

Карельский научный центр  
Российской академии наук

# **ТРУДЫ**

## **КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

№ 11, 2017

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск  
2017

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.; А. С. ИСАЕВ, академик 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.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. 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. ХОЛТА, доктор геологии, проф. (Финляндия); К. ШАЕВСКИ, доктор математики, проф. (Польша); В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

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); A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; 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.); V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, 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.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; А. Б. ВРЕВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; А. И. ГОЛУБЕВ, к. г.-м. н.; В. В. КОВАЛЕВСКИЙ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; Ю. А. МОРОЗОВ, член-корр. РАН, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), 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., проф.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. ФИЛИППОВ, д. г.-м. н.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Editorial Board of the «Precambrian Geology» Series

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

ISSN 1997-3217 (печатная версия)

ISSN 2312-4504 (онлайн-версия)

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>

© Карельский научный центр РАН, 2017

© Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2017

УДК 551.248+550.34.09+550.343.4

## **О НОВЕЙШИХ РАЗРЫВАХ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯХ В ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

**А. А. Никонов<sup>1</sup>, А. В. Полещук<sup>2</sup>, Д. С. Зыков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт физики Земли РАН им. О. Ю. Шмидта, Москва

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

В пределах Онежской структуры Фенноскандинавского (Балтийского) щита Восточно-Европейской платформы обнаружены специфические морфоструктуры, отражающие импульсные сейсмотектонические события. Анализ литературных данных показал, что подобные морфоструктуры выделялись российскими учеными в этих местах уже с XIX века. Изучение их эволюции, кинематики и соотношение морфоструктур с палеопротерозойской геологической структурой региона выявили ряд признаков аккомодации новейших тектонических движений к древней структуре. В частности, установлена приуроченность к ней поздне- и послеледниковых разрывов. Обосновывается отнесение большинства из выявленных морфоструктур к дислокациям, сформированным за счет мощных сейсмических воздействий на ряде участков. Подтверждается длительность эволюции палеопротерозойских интраконтинентальных морфоструктур и расширяется возможность уточнения оценок долговременной сейсмической опасности в области тектонической аккомодации Фенноскандинавского щита в пределах флексуры А. А. Полканова.

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа; Фенноскандинавский щит; Онежская структура; палеоземлетрясения; тектоническая аккомодация; неотектоника; палеосейсмодислокации.

### **A. A. Nikonov, A. V. Poleshchuk, D. S. Zykov. ON RECENT FAULTS AND PALEOSEISMIC FRACTURES IN THE PALAEOPROTEROZOIC ONEGA STRUCTURE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD**

Specific morphological structures corresponding to impulsive seismotectonic events were identified within the Onega structure of the Fennoscandian (Baltic) shield of the East European platform. Analysis of data from the literature showed that similar morphological structures have been detected by Russian scientists in this area already since the 19<sup>th</sup> century. The study of evolution, kinematics, and the correlation of the morphostructures with the region's Palaeoproterozoic geological structure suggest that recent tectonic movements have been accommodated to the ancient structure. In particular, late- and postglacial faults were found to be associated to this structure. We prove that a majority of the identified morphostructures are dislocations caused by strong seismic impacts in a number of areas. The prolonged evolution of the Palaeoproterozoic intracontinental morphostructures is confirmed, and the possibilities for refining the estimates of long-term seismic hazard in the area of tectonic accommodation of the Fennoscandian shield in the central sector of the Polkanov flexure are expanded.

**Key words:** East European platform; Fennoscandian shield; Onega structure; palaeo-earthquakes; tectonic accommodation; neotectonics; paleoseismic dislocations.

*Светлой памяти Галины Сергеевны Бискэ,  
Герсона Цалеловича Лака  
и Анатолия Дмитриевича Лукашова*

## Введение

Онежская структура (ОС) в восточной части Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – одна из крупнейших отрицательных поперечных морфоструктур Большой флексуры А. А. Полканова [Полканов, 1956; Светов, Свириденко, 2005]. На плитном этапе развития ВЕП тектоническая эволюция Большой флексуры охватывала поздний докембрий, палеозой и фрагментарно – мезозой и поздний плейстоцен. Реконструируемые направления сноса обломочного материала, положение береговых линий палеобассейнов седиментации, сокращение мощностей разрезов и насыщение их терригенным материалом в областях, прилежащих к Фенноскандинавскому щиту (ФЩ), свидетельствуют о том, что ФЩ является долгоживущим выступом фундамента, а флексура А. А. Полканова служила областью тектонической аккомодации<sup>1</sup> между этим крупнейшим выступом фундамента и Русской плитой ВЕП. Онежская структура, таким образом, является перспективным объектом для изучения разновозрастных тектонических движений.

В восточной части ФЩ, характеризующейся обширными выходами пород кристаллического фундамента, среди выровненных и полого-холмистых пространств распространены и линейные образования в виде скальных ступенчатых уступов, обрывов, крутых склонов, а также системы грабеновидных провалов на водоразделах. В последние десятилетия обнаруживаются все больше признаков тектонического обновления древних разрывных структур [Сыстра, 2010; Онежская..., 2011; и др.] и сейсмических воздействий в поздне- и послеледниковое время [Lukashov, 1995; Зыков, 1997; Никонов, Зыков, 2002; Николаева и др., 2007; Сыстра, Спунгин, 2008; Сыстра и др., 2009; Шварев и др., 2015; и др.]. Эти факты определяют необходимость изучения закономерностей в унаследованности проявления и аккомодации современных (послеледниковых) движений к древним докембрийским интерконтинентальным структурам, а также – дальнейшей разработки и использования палеосейсмогеологического метода

в целях уточнения долговременного сейсмического потенциала в пределах Карелии.

## Геология района Онежской палеопротерозойской структуры

В восточной части ФЩ располагается древний Карельский кратон, нижний структурный этаж которого представлен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента. Верхний этаж сложен вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями протоплатформенного чехла, которые с размывом и угловым несогласием залегают на глубоко эродированном фундаменте, выполняя ряд наложенных палеопротерозойских мульдообразных структур и линейных прогибов [Кратц, Лазарев, 1961; Онежская..., 2011; и др.]. Онежская структура – это сложно построенный палеопротерозойский прогиб, вмещающий и современную впадину Онежского озера, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозоя. Стратиграфия, геолого-геофизическое строение, палеогеография и тектоника ОС отражены в ряде обобщающих работ [Глубинное строение..., 2004; Светов, Свириденко, 2005; Минц и др., 2010; Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013; и др.].

В северной части ОС располагается Северо-Онежский синклиний площадью около 17000 км<sup>2</sup>, вмещающий северную часть впадины Онежского озера с заливами (рис. 1). Озеро, как образно описал Пришвин, на карте раскинулось «в виде громадного речного рака, с большой правой клешней и с маленькой левой... На севере, между клешнями рака, заключен громадный, весь изрезанный заливами полуостров Заонежье...» [Пришвин, 1907]. Западным ограничением синклинория служит субмеридиональная Гирвасско-Хаутоваарская зона [Кондаков и др., 1986] или Койкарско-Выгозерская зона [Онежская..., 2011] зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД). Изгибаясь к СВ, в области северного замыкания синклинория эта зона сливается с субширотной Кумсинской зоной СРД, обрамляя, таким образом, с З, СЗ и СВ Уницкий купольный выступ фундамента. Синклиний имеет в целом изометричные очертания при линейно ориентированной структуре слагающих его толщ. Они представлены серией пологих синклиналей, разделенных узкими сжатыми антиклиналями, осложненными зонами СРД. При этом

<sup>1</sup> От лат. *accommodatio* – приспособление.

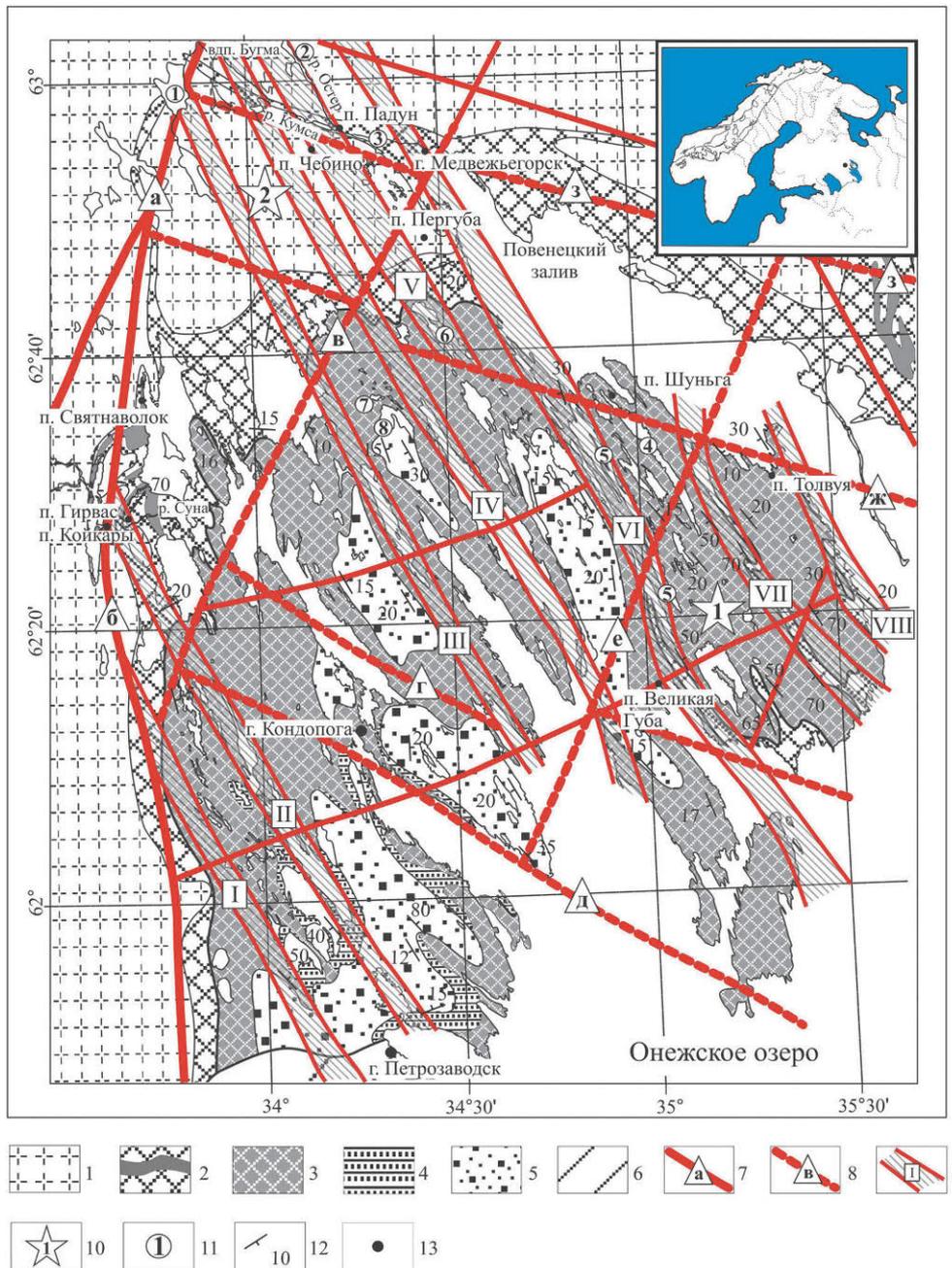


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения Северо-Онежского синклиория:

1 – гранито-гнейсы фундамента, сумийский и сариолийский надгоризонты палеопротерозоя. 2–6 – палеопротерозой: 2 – ятулийский надгоризонт, сегозерский горизонт и онежский горизонт с силлами метагаббро-долеритов; 3–4 – людиковийский надгоризонт: 3 – заонежский горизонт, 4 – суйсарский горизонт; 5 – калевийский надгоризонт; 6 – вепсийский надгоризонт. 7–9 – разрывные нарушения и зоны складчато-разрывных дислокаций по [Кондаков и др., 1986]: 7–8 – разрывные нарушения: 7 – межблоковые мантийные разломы (буквы в треугольниках: а – Хаутоваарский, б – Гирвасский); 8 – межблоковые коровые разломы (буквы в треугольниках: в – Григозерский, г – Сандальский, д – Кондопожский, е – Центральный, ж – Шуньгский, з – Кумсинско-Повенецкий); 9 – зоны складчато-разрывных дислокаций (цифры в квадратах: I – Укшезерско-Чалнинская, II – Логмозерско-Кончезерско-Койкарская, III – Кедрозерско-Лижемско-Кумчезерская, IV – Уницко-Кумсинская, V – Пигмозерско-Чебинская, VI – Космозерско-Медвежьегорская, VII – Тамбицко-Падмозерская, VIII – Кузаранда-Толвуйская). 10 – крупные объекты, упоминавшиеся в тексте (цифры в звездах: 1 – Заонежский п-ов, 2 – Уницкий купольный выступ фундамента). 11 – озера, упоминавшиеся в тексте (цифры в кружках): 1 – Кумчезеро, 2 – Остерозеро, 3 – Кольозеро, 4 – Путкозеро, 5 – губа Святуха, 6 – Верхнее Пигмозеро, 7 – Сев. Чапозеро, 8 – Викшезеро). 12 – элементы залегания. 13 – населенные пункты

рельеф здесь часто обращенный – синклинали образуют высокие гряды, а антиклинали, наоборот, узкие впадины с озерами [Афанасьева, 1997; Онежская..., 2011; и др.]. Далее к Ю и ЮЗ наиболее древние образования сумийского, сариолийского и ятулийского надгоризонтов палеопротерозоя, выходящие по периферии и в центральной части Северо-Онежского синклинория, надстраиваются людиковийским, калевийским и вепсийским горизонтами отложений палеопротерозоя. Основное развитие ОС происходило в период 2,3–1,65 млрд л. н., охватывая практически весь палеопротерозой, и сопровождалось основным и ультраосновным магматизмом [Светов, Свириденко, 2005; Онежская..., 2011; Рязанцев, Куликов, 2012; Hanski, 2013; Степанова и др., 2014; и др.].

На свекофенском этапе, 2,0–1,65 млрд л. н., область подверглась складчато-метаморфическим преобразованиям, которые и определили характер тектонического рисунка и разрывных нарушений ОС (рис. 1). Толщи верхнего структурного этажа с размывом и угловым несогласием перекрыты рифей-вендскими и фанерозойскими отложениями платформенного чехла ВЕП.

Ранее в районе по структурно-тектоническим признакам выделялись крупные разломные зоны в архейском фундаменте, такие как Койкарская и Кумсинская [Лак, Лукашов, 1967; Кондаков и др., 1986; Колодяжный и др., 2000; Глубинное строение..., 2004; Минц и др., 2010; и др.]. С геодинамической точки зрения важно выделение в кристаллическом фундаменте ОС серии зон дислокаций СРД [Кондаков и др., 1986; Афанасьева, 1997; Онежская..., 2011; и др.], детально разбуренных ФГУП «Невсгеология». В центральной части ОС они узкие, прямолинейные, имеют простирание СЗ 310–340° (рис. 1), представлены узкими гребневидными антиклиналями шириной по 2–4 км каждая и протяженностью более 100 км. Их ядра сложены метаморфизованными карбонатными породами ятулийского, а крылья и разделяющие их синклинали – сланцами и магматическими породами людиковийского и вепсийского надгоризонтов палеопротерозоя. Однако их распространение не ограничивается палеопротерозойскими комплексами – в СЗ направлении они пересекают Уницкий купольный выступ архейского фундамента (рис. 1), тогда как к ЮВ зоны СРД скрываются под водами Онежского озера.

Именно эти отлично выраженные в рельефе зоны определены по независимым данным специалистами по неотектонике как активные не только в новейшее время, но и в позднеледниковье. В их пределах сосредоточены также

крупные скальные сейсмодислокации и деформации в рыхлых отложениях того же возраста [Биске и др., 1971; Глубинное строение..., 2004]. В местах пересечения зон в фундаменте по участкам объемного катаклаза и брекчирования фиксируются ортогонально направленные разломы [Кондаков и др., 1986; и др.]. Две такие зоны пересекают ОС в ВСВ направлении. Важный факт наличия поперечных зон должен приниматься во внимание при анализе главных продольных сейсмогенерирующих зон (сейсмолинеаментов) в отношении степени их активизации по отдельным секторам.

