей плодотворной работы на ниве российской науки и вдохновенного научного творчества.

*Редакционная коллегия серии
«Геология докембрия», друзья, коллеги –
сотрудники Института геологии КарНЦ РАН*

ПАМЯТИ ЮЛО ЙОАННОВИЧА СЫСТРЫ (1940–2022)



Юло Йоаннович Сыстра (Sõstra, Ülo) родился 6 января 1940 в дер. Рейнсе Пярнуского уезда (Эстония). В 1963 г. окончил Тартуский университет по специальности «Геология, съемка и поиски месторождений полезных ископаемых». В Институте геологии Карельского научного центра работал с 1964 по 2001 г., последовательно пройдя путь от старшего лаборанта до главного научного сотрудника. Учился в очной аспирантуре ИГ КФ АН СССР.

В 1975 г. в МГУ защитил кандидатскую диссертацию «Структура и тектоническое развитие района Каменные озера – Пиземское озеро – побережье Белого моря (Западное Беломорье)» по специальности «Геотектоника», а в 1992 г. – докторскую диссертацию по теме «Тектоника и структурная эволюция Карельского региона» по той же специальности. Ю. Й. Сыстра был одним из основателей национального парка «Паанаярви», где с 1993 по 2000 г. работал по совместительству заместителем директора по научно-исследовательской работе. Его основные направления исследований в Карелии были связаны с геологией, тектоникой и структурной эволюцией докембрия и фанерозоя, влиянием геологических факторов на биологическое разнообразие. Ю. Й. Сыстра участвовал в реализации программы «Инвентаризация и изучение биологического разнообразия на территории Республики Карелия». Он является автором и соавтором более 250 научных работ, среди которых – монографии «Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья» (1976), «Петрофизика пород Западного Беломорья» (1980), «Структурный анализ докембрийских сложноскладчатых образований» (1988), «Тектоника Карельского региона» (1991), «Разнообразие почв и биоразнообразие в лесных системах средней тайги» (2006).

Награжден Почетными грамотами АН СССР и Карельского научного центра РАН, медалью «Ветеран труда».

С 2001 года Ю. Й. Сыстра жил и работал в Эстонии. В 2001 году был принят на работу доцентом на факультет энергетики и горно-

добывающей промышленности Таллинского технического университета, а с 2005 г. работал старшим научным сотрудником горного института этого же университета и профессором Тартуского университета. Диапазон его научных интересов расширился, о чем свидетельствует приведенный ниже список некоторых его работ этого периода:

2003. Особенности физико-географических условий формирования биоты: Геологические условия // Разнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН. С. 8–13.



1983 г.

2004. Geological Background for Biodiversity in the Eastern Fennoscandia, Estonia and Latvia // Parkes M. A. (ed.). Natural and Cultural Landscapes – The Geological Foundation. Dublin: Royal Irish Academy. P. 73–76.

2006. Распространение различных типов докембрийских коренных пород в Восточной Фенноскандии и их химический состав // Разнообразие почв и биоразнообразие в лесных экосистемах средней тайги / Отв. ред. Н. Г. Федорцов. М.: Наука. С. 14–19. (Совместно с О. Н. Бахмет.)

Trace fossils from the Dividalen Group of northern Finland with remarks on lower Cambrian trace fossil provincialism // GFF. Vol. 128, no. 4. P. 321–325. (Совместно с S. Jensen.)

2008. Проявление наложенных тектонических движений на северо-западной окраине Русской плиты // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Мат-лы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. Т. 2. С. 311–316.

Influence of tectonic dislocations on oil shale mining in the Estonian deposit // Oil Shale. Vol. 25(2S). P. 175–187. (Совместно с K. Sokman, V. Kattai, R. Vaheer.)

2009. Строение края каледонского надвигового покрова в районе Кильписъярви – Мезконъярви, Лапландия, Северо-Запад Финляндии // Геология полярных областей Земли:



Обсуждение на заседании лаборатории метаморфической петрологии результатов исследований в Беломорье (1976 г.). На фото: стоит М. М. Стенарь (зав. лабораторией), за столом слева направо: О. И. Володичев, Н. Е. Король, В. В. Щипцов, В. С. Степанов, Ю. Й. Сыстра, А. К. Карпова, Л. А. Тихонович (Малышева), Н. И. Щипцова (Скорнякова), Л. Е. Рэбо



Перед маршрутом. Слева направо: В. И. Коросов, Т. Н. Назарова, Ю. Й. Сыстра. Телекино, 1980 г.

Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. С. 225–229. (Совместно с Т. Хаабу.)

2010. Bedrock and Quaternary sediment geochemistry and biodiversity in Eastern Fennoscandia and Estonia // *Metsanduslikud uurimused = Forestry studies*. Vol. 53. P. 35–52.