### **К истории выявления молодых разрывов и сейсмодислокаций в Онежской структуре**

Геологическая и геоморфологическая специфика района Заонежского полуострова ОС обратила на себя внимание уже более ста лет назад [Тимофеев, 1919; и др.]. «Демонстративным примером» геолог В. М. Тимофеев назвал чередование здесь прямолинейных скалистых кряжей (полуостровов) с узкими заливами и озерами, тянущимися на десятки верст. Последние он признал трещинами раскола, отметив, что по их направлению «в некоторых случаях происходили перемещения участков земной коры» [Тимофеев, 1919]. Но о кинематике, количественных показателях и о возрасте этих перемещений в то время сведений еще не было.

Одна из первых крупных работ по геологии ОС была выполнена во второй половине XIX века известным российским геологом А. А. Иностранцевым [1877]. В ней содержится обширный фактический материал в виде по-маршрутных описаний (рис. 2) как по геологии, так и по геоморфологии ОС. В труде А. А. Иностранцева, в частности, приводятся сведения о нарушениях залегания горных пород и описания древних тектонических разрывов, а также признаки морфоструктур, ныне определяемых как сейсмодислокации. Возможность обнаруживать геологические и морфологические следы крупных землетрясений прошлого была понята лишь к началу 60-х годов XX века, что положило начало научному направлению «палеосейсмогеология», связанному с именами Н. А. Флоренсова и В. П. Солоненко, с тех пор успешно развивающемуся как у нас в стране, так и за рубежом.

Без малого через столетие после пионерных наблюдений А. А. Иностранцева группой геологов Карелии под руководством Г. С. Бискэ [Бискэ и др., 1966а, б; Бискэ, Лак, 1967] на целом ряде участков ОС выявлена сильная

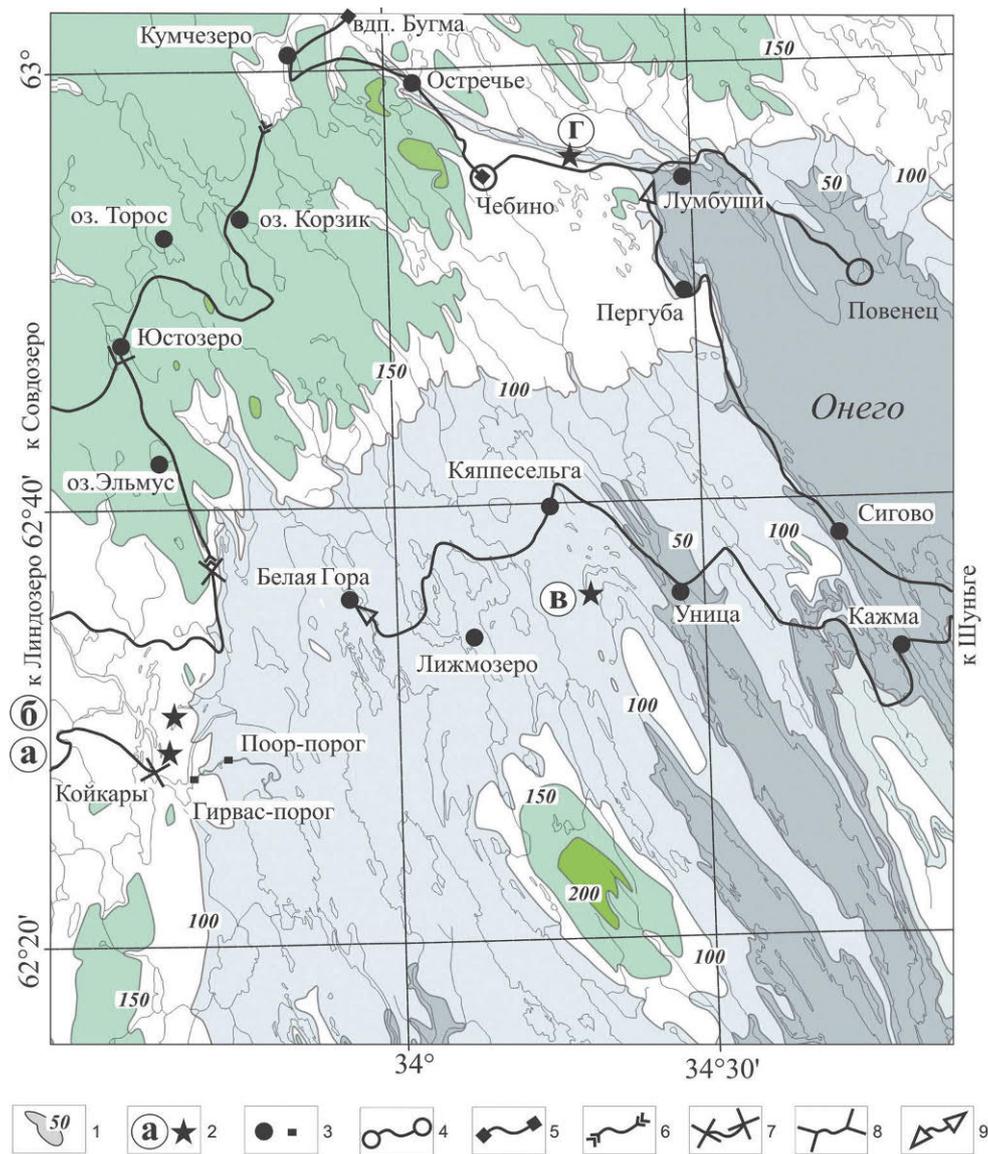


Рис. 2. Фрагмент орографической схемы северной части Северо-Онежского синклинали с реконструируемыми маршрутами А. А. Иностранцева и В. К. Златковского по материалам [Иностранцев, 1877]:

1 – контуры возвышенностей и впадин рельефа с соответствующими абсолютными отметками. 2 – буквенное обозначение объектов исследований и их положение на местности (звезды). а–б – п. Койкары, Койкарская зона складчато-разрывных дислокаций (СРД): а – окрестности оз. Питкилампи, б – окрестности оз. Яниш; в – Сев. Чапозеро, центральная часть Онежской структуры; г – Кольозеро, Кумсинская зона СРД. 3 – положение на местности озер, населенных пунктов (сферы) и порогов (прямоугольники). 4–9 – реконструируемые маршруты наблюдений А. А. Иностранцева и В. К. Златковского: 4 – г. Повенец – д. Лумбуши – п. Чебино; 5 – п. Чебино – д. Остречье – д. Кумчезеро – вдп. Бугма; 6 – Кумчезеро – оз. Корзик – д. Торосозеро – Юстозерский погост – Юстозеро – д. Святнаволок; 7 – д. Святнаволок – Линдозерский погост – д. Койкары, Гирвас-порог, Поор-порог; 8 – д. Святнаволок – д. Сельга-гора – Совдозеро – Поросозеро; 9 – д. Лумбуши – д. Пергуба – д. Сигово – д. Шуньга – Путкозеро – д. Фомина – п. Кажма – Важмагора – п. Уница – п. Кяпесельга – Лижмозеро – д. Белая Гора

раздробленность кристаллического фундамента и, соответственно, объяснен контрастный характер современного рельефа. Выделены блоковые структуры, расколы с вертикальными смещениями поздне- и послеледникового возраста с амплитудой в десятки метров. Хотя

детальных описаний тогда не приводилось, а о сейсмодислокациях речь не шла, именно в этих публикациях [Бискэ и др., 1966а, б] заложена основа палеосейсмогеологического подхода при изучении подобных объектов на ФШ. Уже полвека назад ведущим фактором

возникновения котловин как Онежского, так и Ладожского озер признавался тектонический фактор (а не ледниковая экзарация), и они рассматривались как унаследованные глыбовые структуры и «крупные грабены» [Бискэ, 1970; Бискэ и др., 1974]. Этими авторами уже тогда были определены и впоследствии на ряде участков детализированы главные черты рельефа, морфоструктуры и соотношения пликативных и разрывных, палеопротерозойских и новейших деформаций и существующих структурных элементов в пределах ОС. Тогда же особо отмечалась роль глубинных разломов в общей морфоструктуре региона. Авторы подчеркивали тесную связь «морфологии и истории развития крупных озерных котловин с тектоникой, в том числе и с новейшей» [Бискэ и др., 1974].

*Район Кумсинской зоны СРД.* С точки зрения обнаружения и доказательства существования дифференцированных разрывных (независимых от гляциоизостатических) тектонических движений в Карелии ключевыми стали наблюдения в долине р. Кумса (рис. 1). Эта долина, включая цепочку озер (Кольозеро и др.), расположена на Онего-Сегозерском водоразделе, имеет СЗ – ЮВ (с дальнейшим изменением на широтное) простирание и прослеживается до западной части Повенецкого залива Онежского озера. О возможности активизации Кумсинской глубинной зоны разломов архейского возраста ранее упоминали Г. Ц. Лак и А. Д. Лукашов [1967]. Они же обнаружили выходы позднеледниковых озерных глин к югу от долины р. Кумсы на абс. высоте 190 м, тогда как обычно в районе они находятся на высоте 125–150 м. Такое расхождение они объясняли дифференцированными блоковыми перемещениями на 30–50 м по Кумсинскому разлому в конце последнего оледенения.

На восточном, широтном, участке протяжения Кумсинской структуры геологи группы Г. С. Бискэ [Бискэ и др., 1966а, б; Лак, Лукашов, 1967] установили резкое, на величину 15–35 м, несоответствие высоты поздне- и послеледниковых террас на противоположных бортах долины р. Кумса. Невозможно объяснить такое различие иначе, как признав смещения по разлому (к которому приурочена долина реки) после дегляциации района. Еще одно не привлекавшее ранее внимания обстоятельство заключается в том, что поднятым является северное крыло Кумсинской структуры и разница в высотах террас от низких к высоким на разных бортах долины р. Кумса нарастает неравномерно. Отсюда логично заключить, что активизация разлома и вертикальное перемещение

блоков по нему происходило не постепенно, но «рывками», импульсно. Если так, то смещения, скорее всего, проявлялись как сейсмотектонические, вследствие мощных землетрясений, что подтверждается нашими наблюдениями на участке Кольозеро, хотя это требует дополнительных исследований.

В 60-х годах прошлого века геологи обнаружили в северном Заонежье целый ряд разрывов со смещениями, затрагивающих рыхлые, озерные и флювиогляциальные, отложения позднеледникового возраста, что указывало на расчленение территории разрывами в послеледниковое время [Венус и др., 1966; Бискэ и др., 1971]. Позднее, в основном в работах Г. Ц. Лака и А. Д. Лукашова, публиковались конкретные характеристики голоценовых разрывных и пликативных нарушений в пределах ОС, уже с указаниями их сейсмического происхождения и определениями возраста по радиоуглеродным и археологическим данным [Лукашов, 1993; Лукашов, Журавлев, 1996]. Этими исследователями в первый раз описаны деформации смятия и иные нарушения в рыхлых отложениях послеледникового возраста на Заонежском полуострове.

*Район Заонежского полуострова.* В этом районе, помимо наземных палеосейсмологических исследований на двух участках (в губе Святуха и в южной части впадины Путкозеро), проведено выделение литологических типов донных отложений и вертикальных зон нарушения в них коррелируемых горизонтов (молодых разрывов) [Lukashov, 1995]. Фиксируемые вертикальные смещения кровли алевритов среднеголоценового возраста оцениваются в 1–2 м, при вероятном смещении по главному разлому у ЮЗ борта – до 5 м. Здесь, таким образом, не только по геоморфологическим и геологическим признакам в скальных породах, но и по деформациям и разрывам в стратифицированных поздне- и послеледниковых водных отложениях обнаружены признаки недавних землетрясений. Интенсивность событий по совокупности вышеуказанных признаков составляет  $I \geq VIII$ , частично  $I \geq IX$  баллов.

В дальнейшем А. Д. Лукашовым изучение палеосейсмодислокаций успешно продолжилось [Глубинное строение..., 2004]. В результате Карелия оказалась тогда на передовом рубеже разработки палеосейсмогеологических исследований.

## **Результаты исследований авторов**

При проведении полевых исследований выявлены палеосейсмогенные структуры

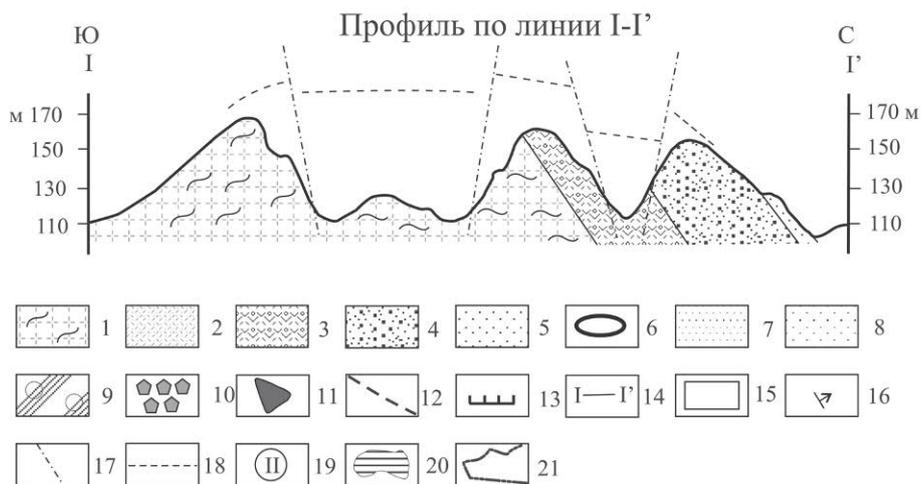
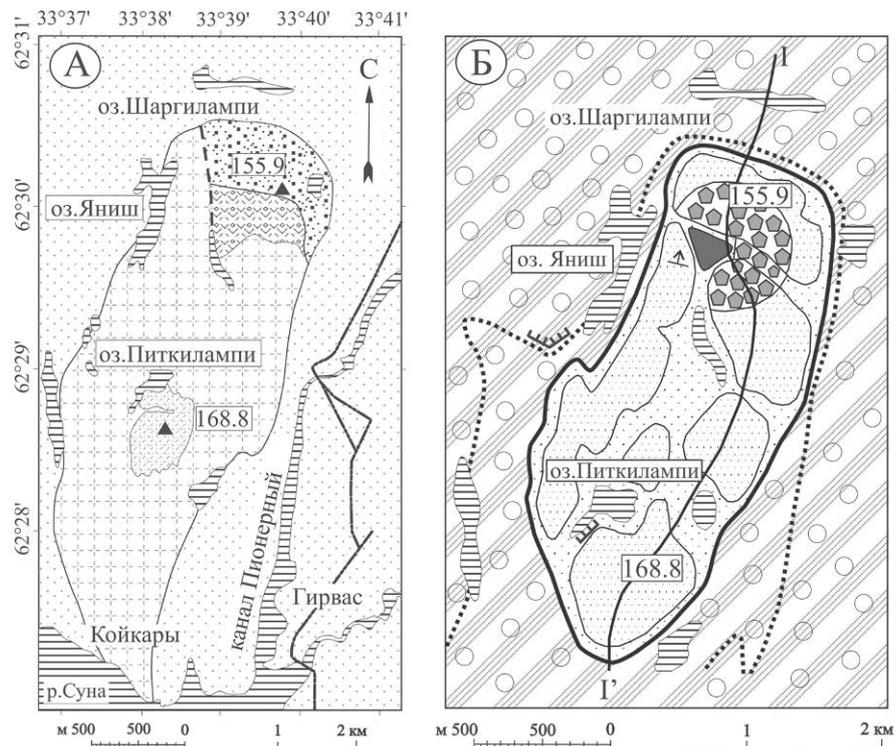
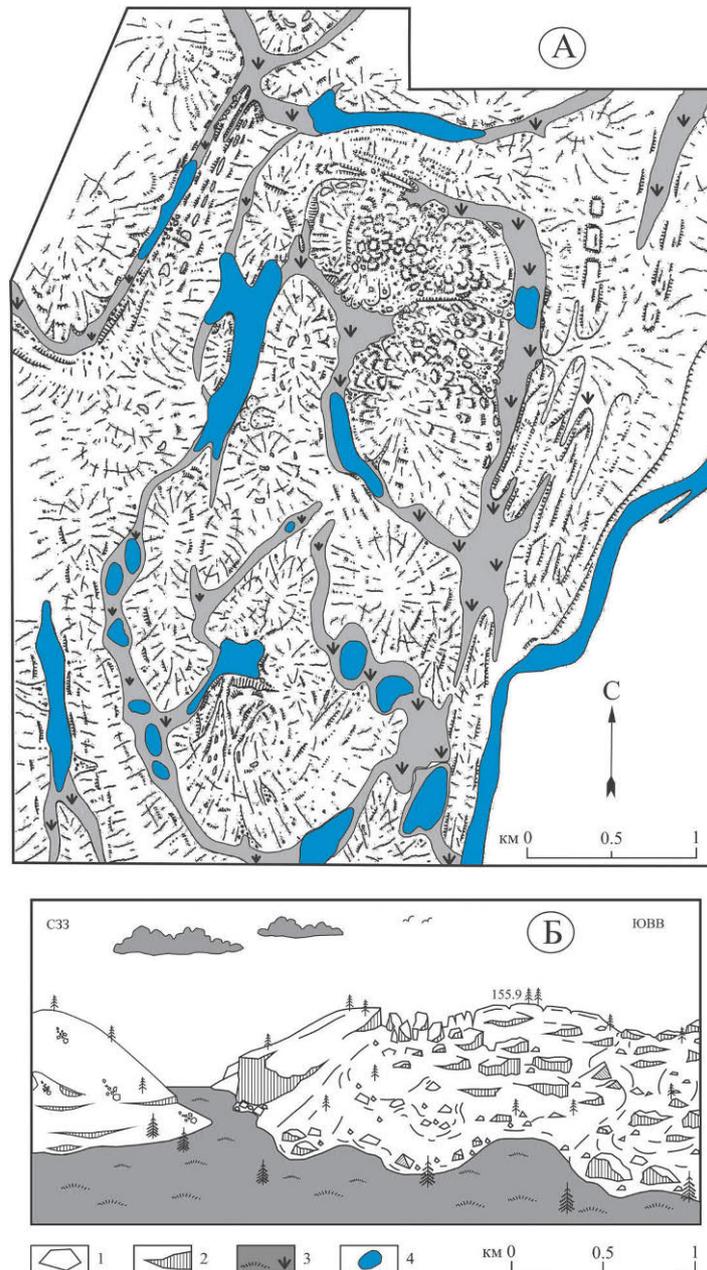


Рис. 3. Схемы строения Койкарского выступа:

А – геологическая схема с объектами исследований; Б – геоморфологическая схема с объектами исследований и геолого-геоморфологическим профилем по линии I-I'.