Hadean-Archean Detrital Zircons from Jatulian Quartzites and Conglomerates of the Karelian Craton // *Doklady Earth Sciences*. Vol. 431(1). P. 318–323. (Совместно с V. N. Kozhevnikov, S. G. Skubov, Yu. B. Marin, P. V. Medvedev, V. Valencia.)

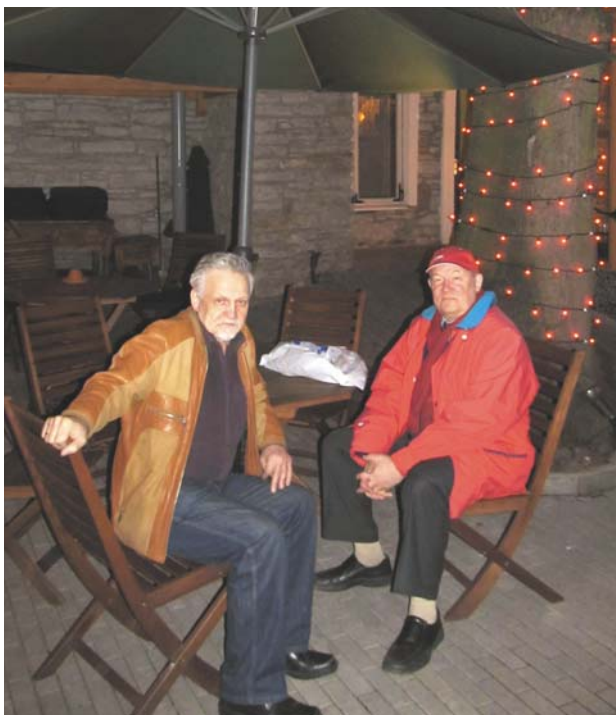
2013. Prospects for application of waste rock aggregates as filling material in Estonian underground mines // *International Oil Shale Symposium Tallinn, Estonia, 10-13 June 2013*. Tallinn: Enefit. P. 35–36. (Совместно с J.-R. Pastarus, I. Valgma, V. Väizene, E. Väli, T. Tohver, J. Šommet.)

2014. Occurrences of granulite metamorphism in the Paleoproterozoic crystalline basement of Estonia // *Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts (Petrozavodsk, Russia, 16-19 June 2014)*. Petrozavodsk: KarRC RAS. P. 36–38. (Совместно с V. Klein.)

Работая в Эстонии, Ю. Й. Сыстра сотрудничал с Институтом геологии и Институтом леса КарНЦ РАН, с ведущими российскими специалистами других научных организаций, участвовал в совместных проектах со специалистами Финляндии, Швеции, Норвегии, США и других стран.

Память о Юло Йоанновиче Сыстре сохранится в наших сердцах.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия», коллеги – сотрудники Института геологии КарНЦ РАН



Встреча в Таллинне, 2012 г.

Асминг В. Э., Афонин Н. Ю., Бакунович Л. И. и др. Строение и динамика литосферы Беломорья: монография / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 239 с.: ил. 133, табл. 8. Библиогр. 917 назв.

Опубликована коллективная монография, обобщающая материал по геолого-геофизическим работам, которые проводились в акватории Белого моря и на прилегающих территориях в течение нескольких десятилетий. Ответственный редактор – заслуженный деятель науки РФ, академик РАН, д. г.-м. н. Н. В. Шаров.

В монографии приводятся данные о глубинном строении земной коры Белого моря и прилегающих территорий. Объектом исследования является бассейн Белого моря, находящийся на сочленении северо-восточного склона Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Особое внимание отводится результатам инструментальных сейсмологических наблюдений, а также процессам, порождающим сейсмичность, и другим проявлениям современной геодинамики. Комплексная интерпретация накопленных данных позволила выявить



новые детали глубинного строения литосферы исследуемой территории, уточнить состав и геодинамические условия формирования.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области изучения земной коры и верхней мантии докембрийских щитов.

Описательная минералогия: Учебное электронное пособие к практическим занятиям по минералогии / Сост. Л. В. Кулешевич; науч. ред. О. Б. Лавров. Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ, 2022.

Учебное электронное пособие представляет собой краткий конспект основных диагностических свойств минералов, изучаемых в рамках учебных часов по дисциплине «Минералогия» в ИЛГСН ПетрГУ (кафедра наук о Земле и геотехнологий) студентами бакалавриата и специалитета (геологический и горно-геологический профили). В издании приводится описание минералов, их свойства, генезис и возможные области применения, а также информация о находках минералов в Карелии. В пособии принята наиболее простая для понимания систематика минералов и даны их описания по классам. При составлении использованы классические учебники по минералогии А. Г. Бетехтина, А. В. Миловского и О. В. Кононова, А. Г. Булаха с соавторами.