1–2 – архейский фундамент: 1 – нерасчлененные кристаллические породы фундамента, 2 – лавы коматитов. 3–5 – палеопротерозой: 3 – сумийский надгоризонт (лавы андезитобазальтов), 4 – сариолийский надгоризонт (полимиктовые глыбовые конгломератобрекчии), 5 – ятулийский надгоризонт (кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты ятулия, подчеркивающие контуры древней куполовидной структуры, лавы основного состава, доломиты с силлами и лавы основного состава). 6 – контуры новейшей куполовидной морфоструктуры. 7 – возвышенности, отвечающие приподнятым в рельефе блокам. 8 – участки низменного рельефа, развитого по опущенным блокам. 9 – усадки холмисто-грядового рельефа, развитого по породам за пределами Койкарского выступа. 10 – глыбовые развалы на склонах. 11 – треугольная заболоченная депрессия у основания обвально-оползневых склонов. 12 – разрывные нарушения. 13 – приразрывные уступы рельефа. 14 – геолого-геоморфологический профиль. 15 – объекты, рассмотренные в тексте. 16 – направление на рис. 4. 17 – вероятное расположение рельефообразующих разрывов на разрезе. 18 – вероятная реконструкция положения поверхности новейшего купола. 19 – номера участков детальных исследований согласно тексту. 20 – озера. 21 – автодороги



**Рис. 4.** Ландшафтные особенности Койкарской новейшей куполовидной морфоструктуры:

А – ландшафтно-геоморфологический образ Койкарского выступа (по материалам полевых наблюдений и анализу дистанционных материалов, снят густой лесной покров);

Б – глыбовые развалы на склонах возвышенности с отметкой 155,9 (реконструкция, искусственно снят густой лесной покров; вид на вершину с ЮЮЗ, см. рис. 3).

1 – глыбы; 2 – обрывистые стенки коренных пород в склонах возвышенностей и на обрамлении глыб; 3 – заболоченные депрессии в основании склонов в центральной части куполовидной морфоструктуры; 4 – озера

в пределах нескольких участков на западном обрамлении, в центральной и северной частях ОС.

Участок *Койкары* располагается в 80 км к СЗ от г. Петрозаводска, севернее пос. Койка-

ры, в пределах Койкарской зоны СРД (рис. 1). Центральную часть Койкарской зоны СРД занимает обнажающийся из-под пород палеопротерозойского чехла Койкарский выступ (КВ) архейского фундамента (рис. 2, объекты а, б;

рис. 3, 4). В рельефе КВ выражен компактной группой возвышенностей с абс. отметками до 160 м и с относительными превышениями десятков метров. В плане морфоструктура КВ образует неровный овал новейшего купола, который в целом наследует структуру кристаллических пород. Размеры купола около 6,5 × 4 км, длинная ось вытянута в ССВ направлении. Хорошая выраженность в рельефе КВ позволяет предполагать активизацию его развития в новейшее время в виде общего локального поднятия.

В ЮВ части возвышенности 168,8 вблизи оз. Питкилампи у подножия обрыва, под небольшим углом к нему, вытягиваются тела обвалов длиной от нескольких до первых десятков метров и шириной в пределах первых метров, распространившиеся до заболоченной поймы (рис. 5, А). Глыбы в обвалах имеют свежий облик, они остроугольны и практически не заросли мхом. Из трех обвальных тел два (центральное и СВ на схеме) – это типичные сейсмообвалы, распространявшиеся от стенки отрыва на расстояние более десяти метров, а третье (в ЮЗ части схемы) – результат дробления и развала коренных пород, оставшихся на месте, с незначительным отодвиганием глыб к СЗ. При этом участок обрыва субширотного простирания остается слабонарушенным, а весь развал смещен к З. Общая особенность всех трех объектов – это смещение обвальных тел с однонаправленным отклонением от направления наибольшего уклона склона. Причиной такого перемещения обвальных масс может быть только мощный, латерально направленный сейсмический толчок в СЗ направлении.

В северной части морфоструктуры КВ (рис. 2, объект б; рис. 3, Б; рис. 4, А, Б), к СВ от оз. Яниш, расположена возвышенность, в плане дугообразная, подчеркивающая форму северного замыкания купола. Длина ее более 1,5 км, ширина около 1 км. Отметка высоты вершины – 155,9 м. Сложена сариолийскими конгломерато-брекчиями палеопротерозоя. Морфология ее поверхности резко выделяется среди остальных возвышенностей в пределах новейшего купола и позволяет считать ее локальной геоморфологической аномалией (рис. 4). Вершина возвышенности монолитна, сглажена ледником, нарушена лишь отдельными грабеновидными провалами, что характерно для всех возвышенностей в округе. Склоны же, особенно обращенные к центру выступа, покрыты развалами крупных скальных глыб угловатой в плане формы и с крутыми стенками, высотой до 5–6 метров. Диаметр глыб – от нескольких до 10–30 м. Разделены

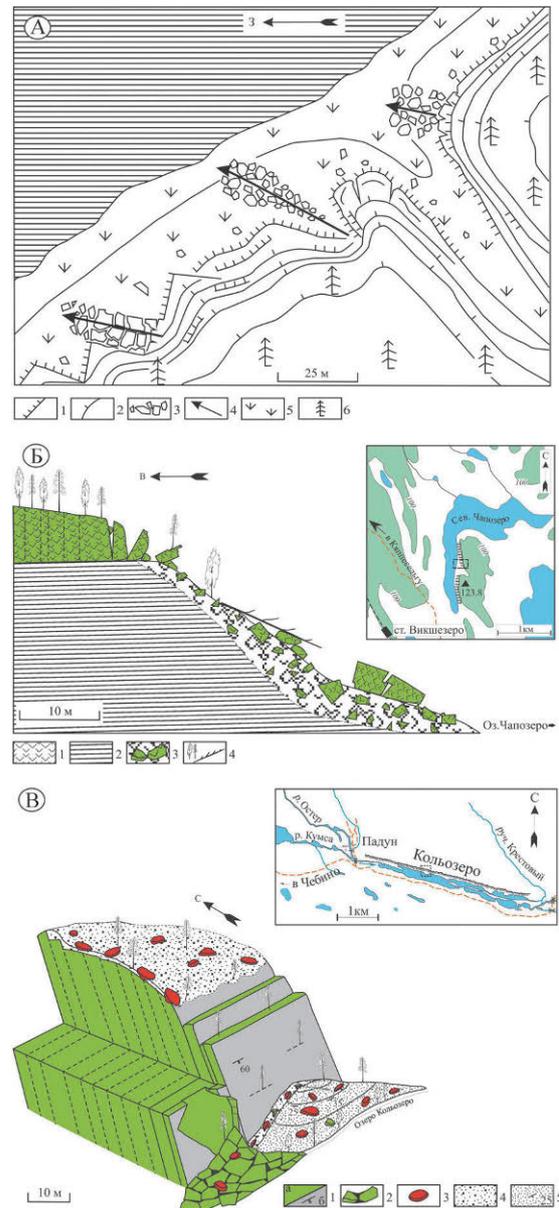


Рис. 5. Характер дислокационных структур скальных пород с признаками палеосейсмодислокаций:

А – повторяющееся однонаправленное отбрасывание обвалов под углом к общему обрыву (р-н п. Гирвас): 1 – скальные уступы; 2 – изогипсы рельефа; 3 – обвальные тела; 4 – направление падения обвалов; 5 – заболоченные участки; 6 – залесенные участки.

Б – схематичный широтный профиль возвышенности на восточном борту Сев. Чапозеро, отражающий морфологию обрыва «пьяный лес»: 1 – скальные обрывы палеопротерозойских метабазальтов; 2 – слоистые палеопротерозойские метаосадочные породы; 3 – склоновые обвально-оползневые накопления; 4 – растительность. На врезке прямоугольником показано положение района исследований. Заливка по горизонтали 100 м.

В – блок-схема, отражающая фрагмент строения обрывистого склона на северном берегу Кольозера: 1 – скальные обрывы палеопротерозойских метабазальтов; 2 – обвальные склоновые накопления глыб палеопротерозойских метабазальтов с зияющими пустотами; 3 – гранитные валуны; 4 – сцементированные моренные валунно-песчаные отложения; 5 – рыхлые песчаные отложения. На врезке прямоугольником показано положение района исследований

глыбы в привершинной части узкими трещинами, ниже по склону – расщелинами шириной 1–2 м, которые книзу превращаются в проемы в десятки метров шириной, образовавшиеся за счет раздвигания глыб при их смещении вниз к депрессии в центральной части купола. Последняя оказывается как бы окруженной шлейфами из смещенных блоков. Вид этого склона ЗЮЗ экспозиции, со снятым густым покровом леса, изображен на рисунке 4, Б. Вид на новейший купол сверху, также с искусственно снятым лесным покровом, показан на рисунке 4, А.

Возникновение такой геоморфологической аномалии необъяснимо ни за счет движения ледникового покрова (он двигался с СЗ на ЮВ), ни за счет литологии пород, и следовательно, здесь вероятно проявление тектонического фактора. Это могло быть или медленное развитие депрессии в верхней части новейшего купола в связи с его ростом, или, судя по яркой выраженности явления, проявление импульсной сейсмогенной подвижки, вызванной активизацией Койкарской морфоструктуры. Таким образом, в пределах КВ фундамента выявлена серия морфоструктур, соответствующих сейсмодислокациям.

*Участок Чапозеро.* В центральной части ОС (рис. 1, озеро 7; рис. 2, объект в; рис. 5, Б), в ЮЗ части котловины оз. Сев. Чапозеро располагается морфоструктура с признаками палеосейсмодислокаций. Структурно объект приурочен к СЗ крылу Викшезерской синклинали, включающей котловину одноименного озера и сложенной вулканогенно-осадочными толщами людиковийского и калевийского надгоризонтов палеопротерозоя. Вулканогенно-осадочные толщи с общим пологим падением к ВЮВ образуют здесь извилистый в плане холм с обрывистыми бортами и абс. отметкой вершины 123,8 м, западный склон которого обращен в сторону озера (рис. 5, Б). Верхняя часть холма сложена пластовым телом metabазальтов мощностью более 10 м, которые подстилаются углеродсодержащими сланцами мощностью свыше 25 м. Склон устлан обломками и глыбами metabазальтов и метаосадочных пород, имеет террасированный профиль, на котором выделяются задернованные, полого наклоненные к озеру сглаженные поверхности. Они разделяются крутыми (до 30–50°) участками склона, которые завалены глыбами и обломками тех же пород.

Метабазальты со столбчатой отдельностью вблизи обрывистого уступа в разрезе образуют развалы веерообразно отделенных от уступа, наклоненных вниз («пьяный лес») и лежащих по склону глыб высотой до 10 м (рис. 5, Б). Размеры обломков колеблются от 0,3–0,5 до

1–2 м (реже до 3 м). Обломки имеют острые ребра и грани и при этом залегают плащеобразно, покровом мощностью более 2 м с зияющими полостями и пустотами. Незначительность растительного покрова на глыбах развала указывает на недавний, послеледниковый возраст его образования, хотя имеются и признаки продолжающихся смещений глыб. Глыбы и обломки залегают без сортировки, покрывая склоны возвышенности на удалении до 30–40 м от обрыва, что в 2–3 раза превышает высоту самого обрыва. Это согласуется с наблюдениями палеосейсмодислокаций на Заонежском полуострове, где разброс блоков определен в 0,97–2,75 величины общей высоты уступа [Lukashov, 1995], и на Кольском полуострове [Николаева и др., 2007], тогда как при обычных гравитационных обвалах указанное соотношение составляет 0,7–0,9 [Ломтадзе, 1977].

Указанное распределение обломочных накоплений выше террасированных склонов может объясняться преимущественным разрушением пород вдоль активизированных линейных зон разрывных нарушений. Веерообразная морфология обрыва «пьяный лес», плохая сортировка, значительные пространства между острогранными глыбами и обломками, а также преобладание глыб и обломков небольших размеров наряду с крупными столбами метавулканитов, – все это резонно считать следствиями мощных сейсмических воздействий послеледникового возраста.

*Участок Кольозеро.* Объект с выявленными палеосейсмодислокациями располагается в 5 км к СЗ от г. Медвежьегорска в северной части ОС (рис. 1, озеро 3; рис. 2, объект г; рис. 5, В). А. А. Иностранцев при следовании вдоль р. Кумса (рис. 2, объект г) отмечал, что в 8 км по пути к дер. Чебино, на противоположном от дороги берегу озера обнажаются живописные скалы высотой около 60 м. По нашим наблюдениям, похожие скалы развиты в бортовых частях впадины, включающей котловину Кольозеро, которая приурочена к центральной части Кумсинской структуры. Последняя имеет сложное строение, будучи выполнена осадочно-вулканогенными породами палеопротерозоя, осложненными древними разрывными нарушениями, активизированными в позднеледниковое время [Биске и др., 1966а, б]. Котловина Кольозеро (рис. 5, В) представляет собой спрямленный, подпруженный участок русла р. Кумса. Южный и северный борта впадины сложены ятулийскими metabазальтами, образующими обрывистые кряжи с маломощным чехлом ледниковых отложений. С севера озеро ограничено высоким кряжем СЗ простирания,

южная часть которого ниспадает обрывом высотой около 60 м, на одних участках прямо к урезу воды, на других – к узкой прибрежной полосе шириной около 30 м, покрытой обвалами. Прослеживание этого обрыва в СЗ направлении, в окрестности пос. Падун, показало, что непосредственно на его продолжении располагается уступ высотой около 7 м с одноименным водопадом. Распределение обвальных накоплений вдоль обрыва в целом сходно с тем, что обнаружено на участке Чапозеро. Между остроугольными глыбами метабазальтов сохраняются зияющие пустоты, глыбы нагромождены хаотично, но при этом имеют общие площадки соприкосновения, что обуславливает общий компактный вид обвала. Меньшие глыбы в основном сосредоточены ближе к склону. Часть глыб покрыты мхом, часть лишены растительности, что может быть следствием дискретной активизации различных участков склона.