Технологическая минералогия в оценке качества минерального сырья природного и техногенного происхождения // Сборник статей по материалам докладов XIV Российского семинара по технологической минералогии, Москва, 5–6 апреля 2022 г. / Под ред. В. В. Щипцова, Е. Н. Световой. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 104 с. ISBN 978-5-9274 0954-9

5–6 апреля 2022 г. в Москве во Всероссийском научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н. М. Федоровского провел работу XIV Российский семинар по технологической минералогии «Технологическая минералогия в оценке качества минерального сырья природного и техногенного происхождения». Эти семинары регулярно проводятся с 2006 года по инициативе комиссии по технологической минералогии Российского минералогического общества (РМО). Организаторами мероприятия в 2022 году выступили ФГБУ «ВИМС им. Н. М. Федоровского», Комиссия по технологической минералогии РМО, Институт геологии КарНЦ РАН. В сборник вошли следующие работы:

Ожогина Е. Г., Якушина О. А. Будни технологической минералогии.

Зинчук М. Н., Зинчук Н. Н. Особенности измененного вулканогенного материала в связи с геолого-технологическими проблемами в алмазоносных районах Восточно-Сибирской платформы.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Никифоров А. Г., Фролов П. В. Минералого-технологические особенности графитовых руд Фенноскандинавского щита.

Левченко Е. Н. Минералого-технологические особенности редкометалльных кор выветривания.

Турсебеков А. Х., Шарипов Х. Т., Мирходжаев Б. И., Шарафутдинов У. З., Садыкова Л. Р., Шукуров Ш. Р., Файзиев Ф. Ф., Рашидов Н. И. Технологическая геохимия и минералогия совмещенных во времени и пространстве высококомплексных V, U, Cu, Mo, Au, Ag, Pt, Pd, Se, Re, W, Sc, редкоземельных ($Y > Ce$) руд – новый тип полиминерально-редкометалльного сырья (Узбекистан).

Раков Л. Т. Возможности методов ЭПР и LA-ICP-MS в оценке качества кварцевого сырья.

Красюкова Т. О., Азарян А. М., Анисимов И. С., Васильев А. М., Баданина Е. В., Агапов И. А. Вещественный состав руд месторождения золота Кутын.



Нерадовский Ю. Н., Компанченко А. А., Чернявский А. В. Формы апатита в рудах Хибинского массива и их влияние на обогащение.

Долотова А. В., Анисимов И. С., Харитонов М. С., Агапов И. А. Формы нахождения золота в продуктах переработки окисленной руды месторождения Майское.

Кевлич В. И., Фролов П. В., Тытык В. М., Матрюкова С. В. Геологическое и минералоготехнологическое изучение альбититов золоторудного месторождения Новые Пески (Республика Карелия).

Гизатуллина А. А., Анисимов И. С. Изменение минерального состава золотых концентратов при переработке в процессе Rox-Not cure.

Соленикова Е. О. Минералы группы граната в прибрежно-морских россыпях Белого моря: состав, особенности, диагностика.

Лихникевич Е. Г. Химико-металлургические методы при переработке минерального сырья: минералогические аспекты.

Соколов С. В. Перовскит и титанит – возможные нетрадиционные источники титана (на примере месторождения Африканда).

Захарова А. А., Войтеховский Ю. Л. Прогноз обогатимости руд на основе статистического анализа структур.

Лавриненко А. А., Кунилова И. В., Сыса П. А., Шимкунас Я. М. Исследование особенностей состава золы электрофильтров, уловленной при сжигании углей на Омской ТЭЦ-4.

Кевлич В. И. Выделение концентратов и мономинеральных фракций из руд и горных пород Карелии / Науч. ред. В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 257 с. ISBN 978-5-9274-0333-4.

В монографии рассмотрены особенности и методы подготовки проб для разделения минералов, включающие дробление, измельчение, классификацию проб, методы выделения минералов в слабых и сильных магнитных полях с применением различных конструкций магнитных сепараторов (роликовых, с вращающимся магнитным полем, изодинамических и др.) и электрических полях с использованием электрических и диэлектрических сепараторов. Приведены описания методологии, свойств минералов и подхода к разработке схем разделения минералов в минералого-технологическом аспекте с учетом генезиса пород. Изложены основы гравитационных методов с применением концентрационных столов в тяжелых жидкостях, в центрифугах и флотационное разделение минералов. Подробно описано применение методов для выделения мономинеральных фракций циркона и бадделеита из докембрийских горных пород различного генезиса, как наиболее древних, слагающих юго-восточную часть Фенноскандинавского щита. Описаны разработанные и применяющиеся в лабораторной практике схемы по выделению концентратов и мономинеральных фракций из руд и горных пород, кото-



рые служат основой для отработки методов по выделению мономинеральных фракций из докембрийских горных пород различного генезиса территории Карелии и других регионов.