В верхней части обрывистого кряжа вулканиты покрыты маломощным (до 2 м) чехлом ледниковых отложений, насыщенных гранитными валунами. Среди глыб метабазальтов и поверх растительного покрова на этих глыбах также встречаются округлые гранитные валуны (рис. 5, В). От сглаженной вершины кряжа в сторону обрыва склон постепенно понижается, затем переходит в крутопадающий обрыв. Валуны встречаются выше и вдоль обрыва на пологом участке склона, а ниже, где склон становится более крутым, они отсутствуют. Процесс соскальзывания валунов и их последующее налегание поверх обвальных продуктов разрушения этого склона (а частично и поверх современного травяного покрова) может объясняться как сезонными факторами, так и новейшей активизацией обрывистого склона вследствие сейсмических воздействий. Возраст этой палеосейсмогенной морфоструктуры, судя по «свежести» скальных обрывов и зияниям между глыбами, явно послеледниковый – вероятно, позднеголоценовый.

У подножия обрыва, на высоте до 25–30 м от уреза воды, холмы высотой до 30 м сложены в верхней части глыбово-валунным, а в нижней части – слоистым песчаным хорошо сортированным материалом, что резко отличается от сцементированной валунной морены на вершине кряжа. Происхождение их может быть связано с переотложением песчаного материала в ледниковых трещинах, развивавшихся над разрывными нарушениями в метабазальтах ледникового ложа.

Таким образом, на исследованной территории выделяются локальные морфоструктуры с определенными признаками сильных

импульсных (местами неоднократных) воздействий, как вертикальных, так и, вероятно, имевших некоторую горизонтальную составляющую. К таковым относятся: веерообразная в разрезе морфология обрывистых склонов, «пьяный лес», следы отбрасывания основной обваливающейся массы от склона при одновременности обрушения вдоль всего склона, наличие зияний между глыбами, «компактный» облик обвалов, обусловленный сейсмическим «встряхиванием», «свежесть» стенок обрыва и т. п. Наиболее вероятной причиной образования подобных морфоструктур являются сильные землетрясения [Nikonov, Zykov, 1996; Никонов, 2003; и др.]. Также можно констатировать, что палеосейсмогенные морфоструктуры расположены в непосредственной близости к древним тектоническим зонам и разрывным нарушениям в них. В частности, они установлены в следующих местах: 1. В центральной и северной частях ОС, где соотносятся с разрывными нарушениями СЗ простираения (р-н Кольозеро), осложняющими центральную часть Кумсинской зоны СРД, а также в районе Чапозеро, где осложняют западный борт Викшезерской синклинали. 2. В западной части ОС, где они сопряжены с Койкарской зоной СРД.

В менее явном виде подобные признаки присущи многим другим схожим объектам, широко распространенным в пределах Карелии [Lukashov, 1995; Nikonov, Zykov, 1996; Никонов, Зыков, 2002; Никонов, 2003; Шварев, 2015; и др.] и Кольского полуострова [Николаева и др., 2007; и др.]. Их специальное изучение представляет собой одну из первостепенных задач в связи с инженерно-строительной и хозяйственной деятельностью в целях выяснения потенциальных опасностей и рисков.

## **Заключение**

В развитие исследований по неотектонике и палеосейсмичности, проводившихся несколькими поколениями российских геологов, в Онежской структуре в пределах флексуры А. А. Полканова (крупной области аккомодации ФЩ и Русской плиты ВЕП) установлено наличие дислокационных морфоструктур в скальных породах с признаками палеосейсмодислокаций поздне- и послеледникового возраста. К таковым относятся: а) явления раскалывания вершин и уступов по краям возвышенностей; б) одинаковое отклонение направления отброса синхронных обвалов от направлений максимального уклона склона, указывающее на воздействие мощного горизонтального сейсмического импульса; в) строение обвальных тел,

когда глыбы и обломки залегают компактно, но без явной сортировки, так, что покрывают склоны возвышенностей на расстояния, в 2–3 раза превышающие высоту разбитых уступов; г) обвальные тела с морфологией «пьяного леса»; д) нахождение в обвальных телах помимо местных коренных пород ледниковых валунов, соскальзывавших или сбрасывавшихся с обрывов вследствие сейсмических импульсов. Столь крупные и локально сосредоточенные нарушения в скальных породах возникают в эпицентральных зонах мощных землетрясений, интенсивностью около VIII–IX баллов.

Предпринятые авторами исследования позволяют сделать выводы, что на некоторых участках ОС уверенно определяются, а на других только намечаются, во-первых, активные разломы с обновлением в поздне- и послеледниковое время и, во-вторых, эпицентральные и/или приэпицентральные области сильных землетрясений прошлого. Выявленные сейсмодислокации располагаются как на периферии ОС, так и в ее центральной части. Они соотносятся как с купольными (Койкарская), так и с синклинальными (Викшезерская, Кумсинская) палеопротерозойскими геологическими структурами, осложненными крупными разломами докембрийского заложения, активизированными в новейшее время, и зонами СРД.

Установленные закономерности строения палеопротерозойских интраконтинентальных геологических структур и морфоструктур, а также строение и кинематика выявленных в их пределах палеосейсмодислокаций свидетельствуют об аккомодации сейсмогенных морфоструктур к древним геологическим структурам, разломам и зонам СРД фундамента. Так подтверждается их унаследованное развитие и, в определенной мере, долгоживущее тектоническое развитие.

*Работа выполнена в рамках программы госзадания (темы №№ 013520160012 и 0144-2014-0097), при поддержке грантов РФФИ № 14-0500149 и № 16-05-00727а и программы ОНЗ № 10.*

## Литература

*Афанасьева Е. Н.* Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезы и их ансамбли: тезисы докл. Тект. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.

*Бискэ Г. С.* О природе послеледникового поднятия Балтийского щита // Изв. Всес. географ. общ-ва. 1970. № 1. С. 34–38.

*Бискэ Г. С., Горюнова Н. Н., Лак Г. Ц.* Новые данные о четвертичных отложениях и неотектонике Онего-Сегозерского водораздела // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1966а. С. 375–382.

*Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д.* Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966б. С. 178–182.

*Бискэ Г. С., Лак Г. Ц.* О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита // Baltica. 1967. Т. 3. С. 203–213.

*Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д., Горюнова П. Н., Ильин В. А.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 73 с.

*Бискэ Г. С., Лукашов А. Д., Экман И. М.* О связи котловин крупнейших озер Северо-Запада СССР с тектоникой // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1974. С. 35–42.

*Венус Б. Г., Линьков А. Г., Тьрин А. К.* Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования // Вестник Ленинградского университета. Сер. геол. и геогр. 1966. № 24, вып. 4. С. 110–116.

*Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления /* Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. 353 с.

*Зыков Д. С.* Об активных структурах и вероятных палеосейсмодетформациях в Карелии // Геоморфология, 1997. № 3. С. 58–62.

*Иностранцев А. А.* Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений // Материалы по геол. России. 1877. Т. VII. СПб. 728 с.

*Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С., Леонов М. Г., Орлов С. Ю.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 135–151.

*Кондаков С. Н., Петров Ю. В., Булавин А. В., Пичугин В. А., Титов В. К.* Блоковое и глубинное строение Онежского прогиба // В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 68–75.

*Кратц К. О., Лазарев Ю. И.* Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геол. Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 43–57.

*Лак Г. Ц., Лукашов А. Д.* Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии // В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 198–201.

*Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. С. 340–354.

*Лукашов А. Д.* Палеосейсмодислокации Заонежья // Кижский вестник. Заонежье. 1993. № 2. Петрозаводск. С. 35–42.

*Лукашов А. Д., Журавлев А. П.* Древнее Пегремское землетрясение. Петрозаводск, 1996. 39 с.

Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С., Белоусова Е. А., Блох Ю. И., Богина М. М., Буш В. А., Докунина К. А., Заможняя Н. Г., Злобин В. Л., Каулина Т. В., Конилов А. Н., Михайлов В. О., Натопов Л. М., Пийп В. Б., Ступак В. М., Тихоцкий С. А., Трусков А. А., Филиппова И. Б., Шур Д. Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. В 2 т. + компл. цв. прил. М.: Геокарт, Геос, 2010.

Николаева С. Б., Евзеров В. Я., Петров С. И. Сейсмические проявления в рельефе северо-запада Мурманской области // Кольск. науч. центр «Север 2007». 14 с. URL: [http://www.kolasc.net.ru/russian/sever07\\_5.pdf](http://www.kolasc.net.ru/russian/sever07_5.pdf) (дата обращения: 24.02.2016).

Никонов А. А. Фенноскандия – недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия. 2002 год: тезисы докл. IV геофиз. чтений им. В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2003. С. 207–214.

Никонов А. А., Зыков Д. С. Палеосейсмодеформации в Карелии. Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Матер. Восьмой междунар. конф. Петрозаводск, 2002. С. 178–179.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Полканов А. А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 6. М.; Л.: АН СССР, 1956. 122 с.

Пришвин М. М. В краю непуганых птиц. Очерки Выговского края. СПб: Издание А. Ф. Девриена, 1907. 200 с.

Рязанцев П. А., Куликов В. С. Особенности строения восточной части Ропручейского силла и их изучение геофизическими методами // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 125–130.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2005. 357 с.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 3–16.

Сыстра Ю. Й., Спунгин А. В. Некоторые типы послеледниковых сейсмодислокаций Республики Карелия (Россия) и Эстонии // Связь поверхностных структур с глубинными. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2008. С. 245–249.

Сыстра Ю. Й. Тектоника зоны сочленения Русской плиты и Фенноскандинавского щита // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: тезисы докл. XLIII тектонич. совещ. Т. 2. М.: Геос, 2010. С. 321–325.

Сыстра Ю. Й., Спунгин В. Г., Сыстра И. Ю. Сейсмичность Фенноскандинавского щита и изучение новейших движений по палеосейсмодислокациям // Геологические опасности: тезисы докл. XV Всерос. конф. Архангельск, 2009. С. 433–437.

Тимофеев В. М. Отчет о работах вдоль линии Мурманской железной дороги на участке Петрозаводск – Масельская // Изв. Геол. ком. Т. XXXIII, № 3, 1919. С. 279–288.

Шварев С. В. Структурная позиция, ледниковый и сейсмогенный рельеф г. Воттоваара (Средняя Карелия) // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: тезисы докл. Всерос. конф. VII Щукинские чтения. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 202–205.

Шварев С. В., Никонов А. А., Фроль В. В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: тезисы докл. Всерос. конф. VII Щукинские чтения. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 199–202.

Hanski E. J. Evolution of the palaeoproterozoic (2.50–1.95 Ga) non-orogenic magmatism in the eastern part of the Fennoscandian shield // Reading the Archive of Earth's Oxygenation Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences / Eds. V. A. Melezhik, A. R. Prave, A. E. Fallick, L. R. Kump, H. Strauss, A. Lepland, E. J. Hanski. 2013. P. 179–245. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6\_6

Lukashov A. D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) // Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. Espoo, 1995. 36 p.

Melezhik V. A., Medvedev P. V., Svetov S. A. The Onega basin // Reading the Archive of Earth's Oxygenation Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences / Eds. V. A. Melezhik, A. R. Prave, A. E. Fallick, L. R. Kump, H. Strauss, A. Lepland, E. J. Hanski. 2013. P. 387–490. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6\_9

Nikonov A. A., Zыkov D. S. Paleoseismodeformations in Eastern Fennoscandia // Seismology in Europe. XXV General Assembly. (Reykjavik, Iceland, 9–10 Sept., 1996). P. 122–127.

Поступила в редакцию 11.04.2016

## References

Afanas'eva E. N. Paragenesis grebnevidnoi skladchatosti: stadii razvitiya i rudonosnost' (na primere Onezhskogo progiba) [Paragenesis of the comb-shaped folding: development stages and ore-bearing potential

(case of the Onega Trough)]. Strukturnye paragenезы i ikh ansambli: tezisy dokl. Tekt. Soveshch. [Structural Parageneses and their Assemblages: Abstracts of the Conf.]. Moscow: Geos, 1997. С. 6–8.

Biske G. S. O prirode poslednikovogo podnyatiya Baltiiskogo shchita [On the nature of postglacial uplift of the Baltic Shield]. *Izv. Vses. Geograf. obshch-va* [Proceed. of the All-Union Geogr. Society]. 1970. No. 1. P. 34–38.

Biske G. S., Goryunova N. N., Lak G. Ts. Novye dannye o chetvertichnykh otlozheniyakh i neotektonike Onego-Segozerskogo vodorazdela [New data on the Quaternary deposits and neotectonics of the Onego Segozersky watershed]. *Voprosy geologii i zakonomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh Karelii* [Questions of Geology and Patterns of Min. Res. Distribution in Karelia]. Petrozavodsk: Karel. kn. izd-vo, 1966a. P. 375–382.

Biske G. S., Lak G. Ts., Lukashov A. D. Beregovye obrazovaniya Onezhskogo ozera i ikh svyaz' s neotektonikoi [Coastal formations of Lake Onega in relation to neotectonics]. *Razvitie morskikh beregov v usloviyakh kolebatel'nykh dvizhenii zemnoi kory* [Sea Shores Evolution under the Earth's Crust Warping]. Tallin: Valgus, 1966b. P. 178–182.

Biske G. S., Lak G. Ts. O prichinakh poslednikovoykh kolebaniy beregovykh urovnei na yugo-vostochnoi okraine Baltiiskogo shchita [On the reasons for post-glacial fluctuations of the coastal levels in the south-eastern edge of the Baltic Shield]. *Baltica*. 1967. Vol. 3. P. 203–213.

Biske G. S., Lak G. Ts., Lukashov A. D., Goryunova P. N., Il'in V. A. Stroenie i istoriya kotloviny Onezhskogo ozera [The structure and history of the Lake Onega depression]. Petrozavodsk: Kareliya, 1971. 73 p.

Biske G. S., Lukashov A. D., Ekman I. M. O svyazi kotlovin krupneishikh ozer Severo-Zapada SSSR s tektonikoi [On the relationship between the largest lakes depressions in the North-West of the USSR and tectonics]. *Noveishie i sovremennye dvizheniya zemnoi kory vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [Recent and Current Movements of the Earth's Crust in the Eastern Baltic Shield]. Petrozavodsk: KF AN SSSR, 1974. P. 35–42.

Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins]. Ed. N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. 353 p.

Inostrantsev A. A. Geologicheskii ocherk Povenetskogo uezda Olonetskoj gubernii i ego rudnykh mestorozhdenii [Geological description of the Povenets County of the Olonets province and its ore deposits]. *Materialy po geol. Rossii* [Mat. on the Geology of Russia]. 1877. Vol. VII. St. Petersburg. 728 p.

Kolodyazhnyi S. Yu., Zykov D. S., Leonov M. G., Orlov S. Yu. Osobennosti evolyutsii kupol'no-sdvigovykh struktur Severo-Zapadnogo Prionezh'ya [Features of dome- and shear-type structures evolution in the North-western Prionezhie]. *Rossiiskii zhurnal nauk o Zemle* [Russ. Journal of Earth Sci.]. 2000. Vol. 2, no. 2. P. 135–151.

Kondakov S. N., Petrov Yu. V., Bulavin A. B., Pichugin V. A., Titov V. K. Blokovoie i glubinnoe stroenie Onezhskogo progiba [Block and deep structures of the Onega Trough]. *Blokovaya tektonika i perspektivy rudonosnosti severo-zapada Russkoi platformy* [Block Tectonics and Ore-bearing Potential of the Northwestern Part of the Russian Platform]. Leningrad, 1986. P. 68–75.

Krats K. O., Lazarev Yu. I. Osnovnye cherty tektonicheskikh struktur yatulii Karelii [Main features of the Yatuliy tectonic structures in Karelia]. *Problemy geol. Karelii i Kol'skogo poluostrova* [Problems of Geology of Karelia and the Kola Peninsula]. Murmansk: Karel'sk. i Kol'sk. fil. AN SSSR, 1961. P. 43–57.

Lak G. Ts., Lukashov A. D. Neotektonika v zone dokembriiskikh razlomov Yuzhnoi Karelii [Neotectonics of the Precambrian faults in the South Karelia]. *Tektonicheskie dvizheniya i noveishie struktury zemnoi kory* [Tectonic Movements and the Newest Structures of the Earth's Crust]. Moscow: Nedra, 1967. P. 198–201.

Lomtadze V. D. Inzhenernaya geologiya. Inzhenernaya geodinamika [Engineering geology. Engineering geodynamics]. Leningrad: Nedra, 1977. P. 340–354.

Lukashov A. D. Paleoseismodislokatsii Zaonezh'ya [Paleoseismodislocations of the Zaonezhie]. *Kizhskii vestnik. Zaonezh'e* [The Kizhi Museum Bulletin. Zaonezhie]. 1993. No. 2. P. 35–42.

Lukashov A. D., Zhuravlev A. P. Drevnee Pegremskoe zemletryasenie [Ancient earthquake of Pegrema]. Petrozavodsk, 1996. 39 p.

Mints M. V., Suleimanov A. K., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush V. A., Dokukina K. A., Zamozhnyaya N. G., Zlobin V. L., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mikhailov V. O., Natapov L. M., Pijp V. B., Stupak V. M., Tikhotskii S. A., Trusov A. A., Filippova I. B., Shur D. Yu. Glubinnoe stroenie, evolyutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeskoi platformy: Interpretatsiya materialov po opornomu profilu 1-EV, profilyam 4V i TATSEIS [Deep structure, evolution and mineral resources of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials in accordance with the reference profile 1-EV, profile 4V and TATSEIS]. In 2 Vol. + Set of Coloured Appendices. Moscow: Geokart; Geos, 2010.

Nikolaeva S. B., Evzerov V. Ya., Petrov S. I. Seismicheskie proyavleniya v rel'efe severo-zapada Murmanskoi oblasti [Seismic manifestations in the relief of the north-western Murmansk region]. *Kol'sk. nauch. tsentr "Sever 2007"* [Kola Scientific Center "Sever 2007"]. 14 p. URL: [http://www.kolasc.net.ru/russian/sever07\\_5.pdf](http://www.kolasc.net.ru/russian/sever07_5.pdf) (accessed: 24.02.2016).

Nikonov A. A. Fennoskandiya – nedootsenennaya seismogeneriruyushchaya provintsiya [Fennoscandia – an underestimated seismogenic province]. *Geofizika XXI stoletiya*. 2002 god: tezisy dokl. IV geofiz. chtenii im. V. V. Fedynskogo [Geophysics of the XXI Cent. 2002: Abstracts of IV Geophysical Readings named in honour of V. V. Fedynsky]. Moscow: Nauchnyi mir, 2003. P. 207–214.

Nikonov A. A., Zykov D. S. Paleoseismodeformatsii v Karelii. Glubinnoe stroenie i geodinamika Fennoskandii, okrainnykh i vnutriplatformennykh tranzitnykh zon [Paleoseismic deformations in Karelia. Deep structure and geodynamics in Fennoscandia, marginal and intra-platform transit zones]: Mater. Vos'moi medzhdunar. konf. Petrozavodsk, 2002. P. 178–179.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Palaeoproterozoic Onega structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Eds. L. V. Glushanin,

N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.

*Polkanov A. A.* Geologiya khoglandiya-iotniya Baltiskogo shchita [Geology of the Hogland-Jotnian of the Baltic Shield]. Trudy laboratorii geologii dokembriya [Proceed. of the Precambrian Geology Lab.]. Iss. 6. Moscow; Leningrad: AN SSSR, 1956. 122 p.

*Prishvin M. M.* V krayu nepuganykh ptits. Ocherki Vygovskogo kraja [In the land of unfrightened birds. Essays on the Vygovsky region]. St. Petersburg: Izdanie A. F. Devriena, 1907. 200 p.

*Ryazantsev P. A., Kulikov V. S.* Osobennosti stroeniya vostochnoi chasti Roprucheiskogo silla i ikh izucheniye geofizicheskimi metodami [Structural features of the eastern part of the Ropruchey sill and their study with geophysical methods]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Min. Resources of Karelia]. Iss. 15. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2012. P. 125–130.

*Svetov A. P., Sviridenko L. P.* Tsentry endogennoi magmaticheskoi aktivnosti i rudoobrazovaniya Fennoskandinavskogo shchita (Karel'skii region) [Centers of the endogenous magmatic activity and mineralization of the Fennoscandian Shield (Karelian region)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 357 p.

*Stepanova A. V., Samsonov A. V., Larionov A. N.* Zaklyuchitel'nyi epizod magmatizma srednego paleoproterozoya v Onezhskoi strukture: dannye po doleritam Zaonezh'ya [The final magmatism episode of the Middle Paleoproterozoic Onega structure: data on dolerites in Zaonezhie]. Trudy KarNTs RAN [Trans. KarRC of RAS]. 2014. No. 1. P. 3–16.

*Systra Yu. I., Spungin A. V.* Nekotorye tipy poslednikovykh seismodislotsii Respubliki Kareliya (Rossiya) i Estonii [Some types of post-glacial seismic dislocations of the Republic of Karelia (Russia) and Estonia]. Svyaz' poverkhnostnykh struktur s glubinnymi [Relation between Surface and Deep Structures]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. P. 245–249.

*Systra Yu. I.* Tektonika zony sochleneniya Russkoi plity i Fennoskandinavskogo shchita [Tectonics of the junction zone of the Russian plate and the Fennoscandian Shield]. Tektonika i geodinamika skladchatykh poyasov i platform fanerozoya: tezisy dokl. XLIII tektonich. soveshch. [Tectonics and Geodynamics of Fold Belts and Platforms of the Phanerozoic Period: Abstracts of XLIII Meeting on Tect.]. Vol. 2. Moscow: Geos, 2010. P. 321–325.

*Systra Yu. I., Spungin V. G., Systra I. Yu.* Seismichnost' Fennoskandinavskogo shchita i izucheniye noveisshikh dvizhenii po paleoseismodislotsiyam [Seismicity of the Fennoscandian Shield and study of recent movements along the paleoseismic dislocations]. Geologicheskie opasnosti: tezisy dokl. XV Vseros. konf. [Geologic Hazards: Abstracts of XV All-Russian Conf.]. Arkhangel'sk, 2009. P. 433–437.

*Timofeev V. M.* Otchet o rabotakh vdol' linii Murmanskoi zheleznoi dorogi na uchastke Petrozavodsk – Masel'skaya [Report on the works along the lines of the Murmansk railroad at the site between Petrozavodsk and Maselskaya]. Izv. geol. kom. [Proceed. of the Geol. Comm.]. Vol. XXXIII, no. 3, 1919. P. 279–288.

*Shvarev S. V.* Strukturnaya pozitsiya, lednikovyi i seismogennyi rel'ef g. Vottovaara (Srednyaya Kareliya)

[Structural position, glacial and seismogenic relief of Vottovaara (Central Karelia)]. Geomorfologicheskie resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost': ot teorii k praktike: tezisy dokl. Vseros. konf. VII Shchukinskii chteniya [Geomorphological Resources and Geomorphological Security from Theory to Practice: Abstracts of the All-Russian Shchukin Readings]. Moscow: MAKS Press, 2015. P. 202–205.

*Shvarev S. V., Nikonov A. A., Frolov V. V.* Morfostruktura, tektonicheskaya i seismicheskaya aktivnost' v basseine Belogo morya: analiz na osnove TsMR, geologicheskikh i seismicheskikh dannyykh [Morphological structure, tectonic and seismic activity in the White Sea basin: analysis based on DEM, geological and seismic data]. Geomorfologicheskie resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost': ot teorii k praktike: tezisy dokl. Vseros. konf. VII Shchukinskii chteniya [Geomorphological Resources and Geomorphological Security from Theory to Practice: Abstracts of the All-Russian Shchukin Readings]. Moscow: MAKS Press, 2015. P. 199–202.

*Venus B. G., Lin'kov A. G., Tyrin A. K.* Geologo-geomorfologicheskoe stroeniye dna Onezhskogo ozera po dannym geoakusticheskogo zondirovaniya [Geological and geomorphological structure of the Lake Onega bottom according to geoaoustic sounding]. Vestnik Leningradskogo universiteta. Ser. Geol. i geogr. [Vestnik of Leningrad. Univ. Geology and Geography Series]. 1966. No. 24. Iss. 4. P. 110–116.

*Zykov D. S.* Ob aktivnykh strukturakh i veroyatnykh paleoseismodeformatsiyakh v Karelii [On active structures and probable paleoseismic deformations in Karelia]. Geomorfologiya [Geomorphology]. 1997. No. 3. P. 58–62.

*Hanski E. J.* Evolution of the palaeoproterozoic (2.50–1.95 Ga) non-orogenic magmatism in the eastern part of the Fennoscandian shield. Reading the Archive of Earth's Oxygenation Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Eds. V. A. Melezhik, A. R. Prave, A. E. Fallick, L. R. Kump, H. Strauss, A. Lepland, E. J. Hanski. 2013. P. 179–245. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6\_6

*Lukashov A. D.* Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia). Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. Espoo, 1995. 36 p.

*Melezhik V. A., Medvedev P. V., Svetov S. A.* The Onega basin. Reading the Archive of Earth's Oxygenation Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Eds. V. A. Melezhik, A. R. Prave, A. E. Fallick, L. R. Kump, H. Strauss, A. Lepland, E. J. Hanski. 2013. P. 387–490. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6\_9

*Nikonov A. A., Zykov D. S.* Paleoseismodeformations in Eastern Fennoscandia. Seismology in Europe. XXV General Assembly (Reykjavik, Iceland, 9–10 Sept., 1996). P. 122–127.

Received April 11, 2016

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Никонов Андрей Алексеевич**

главный научный сотрудник, д. г.-м. н.  
Институт физики Земли РАН  
Большая Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва,  
Россия, 123242  
эл. почта: nikonov@ifz.ru  
тел.: (499) 2549081

### **Полещук Антон Владимирович**

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Геологический институт РАН  
Пыжевский пер., 7, Москва, Россия, 119017  
эл. почта: anton302@mail.ru  
тел.: (495) 9591726

### **Зыков Дмитрий Сергеевич**

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Геологический институт РАН  
Пыжевский пер., 7, Москва, 119017  
эл. почта: zikov58@yandex.ru  
тел.: (495) 9518346

## **CONTRIBUTORS:**

### **Nikonov, Andrey**

Schmidt Institute of Physics of the Earth,  
Russian Academy of Sciences  
10-1 Bol'shaya Gruzinskaya St., 123242 Moscow, Russia  
e-mail: nikonov@ifz.ru  
tel.: (499) 2549081

### **Poleshchuk, Anton**

Geological Institute, Russian Academy of Sciences  
7 Pyzhevsky Lane, 119017 Moscow, Russia  
e-mail: anton302@mail.ru  
tel.: (495) 9591726

### **Zykov, Dmitry**

Geological Institute, Russian Academy of Sciences  
7 Pyzhevsky Lane, 119017 Moscow, Russia  
e-mail: zikov58@yandex.ru  
tel.: (495) 9518346

УДК 550.834

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ

Н. В. Шаров<sup>1</sup>, Э. В. Исанина<sup>2</sup>, Г. М. Дрогицкая<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН

<sup>2</sup> РГЭЦ – филиал ФГУПП «Урангео», Санкт-Петербург

<sup>3</sup> Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Новая интерпретация геологических и сейсмических данных позволила выявить корреляцию поверхностных структур крупных эндогенных рудных районов Фенноскандинавского и Украинского щитов с рельефом поверхности Мохо и локальными неоднородностями земной коры. В результате на основе согласованного анализа геологических и сейсмических данных построены модели глубинного строения Печенгского, Онежского и Кировоградского рудных районов и выполнено их сопоставление.

Ключевые слова: метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ); метод обменных волн землетрясений (МОВЗ); поверхность Мохо; кора; мантия.

### **N. V. Sharov, E. V. Isanina, G. M. Drogitskaya. DEEP STRUCTURE OF ORE DISTRICTS OF THE FENNOSCANDIAN AND UKRAINIAN SHIELDS**

New interpretation of geological and seismic data has revealed a correlation of surface structures of large endogenous ore districts of the Fennoscandian and Ukrainian shields with Moho topography and local crustal inhomogeneities. As a result, models of the deep structure of Pechenga, Onega and Kirovograd ore districts based on consistent analysis of geological and seismic data were constructed and compared.

Keywords: deep seismic sounding (DSS) method; earthquake converted wave method (ECWM); M-discontinuity; crust; mantle.

### **Введение**

Проблема соотношений рудных месторождений с глубинными неоднородностями литосферы занимает одно из важных мест в области геологии, геофизики и геохимии. Она разрабатывается в масштабе металлогенических провинций, металлогенических зон, рудных районов, отдельных крупных рудных месторождений и в разных направлениях.

Одно из направлений – создание интегральных глубинных моделей рудных районов,

расположенных в докембрийских комплексах древних щитов, на основе согласованного анализа геологических и сейсмических данных. Модели ориентированы на выявление среднemasштабных неоднородностей коры и раздела кора-мантия и сопоставление этих неоднородностей с рудоносными поверхностными структурами.

Этот подход был разработан на примере Печенгского рудного района, развит при изучении Северо-Онежского синклинория на Фенноскандинавском щите, а также Кировоградского

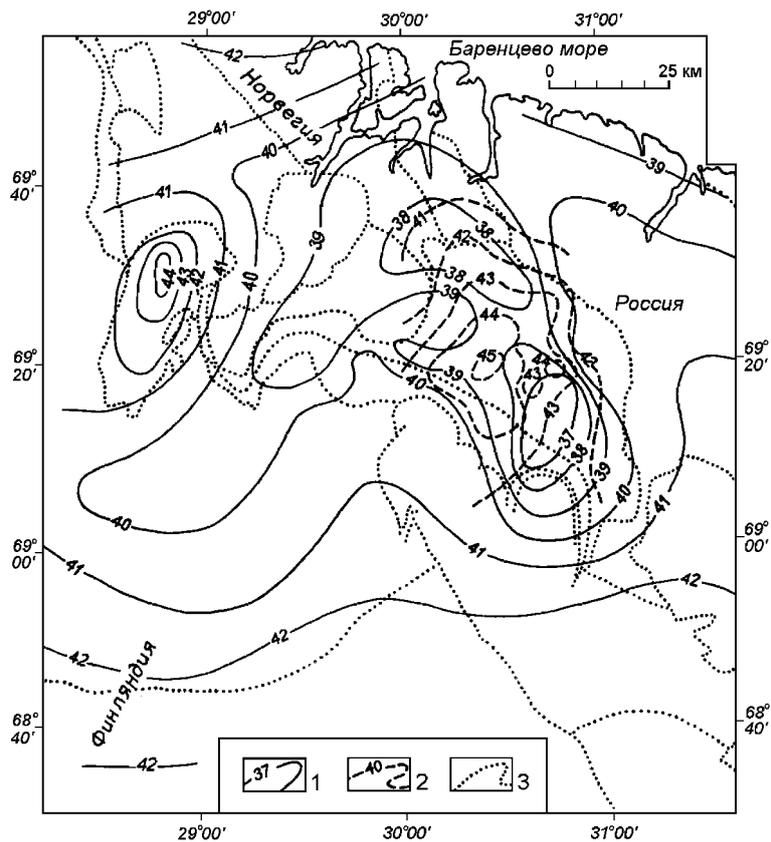


Рис. 1. Схема рельефа границы Мохоровичича (M1) в пределах Лапландско-Печенгского района по данным сейсмических исследований:

1 и 2 – изогибь раздела  $M_1$  (1) и  $M_2$  (2) в километрах; 3 – границы главных структурных зон и разделяющих их основных разломов на дневной поверхности

рудного района на Украинском щите. Все три района сформированы в палеопротерозое и содержат эндогенные рудные месторождения мирового класса. В Печенгском районе это магматические медно-никелевые месторождения с возрастом около 2,0 млрд лет, ассоциированные с габбро-верлитовыми интрузиями и локализованные в палеопротерозойском осадочно-вулканогенном комплексе. В Онежском рудном районе это месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, а также урана – ванадия с комплексом других элементов. В Кировоградском рудном районе это гидротермальные метасоматические урановые месторождения, залегающие в палеопротерозойских гранитоидах и ультраметаморфических породах. Рудные районы детально исследованы геологическими и сейсмическими методами. В Печенгском и Онежском рудных районах сейсмические работы были сфокусированы на сверхглубоких скважинах, в Кировоградском рудном районе выполнены по системе пересекающихся профилей. Важно подчеркнуть, что в течение последующей

геологической истории рудные районы не претерпели существенных преобразований.