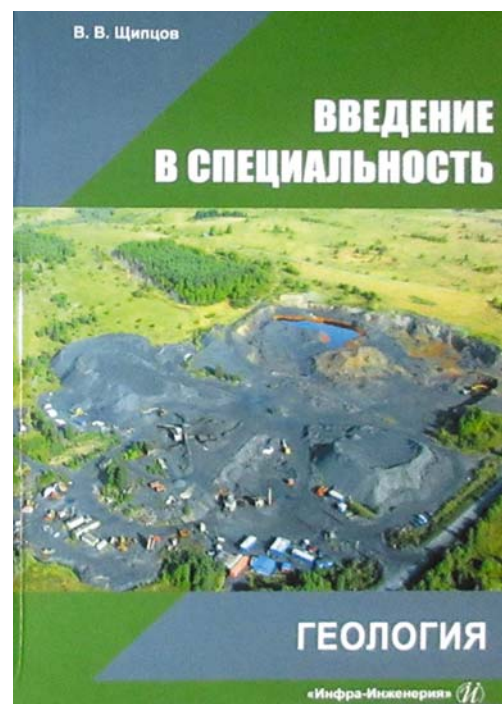
Книга предназначена для научных, инженерных и научно-технических работников научно-исследовательских институтов, образовательных учреждений и обогатительных фабрик.

Щипцов В. В. Введение в специальность. Геология: Учебно-методическое пособие. М.; Вологда: Инфра-Инженерия, 2023. 104 с. ISBN 978-5-9729-1399-2.

Вышло в свет учебно-методическое пособие за авторством заведующего отделом минерального сырья ИГ КарНЦ РАН, доктора геолого-минералогических наук, профессора В. В. Щипцова.

Рассмотрены главные составляющие учебного процесса по введению в геологию. Предмет раскрывается с позиций исторического развития, истоков и основных этапов становления геологической службы России. В кратком изложении характеризуются главные геологические дисциплины и планета Земля. Показана роль геологических и минералогических музеев и музейного дела в познании геологии регионов.

Предназначено для студентов и преподавателей соответствующего направления подготовки, но может быть полезна широкой аудитории, интересующейся вопросами геологии.



ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук»)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикуют результаты завершённых оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, утраты науки), статьи по истории науки. Представляемые работы должны содержать новые, ранее не публиковавшиеся данные.

Статьи проходят обязательное рецензирование. Решение о публикации принимается редакционной коллегией серии или тематического выпуска Трудов КарНЦ РАН после рецензирования, с учётом научной значимости и актуальности представленных материалов. Редколлегия серий и отдельных выпусков Трудов КарНЦ РАН оставляет за собой право возвращать без регистрации рукописи, не отвечающие настоящим правилам.

При получении редакцией рукопись регистрируется (в случае выполнения авторами основных правил ее оформления) и направляется на отзыв рецензентам. Отзыв состоит из ответов на типовые вопросы анкеты и может содержать дополнительные расширенные комментарии. Кроме того, рецензент может вносить замечания и правки в текст рукописи. Авторам высылаются электронная версия анкеты и комментарии рецензентов. Доработанный экземпляр автор должен вернуть в редакцию вместе с первоначальным экземпляром и ответом на все вопросы рецензента не позднее чем через месяц после получения рецензии. Перед опубликованием авторам высылаются электронная версия статьи, которую авторы вычитывают и заверяют.

Журнал имеет систему электронной редакции на базе Open Journal System (OJS), позволяющую вести представление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегиями серий и рецензентами в электронном формате и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Содержание выпусков Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные версии статей, а также другая полезная информация, включая настоящие Правила, доступны на сайтах – <http://transactions.krc.karelia.ru/>; <http://journals.krc.karelia.ru/>

Почтовый адрес редакции: 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, КарНЦ РАН, редакция Трудов КарНЦ РАН. Телефон: (8142) 762018.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

Статьи публикуются на русском или английском языке. Рукописи должны быть тщательно выверены и отредактированы авторами.

Объём рукописи (включая таблицы, список литературы, подписи к рисункам, рисунки) не должен превышать: для обзорных статей – 30 страниц, для оригинальных – 25, для сообщений – 15, для хроники и рецензий – 5–6. Объём рисунков не должен превышать 1/4 объёма статьи. Рукописи большего объёма (в исключительных случаях) принимаются при достаточном обосновании по согласованию с ответственным редактором.