**Печенгский рудный район.** Исследования глубинного строения Печенгского рудного района были начаты ИГЕМ РАН в 1971 г. с изучения разреза Кольской сверхглубокой скважины и осуществлялись в два этапа. На первом этапе на основе корреляции разреза скважины и адекватных материалов по поверхности была построена модель до глубины 15 км. Она исходила из более широких, чем обычно, границ Печенгского рудного района и позволила расшифровать внутреннее строение никеленосной Печенгской структуры. При создании второй модели до глубины 40 км были использованы результаты сейсмотомографического изучения переходной зоны Фенноскандинавский щит – шельф Баренцева моря. В итоге под Печенгской структурой был зафиксирован локальный подъем раздела Мохо, интерпретированный как реликтовый мантийный плюм.

В последующие годы работа в Печенгском рудном районе развивается по трем

направлениям. Во-первых, обобщение многолетних структурно-петрологических исследований Печенгского рудного района и сопоставимых рудоносных площадей северо-восточной части Фенноскандинавского щита [Лобанов, 2008]. Во-вторых, интерпретация никеленосной Печенгской структуры как палеопротерозойского приразломного вулканического центра [Kazansky et al., 2008]. В-третьих, сопоставление тектонической позиции Печенгского рудного района и его глубинного строения.

Отправным пунктом интерпретации никеленосной Печенгской структуры как палеопротерозойского приразломного вулканического центра служит интегральная геодинамическая модель Печенгского рудного района до глубины 15 км [Казанский и др., 1994]. Она трактуется Северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами расланцевания, а ее Южное крыло – как чешуйчатую моноклираль, на которую надвинуты гранитоидные купола.

В связи с бурением Кольской сверхглубокой скважины в Печенгском районе и на смежных площадях выполнены уникальные по плотности и методам сейсмические исследования. Для построения сейсмотомографического разреза «суша-море» [Исанина и др., 2000] в базу данных были включены 4200 лучей Р-волн и 2400 лучей S-волн, зарегистрированных от региональных профилей, промышленных и других мощных взрывов. В ГП «Невскгеология» сначала был построен один опорный разрез, представленный в виде вариаций  $V_p$ ,  $V_s$  и отношения  $V_p/V_s$  на глубину 40 км и по латерали, затем детальная трехмерная модель участка, в центре которого находится Кольская сверхглубокая скважина.

Установлено, что в Печенгском районе континентальная кора делится на верхнюю гетерогенную и нижнюю гомогенную, отличающиеся по величине скоростных параметров. Граница между ними располагается на глубине от 20 до 25 км. Сопоставление данных ГСЗ и МОВЗ позволило определить положение и строение раздела Мохо. Он представлен двумя сейсмическими поверхностями, отстоящими друг от друга в среднем на 12 км (рис. 1). Его верхняя поверхность располагается на глубинах 34–41 км. Минимальные глубины в 34–36 км зафиксированы под Северным крылом Печенгской структуры, вмещающим медно-никелевые месторождения. Они отвечают изометричной в плане аномалии диаметром 35–45 км, интерпретированной как реликтовый мантийный плюм, точнее, его кровля. Под ним на границе верхней и нижней коры выявлены аномалии

с максимальными значениями  $V_p/V_s$  – признаки некогда существовавших промежуточных магматических камер.

Сведения о литологическом составе пород на разделе кора-мантия и поведении раздела Мохо получены в результате переинтерпретации сейсмического профиля POLAR и совпадающего с ним профиля Fire-4 [Janik et al., 2009]. Он определен по соотношениям параметров  $V_p$ ,  $V_s$  и  $V_p/V_s$  в профилях и образцах коровых и мантийных пород. Впервые установлено, что в Кольско-Норвежском блоке и блоке Инари сейсмический раздел Мохо располагается на границе нижней коры, сложенной безгранатовыми основными гранулитами, и верхней мантии, состоящей из пироксенитов и перидотитов. По латерали раздел Мохо пересекает корни Лапландского гранулитового пояса, распространяющиеся из коры в мантию.

По аналогии можно предполагать, что под Печенгской структурой нижняя кора и верхняя мантия имеют тот же литологический состав. Это открывает возможность для петрологической характеристики промежуточных магматических камер, выделенных по сейсмическим данным.

В монографии [Кольская сверхглубокая..., 1984] Печенгская структура была описана как грабен-синклиналь на архейском основании. После ее выхода были опубликованы разнообразные плейттектонические модели Печенгской структуры, согласно которым слагающий его палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс, во всяком случае его верхняя часть, представляет собой океаническую кору. Эти модели, по существу, исключали возможность связи рудоносных поверхностных структур с разделом Мохо. Но приведенные выше данные доказывают наличие такой связи по крайней мере в Северном крыле никеленосной Печенгской структуры.

**Онежская палеопротерозойская геологическая структура** является уникальной, сравнительно хорошо обнаженной и изученной на территории Восточно-Европейской платформы. Она активно развивалась в интервале 2,5–1,7 млрд лет геологической истории. Ее территория площадью 40 тыс. км<sup>2</sup>, расположенная на Ю-В Карелии и в прилегающих районах Ленинградской и Вологодской областей, рассматривается в качестве одного из важных мировых эталонов палеопротерозойского этапа истории Земли.

Интерес к Онежской структуре возник в XVII веке в связи с развитием в России металлургии. Другим мощным толчком к ее освоению и изучению явилось начало строительства

Санкт-Петербурга. Требовался гранит, мрамор, шунгит и другие строительные материалы. Известные архитектурные сооружения (Казанский, Исаакиевский соборы, Эрмитаж и др.) облицованы тивдийским и рускеальским мрамором, шокшинским кварцитом, нигозерским сланцем. В послевоенный период на территории ОС успешно проводились геолого-съёмочные работы и поиски урановых и других рудных месторождений. Открыты новые месторождения хромитов, шунгитов, ванадия и других полезных ископаемых.

ФГУ НПЦ «Недра» в 2007–2009 гг. провело бурение в Кондопожском районе РК Онежской параметрической скважины (ОПС) до глубины 3537 м. Она вскрыла разрез нижнего докембрия, включающий граниты архейского фундамента и главные стратоны палеопротерозоя, представленные ятулийским, людиковийским и калевийским надгоризонтами [Шаров и др., 2013].

Онежский рудный район – это месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, а также урана – ванадия с комплексом других элементов. Исследования глубинного строения на основе корреляции геологических и сейсмических данных направлены на установление связей его поверхностных структур и рудных месторождений с локальными неоднородностями коры и раздела кора-мантия.

Сейсмические работы методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в Онежском рудном районе были выполнены в 1980–1987 гг. с использованием стандартной методики. Расстояние между точками наблюдений составляло 3–5 км, длительность наблюдений на каждой точке 24–30 дней (до полного набора необходимой информации). В 2012 г. часть сейсмического материала по трем профилям была пересмотрена. Построенные заново глубинные разрезы переобработаны с использованием программных пакетов «КОСКАД-3D» и Surfer 8 [Никитин и др., 2004].

Для обработки трех профилей МОВЗ (I, II, 6) в Северо-Онежском синклинии использована методика статистической обработки обменных волн землетрясений, предложенная и опробованная на сейсмическом материале, выполненном ГП «Невскгеология» (1977–1980 гг.) в Кировоградском рудном районе (Украинский щит) [Дрогицкая, 2009; Старостенко и др., 2010].

На исходных глубинных разрезах МОВЗ [Шаров и др., 2011; Онежская..., 2011] уверенно прослежены отдельные довольно протяженные границы в коре, а также поверхности  $M_1$  и  $M_{II}$ ,

соответствующие кровле и подошве переходной зоны кора-мантия, четко картируются зоны нарушений различной глубины заложения.

Кроме информации о плотности распределения точек обмена по профилю особый интерес представляет динамический параметр обменоспособности среды  $A_{PS}/A_P$ , где  $A_{PS}$  – интенсивность обменной волны,  $A_P$  – интенсивность продольной волны. Этот параметр меньше остальных зависит от условий проведения эксперимента (времени и длительности наблюдения, расстояния между станциями и т. д.) и является объективной характеристикой физического состояния границ и поверхностей обмена.

В Онежском рудном районе зафиксированы резкие колебания значений этого параметра даже при прослеживании вдоль одной и той же границы. Данное обстоятельство может свидетельствовать об изменении физического состояния границ раздела по латерали. Значительные изменения обменоспособности среды фиксируются вблизи зон нарушений, что указывает на повышение флюидопотоков в зонах повышенных значений обменоспособности (т. н. «нежесткие контакты») [Яновская, Дмитриева, 1991].

Следует отметить, что количество обменных волн на построенном разрезе характеризует степень гетерогенности геологической среды, а интенсивность обменных волн зависит от таких физических свойств, как трещиноватость, напряженность, жесткость, флюидонасыщенность и изменения скоростных параметров по разные стороны границ разделов. Статистический анализ исходных данных выполнен однотипно для всех трех профилей.

В результате сопоставления глубинных и переобработанных по новым технологиям разрезов обменоспособности среды составлены представления о гетерогенности и геодинамическом состоянии среды. На комплексных разрезах хорошо определяется сложная слоисто-блоковая структура земной коры, причем на глубинных разрезах видна дифференциация по расслоенности и определяются зоны тектонических нарушений, а на разрезах обменоспособности устанавливается геодинамическое состояние выделенных блоков и зон, их разграничивающих. Увязка профилей позволила построить серию каркасных блок-диаграмм поля обменных волн землетрясений. Одна из них представлена на рисунке 2. Она опирается на два меридиональных (ПР1, ПР6) и один широтный (ПРII) профиль МОВЗ.

Установлено, что месторождения пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где,

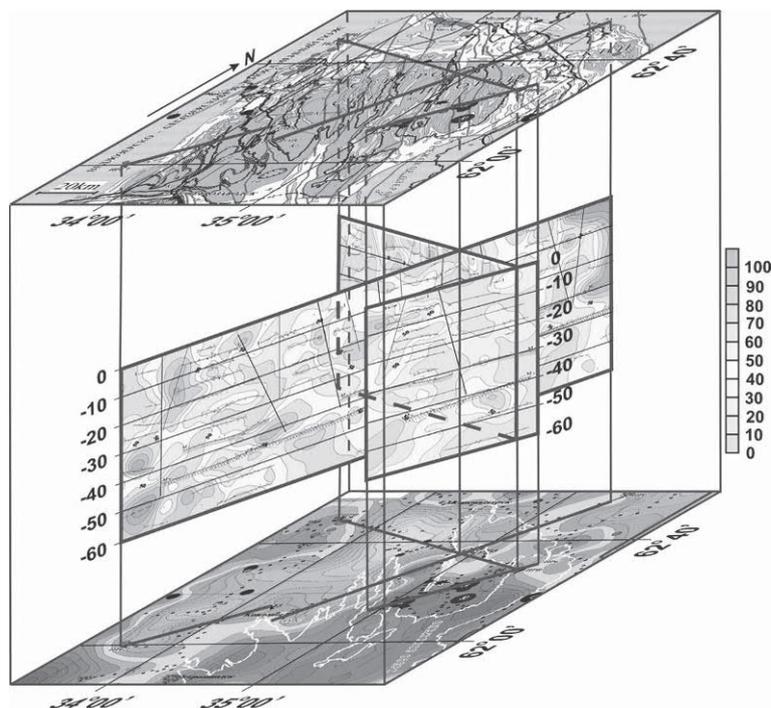


Рис. 2. Объемная сейсмогеологическая модель Онежского рудного района. Вверху – современный эрозионный срез, в средней части – каркасная блок-диаграмма распределения параметра  $A_{PS}/A_P$ , внизу – мощность коро-мантийного переходного слоя

вероятно, проходила в палеопротерозое от 2,45 до 1,7 Ga главная дифференциация мантийных магматических расплавов сумийской и людиковийской крупных магматических провинций с отделением флюидных и рудных фаз. Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры и образования там месторождений хромитов и титаномагнетитов с сопутствующими элементами. Метасоматические комплексные уран-ванадиевые руды формировались в свекофеннский тектонический (1,8–1,7 Ga) этап, который привел к существенным преобразованиям коры и сопровождался вепсийским основным магматизмом и связанным с ним интенсивным флюидообразованием под воздействием мантийного диапира.

**Кировоградский рудный район.** Кировоградский рудный район находится в центральной части Украинского щита, для которой характерно наиболее мощное проявление палеопротерозойского интрузивного магматизма и эндогенного рудообразования. Главную роль в его металлогении играют гидротермальные урановые месторождения, которые составляют основу минерально-сырьевой базы урана Украины [Макивчук, Зыков, 2009]. Три из них разрабатываются, два переданы добывающей

промышленности, еще одно подготавливается к эксплуатации. Кроме них в Кировоградском рудном районе располагаются небольшие жильные малосульфидные месторождения золота и высокотемпературные метасоматические месторождения лития.

Важная особенность Кировоградского рудного района – пространственное совмещение двух крупных палеопротерозойских интрузивных массивов: внутрикорового Кировоградско-Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового. Они образуют единый Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, который протягивается с юга на север на 150 км и определяет общий план поверхностных структур района [Старостенко и др., 2010]. Первый сложен новоукраинским и кировоградским интрузивными комплексами, второй одноименным рапакиви-анортозитовым комплексом.

По данным изотопного датирования по цирконам и монацитам, новоукраинский и кировоградский комплексы образовались в интервале 2,06–2,02 млрд лет, корсунь-новомиргородский комплекс – 1,75–1,72 млрд лет [Щербак и др., 2008]. Остальную площадь занимают стратифицированные породы ингуло-ингулецкой серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Возрастные

границы стратифицированного комплекса оцениваются в 2,3 и 2,1 млрд лет.

Новоукраинско-Кировоградский массив образовался в температурных границах амфиболитовой фации путем частичного плавления сиалической коры и в процессе формирования испытал сильные деформации сжатия, приведшие к появлению текстур течения и пластической перекристаллизации пород. Вместе со стратифицированными породами он образует интрузивно-ультраметаморфический цоколь Кировоградского района. Корсунь-Новомиргородский массив занимает по отношению к нему автономное положение. Образование рапакивигранитсодержащих магматических комплексов обусловлено деятельностью мантийных источников и процессами мантийно-корового взаимодействия.

Урановые месторождения Кировоградского рудного района относятся к особому генетическому и промышленному типу натровых метасоматитов или месторождений натрий-урановой формации.

Урановые месторождения сосредоточены в Новоукраинско-Кировоградском гранитоидном массиве и сопряженных с ним Кировоградской и Звенигородско-Анновской зонах разломов и группируются в рудные поля. В Кировоградской зоне разломов находятся Мичуринское и Лелековское, в Новоукраинско-Кировоградском массиве – Новоконстантиновское и Партизанское урановорудные поля. К Звенигородско-Анновской зоне приурочены Ватутинское урановорудное, а также Станковатское редкометалльное рудное поле, содержащее литиевые месторождения. Все рудные поля сосредоточены в широкой (30–35 км) полосе, дискордантной по отношению к общему субмеридиональному простиранию поверхностных структур Кировоградского рудного района.

Площадь Кировоградского рудного района изучена сейсмическими методами по широтным и субмеридиональным профилям, пересекающимся друг с другом. В 1970–1980 годах были выполнены профильные исследования методами ГСЗ-КМПВ, МОВЗ и на отдельных участках – площадные исследования МОВ-ОГТ. Ведущее место среди них занимал метод ГСЗ. Его применение позволило определить скоростные параметры и мощность земной коры, изучить ее тонкослоистую структуру и переходную зону кора-мантия. Результаты этих исследований изложены в многочисленных публикациях. Наиболее полный обзор приведен в работе В. Б. Соллогуба [1986]. На приложенной к ней структурной схеме раздела

Мохо Украинского щита и смежных территорий было показано, что в районе г. Кировограда морфология раздела М отличается от таковой на остальной площади щита. Району присуща сложная комбинация субмеридиональных и субширотных изолиний раздела М. В то время указанная аномалия не привлекла внимания.

В 2005–2006 годах исходные данные глубокого сейсмического зондирования были заново интерпретированы с использованием современного программного обеспечения. В базу данных были включены сейсмические профили, проходящие в непосредственной близости от Мичуринского, Лелековского, Новоконстантиновского и Ватутинского урановорудных полей. В результате была обнаружена пространственная связь урановых месторождений и сопровождающих их месторождений золота и лития с широтным прогибом в разделе рельефа Мохо [Дрогичкая др., 2007]. Ось широтного прогиба, названного мантийным рвом, смещена к югу на 10–15 км от города Кировограда. В его восточной части раздел Мохо располагается на максимальной глубине 45–46 км. В западном направлении его глубина уменьшается до 44–43 км. По изолинии 43 км длина прогиба составляет около 100 км при ширине от 25 до 40 км (рис. 3). Урановые месторождения Мичуринского рудного поля проецируются на самую глубокую часть мантийного рва, урановые месторождения Лелековского, Новоконстантиновского и Ватутинского рудных полей – на его северный прибортовой склон.

В 2009 г. для прослеживания на глубину Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона и слагающих его массивов был использован метод обменных волн землетрясений со статистической обработкой исходных данных по широтным и субмеридиональным профилям. Расчеты выполнены в Институте геофизики НАНУ. Для трансформации исходного поля обменов сначала были выбраны три параметра: обменонасыщенность среды, обменоспособность среды и кратность обменов в одной и той же точке. В дальнейшем приоритет был отдан параметру обменоспособности  $A_{ps}/A_p$ , поскольку он меньше зависит от условий эксперимента: времени наблюдения и расстояния между станциями.

Статистический анализ обменных волн землетрясения выявил различную протяженность по вертикали Кировоградско-Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов. Как видно на меридиональном профиле IM, в целом плутон характеризуется повышенными значениями обменоспособности среды (рис. 3). Но их распределение неравномерно

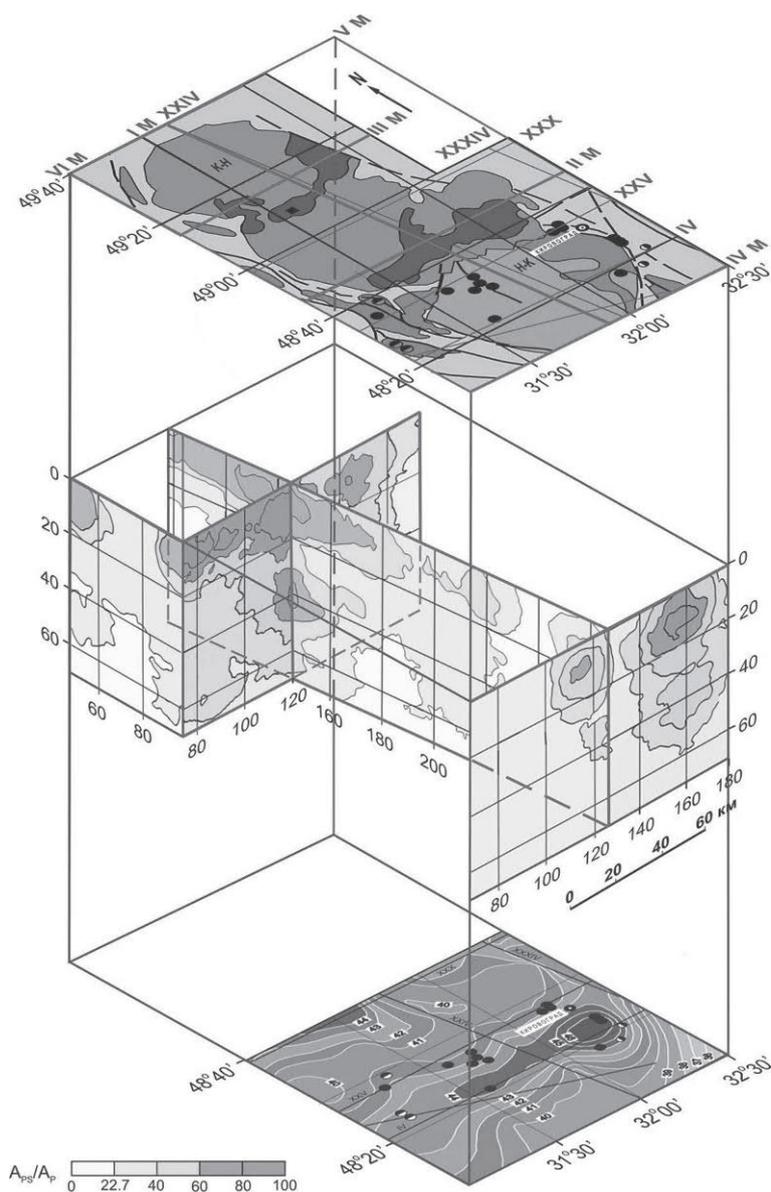


Рис. 3. Объемная сейсмогеологическая модель Кировоградского рудного района.

Вверху – современный эрозионный срез, в средней части – каркасная блок-диаграмма распределения параметра  $A_{ps}/A_p$ , внизу – карта морфологии поверхности Мохо

по горизонтали и глубине. Под Корсунь-Новомиргородским массивом установлены две аномалии. Первая захватывает почти весь массив и достигает максимальных значений на глубинах 9–10 км. Вторая обнаружена на глубине около 40 км, вблизи раздела Мохо. Она имеет меньшие размеры, но соизмерима с первой по интенсивности. В верхней части Новоукраинского гранитоидного массива также зафиксирована аномальная зона, но с несколько пониженными значениями обменоспособности. Однако на более низких уровнях аномалии под ним не обнаружены.

Полученные сейсмические данные служат независимым подтверждением внутрикорового генезиса Кировоградско-Новоукраинского массива и подкоровой природы Корсунь-Новомиргородского массива. Размеры более глубокой аномалии Корсунь-Новомиргородского массива меньше, чем приповерхностной. Возможны два объяснения: или она связана с непосредственным продолжением рапакиви-анортозитового массива, или отражает положение ранее существовавшего промежуточного магматического очага. Особого внимания заслуживает вертикальный разрыв поля

обменных волн над «мантийным рвом». В этом разрыве величины параметра  $A_{PS}/A_P$  уменьшаются до фоновых значений. Его природа неясна, но он служит косвенным доказательством связи мантийного рва с расположенными над ним месторождениями урана, золота и лития.

Приуроченность урановых месторождений к широтной полосе была установлена в результате планомерного опробования Кировоградского рудного района с помощью детального картировочного бурения. Но эта эмпирически установленная закономерность раньше объяснялась другими причинами. Предполагалось, что в ее пределах все докембрийские образования, включая ураноносные тектонометасоматические зоны, опущены по широтным разломам, благодаря чему урановые месторождения здесь и сохранились в процессе длительной денудации Украинского щита [Генетические типы..., 1995]. Минимальная величина эрозионного среза Кировоградской зоны разломов оценивалась в 5–6 км, а амплитуда опускания Новоукраинского гранитоидного массива по сравнению с Корсунь-Новомиргородским массивом – в 4–5 км [Крюченко, 1988]. Изложенные выше сведения о наличии мантийного рва и поведении на глубину Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона опровергают это объяснение.

Исследования глубинного строения Кировоградского рудного района были ориентированы на выявление локальных неоднородностей коры и раздела кора-мантия и их соотношений с поверхностными структурами. В результате было установлено, что в Кировоградском рудном районе месторождения урана, золота и лития сосредоточены над субширотным прогибом в рельефе раздела Мохо [Дрогицкая и др., 2007]. Это открытие стимулировало более детальный анализ его геологического строения, соотношений внутрикоровых и подкоровых интрузивных массивов и поведения на глубину урановорудных полей и месторождений [Старостенко и др., 2010, 2011; Дрогицкая, 2013].

## **Заключение**

Фенноскандинавский щит, где расположены Печенгский и Онежский рудные районы, и центральная часть Украинского щита, где находится Кировоградский рудный район, детально исследованы сейсмическими методами. По сочетанию сейсмических методов и их плотности наблюдений этим территориям нет аналогов на докембрийских щитах северного полушария Земли [Трипольский, Шаров, 2004].

И в том, и в другом районе сейсмические профили пересекали палеопротерозойские структуры, метаморфические и магматические комплексы, прошли в непосредственной близости от крупных магматических и гидротермальных месторождений.

Именно благодаря этому в Печенгском, Онежском и Кировоградском рудных районах на основе корреляции геологических и сейсмических данных удалось выявить среднемасштабные неоднородности земной коры и раздела Мохо и установить пространственную связь с ними поверхностных структур и рудных месторождений. Однако эти неоднородности существенно отличаются в рассматриваемых районах.

Если в Печенгском рудном районе был обнаружен локальный подъем раздела Мохо, или реликтовый мантийный плюм, то в Кировоградском – дискордантный прогиб в рельефе раздела Мохо, или мантийный ров. Установлено, что над предполагаемым мантийным плюмом располагаются магматические медно-никелевые месторождения, ассоциированные с мантийными габбро-верлитовыми интрузиями, а над мантийным рвом – гидротермальные метасоматические урановые месторождения, не обнаруживающие видимой связи с мантийными источниками и процессами.

В результате предложена интерпретация никеленосной Печенгской структуры как палеопротерозойского деформированного приразломного вулканического центра, определено положение Печенгской структуры и ее продолжения пояс Пасвик-Полмас в Лапландско-Кольском орогене и охарактеризован литологический состав в нижней коре и на разделе кора-верхняя мантия.

В Онежском рудном районе установлено, что месторождения пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где, вероятно, проходила в палеопротерозое главная дифференциация мантийных магматических расплавов с отделением флюидных и рудных фаз. Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры.

В Кировоградском рудном районе с помощью статистического анализа обменных волн землетрясений определено поведение на глубину внутрикорового Кировоградско-Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива и даны количественные оценки вертикальной протяженности структур

интрузивно-ультраметаморфического цоколя, натровых метасоматитов и урановых руд.

Эти открытия доказали, что в рудных районах, расположенных на древних щитах, локальные неоднородности коры и раздела Мохо и соотношения с ними эндогенных рудных месторождений не могут быть описаны какой-то одной моделью.

## Литература

*Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины* / Отв. ред. Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль. Киев: Наукова думка, 1995. 396 с.

*Дрогицкая Г. М., Трипольский А. А., Попов Н. И., Казанский В. И., Тарасов Н. Н., Шаров Н. В.* Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо. Геофизика XXI столетия, 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им В. В. Федынского (2–4 марта 2006 г., Москва). Москва, 2007. С. 21–27.

*Дрогицкая Г. М.* Особенности глубинного строения земной коры Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского массивов (Украинский щит) по сейсмическим данным // Геодинамика. 2009. № 1(8). С. 76–83.

*Дрогицкая Г. М.* Особенности глубинного строения Кировоградского рудного района по сейсмическим данным // Геодинамика. 2013. № 2(15). С. 139–141.

*Исанина Э. В., Верба М. Л., Иванова Н. М., Казанский В. И., Шаров Н. В.* Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 476–487.

*Казанский В. И., Кузнецов О. Л., Кузнецов А. В., Лобанов К. В., Черемисина Е. Н.* Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района. Опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 500–519.

*Кольская сверхглубокая.* Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

*Крюченко В. А., Исанина Э. В.* Опыт комплексной интерпретации материалов МОВЗ и гравиметрии в центральной части Украинского щита // Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. Киев: Наук. думка, 1988. С. 16–26.

*Лобанов К. В.* Структурно-петрофизические условия локализации раннепротерозойских пегматитовых и магматических месторождений северо-восточной части Балтийского щита: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 70 с.

*Макивчук О. В., Зыков Е. А.* Геолого-разведочные работы на уран на Украине: тез. докл. междунар. науч.-практ. конф. «Особенности развития мине-

рально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение». Киев, 2009. С. 5–8.

*Никитин А. А., Петров А. В., Алексахин А. С.* Комплекс спектрально корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D». М.: МГГРУ, 2004. 158 с.

*Онежская палеопротерозойская структура* (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

*Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.

*Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Заяц В. Б., Макивчук О. Ф., Трипольский А. А., Чичеров М. В.* От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 3–33.

*Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Заяц В. Б., Макивчук О. Ф., Трипольский А. А., Чичеров М. В.* От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) II // Геофиз. журн. 2011. Т. 33, № 5. С. 3–16.

*Трипольский А. А., Шаров Н. В.* Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.

*Шаров Н. В., Исанина Э. В., Заможня Н. Г., Крупнова Н. А., Сулейманов А. К.* Результаты глубинных сейсмических исследований методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ Онежско-Ладужской площади (Республика Карелия, Россия) // Геоф. журн. 2011. Т. 33, № 3. С. 23–39.

*Шаров Н. В., Куликов В. С., Исанина Э. В., Дрогицкая В. М., Казанский В. И.* Глубинное строение и металлогения Северо-Онежского синклинория (Республика Карелия, Россия): корреляция геологических и сейсмических данных // Геофиз. журн. 2013. № 4. С. 16–28.

*Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008. 239 с.

*Яновская Т. Б., Дмитриева Л. А.* Влияние жесткости контакта упругих сред на коэффициент отражения, преломления и обмена // Изв. АН СССР, Физика земли. 1991. № 5. С. 17–22.

*Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H.* Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // Journal of Geophysical Research. 2009. Vol. 114.

*Kazansky V. I., Lobanov K. V., Isanina E. V., Sharov N. V.* The Paleoproterozoic Pechenga Cu-Ni ore field (Fennoscandian shield): a fault-bound volcanic center // Izvestiya. Earth Sciences Section. Russian Academy of Natural Sciences, Special issue. Oslo 2008. P. 43–48.