При оформлении рукописи применяется полуторный межстрочный интервал, шрифт Times New Roman, кегль 12, выравнивание по обоим краям. Размер полей страницы – 2,5 см со всех сторон. Все страницы, включая список литературы и подписи к рисункам, должны иметь сплошную нумерацию в нижнем правом углу. Страницы с рисунками не нумеруются.

Рукописи подаются в электронном виде в формате MS Word в систему электронной редакции на сайте <http://journals.krc.karelia.ru/> либо высылаются на e-mail: trudy@krc.karelia.ru, или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502).

Для публикации в выпусках серии «Математическое моделирование и информационные технологии» рукописи принимаются в формате .tex (LaTeX 2ε) с использованием стилевого файла, который находится по адресу <http://transactions.krc.karelia.ru/section.php?id=755>.

Обязательные элементы рукописи располагаются в следующем порядке:

УДК курсивом в левом верхнем углу первой страницы; заглавие статьи на русском языке полужирным шрифтом; инициалы и фамилии авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название и полный почтовый адрес организации – места работы каждого автора в именительном падеже на русском языке курсивом (если авторов несколько и работают они в разных учреждениях, следует отметить арабскими цифрами соответствие фамилий авторов аффилированным организациям; следует отметить звездочкой автора, ответственного за переписку, и указать в аффилиации его электронный адрес); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; указание источников финансирования выполненных исследований на русском языке.

Далее располагаются все вышеуказанные элементы на английском языке.

Текст статьи (статьи экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы** либо **Заключение**); благодарности; списки литературы на языке оригинала (**Литература**) и на английском языке (**References**); таблицы на русском и английском языках (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам на русском и английском языках (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; должности, ученые звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты каждого автора; можно указать телефон для контакта редакции с авторами статьи.

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать ее содержание и состоять из 8–10 значащих слов.

АННОТАЦИЯ должна быть лишена вводных фраз, создавать возможно полное представление о содержании статьи и иметь объем не менее 200 слов. Рукопись с недостаточно раскрывающей содержание аннотацией может быть отклонена.

Отдельной строкой приводится перечень КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ (как правило, не менее пяти). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце точка не ставится.

Раздел «Материалы и методы» должен содержать сведения об объекте исследования с обязательным указанием латинских названий и сводок, по которым они приводятся, авторов классификаций и пр. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Единицы физических величин приводятся по Международной системе СИ. Желательна статистическая обработка всех количественных данных. Необходимо возможно точнее обозначать местонахождения (в идеале – с точным указанием географических координат).

Изложение результатов должно заключаться не в пересказе содержания таблиц и графиков, а в выявлении следующих из них закономерностей. Автор должен сравнить полученную им информацию с имеющейся в литературе и показать, в чем заключается ее новизна. На табличный и иллюстративный материал следует ссылаться так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т.д.), фотографии, помещаемые на вкладышах (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо первым словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. Заголовки таблиц, заголовки и содержание столбцов, строк, а также примечания приводятся на русском и английском языках. Диаграммы и графики не должны дублировать таблицы. Материал таблиц должен быть понятен без дополнительного обращения к тексту. Все сокращения, использованные в таблице, поясняются в Примечании, расположенном под ней. При повторении цифр в столбцах нужно их повторять, при повторении слов – в столбцах ставить кавычки. Таблицы могут быть книжной или альбомной ориентации.

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIFF (*.TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки должны быть представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы могут быть снабжены указанием желательного размера рисунка, пожеланиями и требованиями к конкретным иллюстрациям. На каждый рисунок должна быть как минимум одна ссылка в тексте. Иллюстрации объектов, исследованных с помощью фотосъемки, микроскопа (оптического, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательна приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где обозначен представленный на основной карте участок.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ приводятся на русском и английском языках, должны содержать достаточную информацию для того, чтобы приводимые данные могли быть понятны без обращения к тексту (если эта информация уже не дана в другой иллюстрации). Аббревиации расшифровываются в подрисуночных подписях, детали на рисунках следует обозначать цифрами или буквами, значение которых также приводится в подписях.

ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ. Названия таксонов рода и вида даются курсивом. Для флористических, фаунистических и таксономических работ при первом упоминании в тексте и таблицах приводится русское название вида (если такое название имеется) и полностью – латинское, с автором и желателью с годом, например: водяной ослик (*Asellus aquaticus* (L., 1758)). В дальнейшем можно употреблять только русское название или сокращенное латинское без фамилии автора и года опубликования, например, для брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicus* (Gmelin, 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все прочие сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

БЛАГОДАРНОСТИ. Располагаются после основного текста статьи отдельным абзацем, в котором авторы выражают признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и организациям, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи.

ИНФОРМАЦИЯ О КОНФЛИКТЕ ИНТЕРЕСОВ. При подаче статьи авторы должны раскрыть потенциальные конфликты интересов, которые могут быть восприняты как оказавшие влияние на результаты или выводы, представленные в работе. Если конфликт интересов отсутствует, следует об этом сообщить в отдельной формулировке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Источники располагаются в алфавитном порядке. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в русской транскрипции). Сначала приводится список работ на русском языке и на языках с близким алфавитом (украинский, болгарский и др.), а затем – работы на языках с латинским алфавитом. В списке литературы между инициалами авторов ставится пробел.

REFERENCES. Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Библиографические записи источников оформляются согласно стилю Vancouver (см. примеры в ГОСТ Р 7.0.7-2021 и образцы ниже) и располагаются в алфавитном порядке. Заголовки русскоязычных работ приводятся на английском языке; для журналов и сборников, в которых размещены цитируемые работы, указывается параллельное английское наименование (при его наличии) либо русскоязычное наименование приводится в латинской транслитерации (вариант BSI) с переводом на английский язык. Прочие элементы библиографической записи приводятся на английском языке (русскоязычное название издательства транслитерируется). При наличии переводной версии источника в References желателью указать ее. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала.

Для каждого источника обязательно указание DOI при его наличии; если приводится адрес интернет-страницы источника (URL), нужно указать дату обращения к ней.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 577.125.8

СОДЕРЖАНИЕ МЕТАБОЛИТОВ ОКСИДА АЗОТА В КРОВИ ЗДОРОВЫХ ЛЮДЕЙ И ПАЦИЕНТОВ С АРТЕРИАЛЬНОЙ ГИПЕРТЕНЗИЕЙ, ИМЕЮЩИХ РАЗНЫЕ АЛЛЕЛЬНЫЕ ВАРИАНТЫ ГЕНОВ ACE (RS4340) И CYP11B2 (RS1799998)

Л. В. Топчиева^{1*}, О. В. Балан¹, В. А. Корнева², И. Е. Малышева¹

¹Институт биологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *topchieva@ya.ru

²Петрозаводский государственный университет (просп. Ленина, 33, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: артериальная гипертензия; оксид азота; индуцибельная синтаза оксида азота; ангиотензинпревращающий фермент; инсерционно-делеционный полиморфизм гена ACE; альдостеронсинтаза; ген CYP11B2

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (0218-2019-0077).

L. V. Topchieva^{1*}, O. V. Balan¹, V. A. Korneva², I. E. Malysheva¹. THE NITRIC OXIDE LEVEL IN THE BLOOD OF HEALTHY PEOPLE AND PATIENTS WITH ARTERIAL HYPERTENSION CARRYING DIFFERENT ALLELE VARIANTS OF THE ACE (RS4340) AND CYP11B2 (RS1799998) GENES

¹Institute of Biology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), *topchieva@ya.ru

²Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

Аннотация на английском языке

Keywords: arterial hypertension; nitric oxide; inducible nitric oxide synthase; angiotensin-converting enzyme; insertion-deletion polymorphism of ACE genes; aldosterone synthase; CYP11B2 gene

Funding. The study was funded from the Russian federal budget through state assignment to KarRC RAS (0218-2019-0077).

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Ультраструктура клеток мезофилла листа в последствии 10-минутного охлаждения (2 °С) проростков или корней пшеницы

Table 2. Ultrastructure of leaf mesophyll cells after the exposure of wheat seedlings or roots to 10 min of chilling at 2 °C

| Показатель Index | Контроль Control | Охлаждение проростков Seedling chilling | Охлаждение корней Root chilling |
|---|---------------------|---|---------------------------------------|
| Площадь среза хлоропласта, мкм ² Chloroplast cross-sectional area, μm ² | 10,0 ± 0,7 | 13,5 ± 1,1 | 12,7 ± 0,5 |
| Площадь среза митохондрии, мкм ² Mitochondria cross-sectional area, μm ² | 0,4 ± 0,03 | 0,5 ± 0,03 | 0,6 ± 0,04 |
| Площадь среза пероксисомы, мкм ² Peroxisome cross-sectional area, μm ² | 0,5 ± 0,1 | 0,5 ± 0,1 | 0,7 ± 0,1 |
| Число хлоропластов на срезе клетки, шт. Number of chloroplasts in cell cross-section | 9 ± 1 | 8 ± 1 | 10 ± 1 |
| Число митохондрий на срезе клетки, шт. Number of mitochondria in cell cross-section | 8 ± 1 | 8 ± 1 | 10 ± 1 |
| Число пероксисом на срезе клетки, шт. Number of peroxisomes in cell cross-section | 2 ± 0,3 | 2 ± 0,3 | 3 ± 0,4 |

Примечание. Здесь и в табл. 3: все параметры ультраструктуры измеряли через 24 ч после охлаждения.

Note. Here and in Tab. 3 all ultrastructure parameters were measured 24 h after chilling.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

Fig. 1. Woodboring beetle *Hadrobregmus confuses* Kraaz.

Рис. 5. Результаты изучения кристаллитов и демпферных зон в образце кварца из Дульдурги:

а – электронная микрофотография кварца; б – картина микродифракции, полученная для участка 1 в области кристаллитов; в – картина микродифракции, отвечающая участку 2 в области демпферных зон

Fig. 5. Results of the study of crystallites and damping zones in a quartz sample from Dulldurga:

а – electron microphotograph of the quartz sample; б – microdiffraction image of site 1 in the crystallite area; в – microdiffraction image corresponding to site 2 in the damping area

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ССЫЛОК В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

Ссылки на книги

Литература:

Вольф Г. Н. Дисперсия оптического вращения и круговой дихроизм в органической химии / Ред. Г. Снатцке. М.: Мир, 1970. С. 348–350.

Патрушев Л. И. Экспрессия генов. М.: Наука, 2000. 830 с.

Красная книга Республики Карелия / Ред. О. Л. Кузнецов. Белгород: Константа, 2020. 448 с.

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques / Eds. P. V. Sundaram, F. L. Eckstein. N. Y., San Francisco: Acad. Press, 1978. P. 169–188.

References:

Vol'f G. N. Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry. Moscow: Mir Publ.; 1970. P. 348–350. (In Russ.)

Patrushev L. I. Gene expression. Moscow: Nauka Publ.; 2000. 830 p. (In Russ.)

Kuznetsov O. L. (ed.). Red Data Book of the Republic of Karelia. Belgorod: Konstanta Publ.; 2020. 448 p. (In Russ.)

Knorre D. G., Laric O. L. Theory and practice in affinity techniques. N. Y., San Francisco: Acad. Press; 1978. P. 169–188.

Ссылки на статьи

Литература:

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журнал общей биологии. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

Колосова Ю. С., Подболоцкая М. В. Популяционная динамика шмелей (Hymenoptera, Apidae, *Bombus* Latr.) на Соловецком архипелаге: итоги 10-летнего мониторинга // Труды Русского энтомологического общества. 2010. Т. 81, № 2. С. 135–141.

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri* // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12, no. 4. P. 507–516.

Nartshuk E. P., Przhiboro A. A. A new species of *Incertella* Sabrosky (Diptera: Chloropidae) from the White Sea coast, Russian Karelia // Entomologica Fennica. 2009. Vol. 20, no. 1. P. 4–8. doi: 10.33338/ef.84453

References:

Viktorov G. A. Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera. *Biology Bulletin Reviews*. 1970;31(2):247–255. (In Russ.)

Kolosova Yu. S., Podbolotskaya M. V. Population dynamics of bumblebees (Hymenoptera, Apidae, *Bombus* Latr.) in the Solovetsky archipelago: results of 10-year monitoring. *Trudy Russ. entomol. obshchestva = Proceed. Russ. Entomol. Soc.* 2010;81(2):135–141. (In Russ.)

Grove D. J., Loisesides L., Nott J. Satiation amount, frequency of feeding and emptying rate in *Salmo gairdneri*. *J. Fish. Biol.* 1978;12(4):507–516.

Nartshuk E. P., Przhiboro A. A. A new species of *Incertella* Sabrosky (Diptera: Chloropidae) from the White Sea coast, Russian Karelia. *Entomologica Fennica*. 2009;20(1):4–8. doi: 10.33338/ef.84453

Ссылки на материалы конференций

Литература:

Марьинских Д. М. Разработка ландшафтного плана как необходимое условие устойчивого развития города (на примере Тюмени) // Экология ландшафта и планирование землепользования: Тезисы докл. Всерос. конф. (Иркутск, 11–12 сент. 2000 г.). Новосибирск, 2000. С. 125–128.

References:

Mar'inskikh D. M. Landscape planning as a necessary condition for sustainable development of a city (example of Tyumen). *Ekologiya landshafta i planirovanie zemlepol'zovaniya: Tezisy dokl. Vseros. konf. (Irkutsk, 11–12 sent. 2000 g.) = Landscape ecology and land-use planning: abstracts of all-Russian conference (Irkutsk, Sept. 11–12, 2000)*. Novosibirsk; 2000. P. 125–128. (In Russ.)

Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

Литература:

Шефтель Б. И. Экологические аспекты пространственно-временных межвидовых взаимоотношений землероек Средней Сибири: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1985. 23 с.

Лозовик П. А. Гидрогеохимические критерии состояния поверхностных вод гумидной зоны и их устойчивости к антропогенному воздействию: Дис. ... д-ра хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

References:

Sheftel' B. I. Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow; 1985. 23 p. (In Russ.)

Lozovik P. A. Hydrogeochemical criteria of the state of surface water in humid zone and their tolerance to anthropogenic impact: DSc (Dr. of Chem.) thesis. Petrozavodsk; 2006. 481 p. (In Russ.)

Ссылки на патенты

Литература:

Еськов Д. Н., Серегин А. Г. Оптико-электронный аппарат / Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

References:

Es'kov D. N., Seregin A. G. Optoelectronic apparatus. Russian patent No. 2122745. 1998. Bull. No. 33. (In Russ.)

Ссылки на архивные материалы

Литература:

Гребенщиков Я. П. К небольшому курсу по библиографии: материалы и заметки, 26 февр. – 10 марта 1924 г. // ОР РНБ. Ф. 41. Ед. хр. 45. Л. 1–10.

References:

Grebenshchikov Ya. P. Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924. *OR RNB*. F. 41. St. un. 45. L. 1–10. (In Russ.)

Ссылки на интернет-ресурсы

Литература:

Паринов С. И., Ляпунов В. М., Пузырев Р. Л. Система Соционет как платформа для разработки научных информационных ресурсов и онлайн-сервисов // Электрон. б-ки. 2003. Т. 6, вып. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (дата обращения: 25.11.2006).

References:

Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L. Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services. *Elektron. b-ki = Digital library*. 2003;6(1). (In Russ.) URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences
No. 2, 2023
“PRECAMBRIAN GEOLOGY” Series

TABLE OF CONTENTS

ORIGINAL ARTICLES

| | |
|--|----|
| A. I. Slabunov, A. V. Kervinen, N. S. Nesterova, A. V. Egorov, O. A. Maksimov, P. V. Medvedev. MAIN STAGES OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT BANDED IRON FORMATION GENESIS, KARELIAN CRATON: BASED ON U-PB DATING OF ZIRCON | 5 |
| A. V. Pervunina, O. V. Myasnikova. STRUCTURAL-MORPHOLOGICAL FEATURES AND CRYSTALLIZATION ENVIRONMENT OF QUARTZ IN SHUNGITE ROCKS OF THE ONEGA BASIN | 23 |
| N. G. Barnov, V. V. Shchiptsov, T. P. Bubnova. GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF CORUNDUM-BEARING ROCKS IN THE KHITOSTROV OCCURRENCE (NORTHERN KARELIA) | 39 |
| A. M. Ruchyev. EXOTIC MINERAL PRODUCTS FROM THE CHUPA GNEISSES OF THE BELO-MORIDES | 53 |
| S. A. Svetov, A. V. Stepanova, S. V. Burdyukh, A. S. Paramonov, V. L. Utitsyna, M. V. Ekhova, I. A. Teslyuk, S. Yu. Chazhengina, E. N. Svetova, A. A. Konyshev. PRECISION GEOCHEMICAL (ICP-MS) ANALYSIS OF PRECAMBRIAN ROCKS: THE METHOD AND ACCURACY ESTIMATION . . . | 73 |

DATES AND ANNIVERSARIES

| | |
|--|----|
| V. V. Shchiptsov. 85th anniversary of birth of Kim I. Kheiskanen (1938–2011) | 87 |
| Alexander I. Slabunov (on the 65th anniversary) | 91 |

BEREAVEMENTS

| | |
|--|----|
| In memory of Yulo I. Sysra (1940–2022) | 96 |
|--|----|

| | |
|------------------------------------|----|
| REVIEWS AND BIBLIOGRAPHY | 99 |
|------------------------------------|----|

| | |
|------------------------------------|-----|
| INSTRUCTIONS FOR AUTHORS | 102 |
|------------------------------------|-----|

Научный журнал

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 2, 2023

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению Ученого совета
Федерального исследовательского центра
«Карельский научный центр Российской академии наук»*

Выходит 8 раз в год

Издание зарегистрировано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций
Регистрационная запись ПИ № ФС 77-72429 от 28.02.2018 г.

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Л. Э. Бюркланд

Подписано в печать 21.03.2023. Дата выхода 31.03.2023. Формат 60x84^{1/8}.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 12,4. Усл. печ. л. 12,7.
Тираж 100 экз. Заказ 752. Цена свободная

Учредитель и издатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Оригинал-макет: Редакция научного издания «Труды КарНЦ РАН»

Типография: Редакционно-издательский отдел КарНЦ РАН
185030, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50