Поступила в редакцию 12.09.2016

## References

- Drogitskaya G. M., Tripol'skii A. A., Popov N. I., Kazanskii V. I., Tarasov N. N., Sharov N. V.* Seismogeologicheskaya pozitsiya Kirovogradskogo rudnogo rayona (Ukrainskiy shchit) v svyazi s lokal'nymi neodnorodnostyami poverkhnosti Mokho [Seismogeological position of the Kirovograd ore district (Ukrainian Shield) in relation to local inhomogeneity of the Mokho surface]. *Geofizika XXI stoletiya*, 2006 god. Sbornik trudov Vos'mykh geofizicheskikh chteniy im V. V. Fedynskogo (2–4 marta 2006 g., Moskva) [Geophysics of the XXI century, 2006. Collection of Papers of the 8<sup>th</sup> Geophysical Readings named in honour of V. V. Fedynsky (March 2–4, 2006, Moscow)]. Moscow, 2007. P. 21–27.
- Drogitskaya G. M.* Osobennosti glubinnogo stroeniya zemnoy kory Korsun-Novomirgorodskogo i Novoukrainskogo massivov (Ukrainskiy shchit) po seismicheskim dannym [Features of deep crustal structure and Korsun-Novomirgorod Novoukrainsky arrays (Ukrainian shield) from seismic data]. *Geodinamika [Geodynamics]*. 2009. No. 1(8). P. 76–83.
- Drogitskaya G. M.* Osobennosti glubinnogo stroeniya Kirovogradskogo rudnogo rayona po seismicheskim dannym [Features of the deep structure of the Kirovograd ore district from seismic data]. *Geodinamika [Geodynamics]*. 2013. No. 2(15). P. 139–141.
- Geneticheskie tipy i zakonomernosti razmeshcheniya uranovykh mestorozhdeniy Ukrainy* [Genetic types and patterns of uranium deposits distribution in Ukraine]. Eds. Ya. N. Belevtsev, V. B. Koval'. Kiev: Nauk. dumka, 1995. 396 p.
- Isanina Je. V., Verba M. L., Ivanova N. M., Kazanskij V. I., Sharov N. V.* Glubinnoe stroenie i seismogeologicheskie granicy Pechengskogo rajona na Baltijskom shhite i smezhnoj chasti shel'fovoj plity Barenceva morja [Deep structure and seismogeological boundaries of the Pechenga district in the Baltic Shield and the adjacent part of the Barents Sea shelf plate]. *Geologija rudnykh mestorozhdenij [Mining geology]*. 2000. Vol. 42, no. 5. P. 476–487.
- Janovskaja T. B., Dmitrieva L. A.* Vlijanie nezhestkosti kontakta uprugih sred na koefitsient otrazhenija, prelomlenija i obmena [Influence of contact stiffness of elastic media on the reflection coefficient, refractive index and exchange coefficient]. *Izv. AN SSSR, Fizika zemli [Bull. of the Acad. of Sci. of the USSR. Geophysics]*. 1991. No. 5. P. 17–22.
- Kazanskij V. I., Kuznetsov O. L., Kuznetsov A. V., Lobanov K. V., Cheremisina E. N.* Glubinnoe stroenie i geodinamika Pechengskogo rudnogo rajona. Opyt izuchenija Kol'skoj sverhglubokoj skvazhiny [Deep structure and geodynamics of the Pechenga ore district. The record of the Kola super-deep well studying]. *Geologija rudnykh mestorozhdenij [Geology of Ore Deposits]*. 1994. Vol. 36, no. 6. P. 500–519.
- Kol'skaja sverhglubokaja.* Issledovanija glubinnogo stroeniya kontinental'noj kory s pomoshh'ju burenija Kol'skoj sverhglubokoj skvazhiny [The Kola super-deep well. Study of the deep structure of the continental crust by drilling the Kola super-deep well]. Ed. E. A. Kozlovskij. Moscow: Nedra, 1984. 490 p.
- Kryuchenko V. A., Isanina E. V.* Opyt kompleksnoy interpretatsii materialov MOVZ i gravimetrii v tsentralnoy chasti Ukrainskogo schita [Experience of complex interpretation of EULEX and gravity material in the central part of the Ukrainian Shield]. *Glubinnoe stroenie zemnoy kory i verhney mantii Ukrainy [Deep Structure of the Earth's crust and upper mantle of Ukraine]*. Kiev: Nauk. dumka, 1988. P. 16–26.
- Lobanov K. V.* Strukturno-petrofizicheskie uslovija lokalizatsii ranneproterozojskikh pegmatitovykh i magmaticheskikh mestorozhdenij severo-vostochnoj chasti Baltijskogo shhita [Structural and petrophysical conditions of the localization of the Early Proterozoic pegmatite and magmatic deposits of the northeastern part of the Baltic Shield]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Moscow: IGEM RAN, 2008. 70 p.
- Makivchuk O. V., Zykov E. A.* Geologorazvedochnye raboty na uran na Ukraine [Geological exploration for uranium in Ukraine]: Tez. dokl. mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoy konferencii "Osobennosti razvitija mineral'no-syr'evoy bazy urana Ukrainy, ego dobycha i obogashhenie" [Abstracts of the Int. Res. and Practical Conf. "Characteristics of the uranium mineral raw material base in Ukraine, its mining and concentration"]. Kiev, 2009. P. 5–8.
- Nikitin A. A., Petrov A. V., Aleksashin A. S.* Kompleks spektral'no korrelyatsionnogo analiza dannyyh "KOSKAD 3D" [KOSKAD 3D complex of spectral correlational data analysis]. Moscow: MGGRU, 2004. 158 p.
- Onezhskaja paleoproterozojskaja struktura* (geologija, tektonika, glubinnoe stroenie i mineragenija) [The Onega Paleoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Eds. L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.
- Sharov N. V., Isanina Je. V., Zamozhnaja N. G., Krupnova N. A., Sulejmanov A. K.* Rezul'taty glubinykh seismicheskikh issledovanij metodami OGT, GSZ i MOVZ Onezhsko-Ladozhskoj ploshhadi (Respublika Karelija, Rossija) [Results of the deep seismic research with CDP, DSS and MCWQ methods in the Onega-Ladoga area (Karelia, Russia)]. *Geof. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2011. Vol. 33, no. 3. P. 23–39.
- Sharov N. V., Kulikov V. S., Isanina Je. V., Drogitskaya G. M., Kazanskij V. I.* Glubinnoe stroenie i metallogenija Severo-Onezhskogo sinklinorija (Respublika Karelija, Rossija): korrelyatsija geologicheskikh i seismicheskikh dannyyh [Deep structure and metallogeny of the North Onega Synclinorium (Karelia, Russia): correlation of geological and seismic data]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2013. No. 4. P. 16–28.
- Shcherbak N. P., Artemenko G. V., Lesnaja I. M.* Geohronologija rannego dokembrija Ukrainskogo shhita. Proterozoj [Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. The Proterozoic period]. Kiev: Naukova dumka, 2008. 239 p.
- Sollogub V. B.* Litosfera Ukrainy [Lithosphere of Ukraine]. Kiev: Nauk. dumka, 1986. 184 p.
- Starostenko V. I., Kazanskij V. I., Popov N. I., Drogitskaya G. M., Zayats V. B., Makivchuk O. F., Tripol'skij A. A., Chicherov M. V.* Ot poverhnostnykh struktur k integral'noj glubinoj modeli Kirovogradskogo rudnogo rajona (Ukrainskiy shchit) [From superficial structures to an integral deep model of the Kirovograd ore district (Ukrainian Shield)]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2010. Vol. 32, no. 1. P. 3–33.

Starostenko V. I., Kazanskiy V. I., Popov N. I., Drogitskaya G. M., Zayats V. B., Makivchuk O. F., Tripolskiy A. A., Chicherov M. V. Ot poverhnostnyih struktur k integralnoy glubinnoy modeli Kirovogradskogo rudnogo rayona (Ukrainskiy schit) [From Surface structures integral to the depth model of the Kirovograd ore district (Ukrainian shield)]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2011. Vol. 33, no. 5. P. 3–16.

Tripol'skij A. A., Sharov N. V. Litosfera dokembrijskih shchitov severnogo polushariya Zemli po seismicheskim dannym [The lithosphere of the Precambrian shields in the Earth's northern hemisphere from seismic data.]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. 159 p.

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root

beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 144.

Kazanskiy V. I., Lobanov K. V., Isanina E. V., Sharov N. V. The Paleoproterozoic Pechenga Cu-Ni ore field (Fennoscandian shield): a fault-bound volcanic center. *Izvestiya. Earth Sciences Section*. Russian Academy of Natural Sciences, Special issue. Oslo 2008. P. 43–48.

Received September 12, 2016

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Шаров Николай Владимирович**

заведующий лаб. геофизики, д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sharov@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 783471

### **Исанина Эльвира Вениаминовна**

ведущий геофизик  
Региональный геоэкологический центр (РГЭЦ),  
филиал ФГУП «Урангео»  
ул. Пестеля, 1/12, Санкт-Петербург, Россия, 198052  
эл. почта: isanina@rgec.ru  
тел.: (812) 2759094, (812) 2721392

### **Дрогицкая Галина Михайловна**

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины  
пр. Палладина, 32, Киев, Украина, 03680  
эл. почта: drogitskay@igph.kiev.ua  
тел.: 8 (1038044) 4238136

## CONTRIBUTORS:

### **Sharov, Nikolai**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,  
Karelia, Russia  
e-mail: sharov@krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 783471

### **Isanina, Elvira**

Russian Geo-ecological Centre  
Branch of FGUP "Urango"  
1/12 Pestel St., 191028 Saint-Petersburg, Russia  
e-mail: isanina@rgec.ru  
tel.: (812) 2759094, (812) 2721392

### **Drogitskaya, Galina**

S. I. Subbotin Institute of Geophysics,  
National Academy of Sciences of Ukraine  
32 Palladin Av., 03680 Kiev, Ukraine  
e-mail: drogitskay@igph.kiev.ua  
tel.: 8 (1038044) 4238136

УДК 553.493.67. (470.22)

## КАРЕЛЬСКИЙ ГРАНАТ – ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ИСТОЧНИК СКАНДИЯ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

**А. М. Ручьев**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

На территории Республики Карелия с приемлемыми для развития горнодобывающей промышленности географо-экономическими условиями расположены многочисленные месторождения и проявления гранатовых руд, в которых сосредоточено не менее 49,2 млн т пиральспитового граната. Результаты изучения микрокомпонентного состава этого минерала свидетельствуют о высоком содержании в нем скандия и редкоземельных металлов (иттрия и лантаноидов). Наиболее обогащен ими метаморфогенный гранат сиалических горных пород. Ему свойственны промышленно значимое содержание скандия ( $\text{Sc}_2\text{O}_3$  – 211–521 г/т) и высокоперспективный состав сопутствующих редкоземельных металлов (содержание их оксидов 245–608 г/т, из них иттриевой группы – 85,5–99,8 %). По содержанию скандия гранат превосходит признанные крупнообъемные источники этого металла, такие как красные шламы и силикатные хвосты обогащения титаномагнетитовых руд. Оцененные на некоторых месторождениях и проявлениях граната прогнозные ресурсы  $\text{Sc}_2\text{O}_3$ , варьирующие от 0,7 до 695 т, соразмерны запасам мелких месторождений. Ресурсный потенциал геологически сходных и пространственно сближенных объектов кемско-беломорской группы соответствует рангу среднего по запасам месторождения скандия. Для увеличения рудной базы редких металлов целесообразны ревизия известных гранатовых объектов и мероприятия по выявлению новых. Наиболее подходящими для первоочередных поисково-оценочных работ представляются участки развития гранатсодержащих разновидностей сиалических пород беломорского комплекса. Необходимо изучение микрокомпонентного состава гранатовых руд, локализованных в мафических породах. Объективные предпосылки позволяют оптимистически оценивать карельский гранат как новый перспективный комплексный нерадиоактивный источник скандия и сопутствующих редкоземельных металлов иттриевой группы. Для надлежащего обоснования возможности использования граната в качестве руды этих металлов следует продолжить всестороннее геологическое и технологическое изучение карельских гранатовых объектов.

Ключевые слова: гранат; редкие металлы; редкоземельные металлы; скандий; иттрий.

### **A. M. Ruchyov. KARELIAN GARNET AS A PROMISING SOURCE OF SCANDIUM AND RARE-EARTH METALS**

Many garnet ore deposits and occurrences, in which at least 49.2 M t of pyralispitic garnet are concentrated, are located in Karelia in a favourable geographic, mining and economic environment. The study of the microcomponent composition of garnet shows that it contains high scandium and rare-earth metal (yttrium and lanthanoids) concentrations. These elements are most abundant in metamorphogenetic garnet from sialic rocks. It

contains commercial-scale scandium ( $\text{Sc}_2\text{O}_3$  – 211–521 g/t) and promising secondary rare-earth metals concentrations (their oxide content is 245–608 g/t, in which the yttrium group contributes 85.5–99.8 %). Garnet contains more scandium than generally recognized scandium sources such as red sludge and silicate tailings in titanomagnetite ore processing. The predicted  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  resources of some garnet deposits and occurrences, varying from 0.7 to 695 t, are commensurable with those of small deposits. The resources of geologically similar and closely-spaced localities in the Kem-Belomorsk group match those of a medium-size scandium deposit. To increase the ore base of rare metals, known garnet deposits and occurrences should be re-appraised and more localities prospected. Garnetiferous varieties of sialic rocks from the Belomorian complex seem to be the most suitable for priority prospecting and appraisal. The microcomponent composition of garnet ore in mafic rocks should be studied. There are some objective prerequisites for commending Karelian garnet as a new promising complex non-radioactive source of scandium and secondary rare-earth yttrium-group metals. Further comprehensive geological and technological study of garnet localities is needed to provide arguments in favour of the possible use of Karelian garnet as the ore of these metals.

**Keywords:** garnet; rare metals; rare-earth metals; scandium; yttrium.

## Введение

Редкие металлы (PM) используются во многих отраслях современной промышленности (см. обзоры: [Михайлов, 2010, 2014; Бортников и др., 2016 и др.]), а объемы их производства и потребления, ставшие показателями уровня научно-технического прогресса, рассматриваются [Мелентьев, 2011] в качестве индикаторов экономической и национальной безопасности государств.

Устойчивая тенденция возрастания значимости PM предопределила необходимость увеличения и совершенствования их минерально-сырьевой базы (МСБ). Распоряжением Правительства Российской Федерации № 50-р 16 января 1996 г. утвержден перечень стратегического минерального сырья и предписано первоочередное направление средств на развитие сырьевой базы его дефицитных видов. Перечень включает девятнадцать редких металлов, в том числе и рассматриваемые далее скандий и редкоземельные металлы иттриевой группы (YPM), к которой относятся иттрий и лантаноиды (Ln) от самария до лютеция включительно [Методические..., 2007, табл. 1].

Особенности МСБ редкоземельных металлов (PЗМ) в общих чертах сводятся к следующему. Россия обладает большим сырьевым потенциалом PЗМ (на 01.01.2015 г. балансовые запасы их оксидов – 27,2 млн т, ресурсы – 46,7 млн т), но промышленные запасы категорий A+B+C<sub>1</sub> эксплуатируемых и осваиваемых месторождений, из руд которых возможно извлечение PЗМ, составляют чуть более 3 млн т [Государственный..., 2015]. В учетных запасах доминируют лантаноиды цериевой группы. Неоднократно отмечался дефицит

источников YPM. Так, через десять лет после утверждения перечня констатировалось [Середин и др., 2006, с. 37]: «...удовлетворение спроса на иттрий и лантаноиды иттриевой группы за счет отработки известных в стране месторождений в настоящее время невозможно».

В структуре МСБ нет собственно редкоземельных месторождений [Кременецкий и др., 2011], запасы и ресурсы обеспечиваются PЗМ, присутствующими в качестве сопутствующих компонентов в комплексных природных и техногенных рудах. Большинству отечественных месторождений в той или иной мере присущи снижающие их инвестиционную привлекательность особенности: невысокое содержание полезных компонентов; трудная обогатимость и радиоактивность руд; их состав, предопределяющий получение металлов в пропорциях, не отвечающих потребностям; неблагоприятные географо-экономические и горнотехнические условия [Кременецкий, Калиш, 2014].

Разработанная в 2004–2005 годах стратегия развития МСБ PM на пятнадцатилетний период предусматривала выявление и оценку небольших компактных объектов с мономинеральными легкообогатимыми рудами YPM [Бавлов и др., 2006]. Однако и по прошествии ряда лет отмечалось [Кременецкий и др., 2011; Кременецкий, Архипова, 2013] отсутствие в структуре МСБ месторождений YPM, которые могли бы быть востребованы промышленностью.

Особенности МСБ Sc обусловлены его принадлежностью к группе рассеянных элементов. Скандий в качестве изоморфной примеси содержится во многих минералах и, как сопутствующий компонент, присутствует в рудах ряда полезных ископаемых, из которых может извлекаться. Балансовые запасы Sc по состоянию

на 01.01.2004 г. учитывались в Сосьвинском бокситовом, Томторском редкометалльном, Шерловогорском, Правоурмийском, Фестивальном оловянных месторождениях и составляли около 1,3 тыс. т  $Sc_2O_3$ , а утвержденные ГКЗ запасы Sc на Туганском Zr-Ti месторождении на балансе не числились [Быховский и др., 2007]. Прогнозные ресурсы Sc характеризовались как «огромные». Обращалось внимание на необходимость оценки и утверждения запасов Sc в месторождениях различных типов, а также – на актуальность проблемы совершенствования технологий его извлечения из руд. Был сделан вывод, что МСБ Sc достаточна для удовлетворения любых потребностей [Там же]. Однако нельзя не отметить, что многим природным и техногенным источникам Sc присущи негативные особенности, сходные с указанными для месторождений РЗМ.

В российском списке «критических» металлов Sc и РЗМ занимают высокорейтинговые места [Бортников и др., 2016], то есть до сих пор остаются проблемными, что в значительной мере обусловлено состоянием их МСБ. Одно из мероприятий по ее совершенствованию – поиски новых природных источников Sc и  $Y$ РЗМ, в частности «нетрадиционных». Выявление последних важно, так как небезосновательно предполагается [Наумов, 2008], что в будущем спрос на некоторые РЗМ уже не удастся удовлетворить за счет увеличения добычи руд «сегодняшнего» минерального состава.

Возможно ли выявление промышленно значимых рудных объектов с иттриевоземельной и скандиевой специализацией на территории Республики Карелия, географо-экономические условия которой вполне приемлемы для развития горнодобывающей промышленности? Для оптимистичного ответа на этот вопрос есть следующие предпосылки.

В Карелии известны многочисленные разномасштабные проявления РЗМ [Минерально-сырьевая..., 2006; Государственный..., 2017 и др.] различных рудно-формационных и минеральных типов [Иващенко, 2016], что в дальнейшем позволит сделать выбор в пользу объектов, заслуживающих более пристального внимания.

Скандий – характерный сопутствующий компонент титаномагнетитовых и ильменитовых руд [Борисенко и др., 1997; Быховский и др., 2008], поэтому к его возможным источникам с высокой вероятностью могут быть отнесены комплексные (Fe, Ti, V, Co, Cu, Au, Pt, Pd) руды Пудожгорского (в отношении скандия этот объект уже был отмечен [Михайлов, 2010, с. 190]), Койкарского, Викшеозерского месторождений

и проявлений в габброидах Койкарско-Святнаволоцкого силла.

В Кааламском клинопироксенит-габбронорит-диоритовом интрузивном комплексе заслуживают внимания ультрамафиты (метапироксениты) с благороднометалльной и медно-никелевой минерализацией, содержащие до 150 г/т  $Sc_2O_3$ .

Предполагалась возможность обнаружения в Карело-Кольском регионе Sc-Y-гранатов [Мелентьев, 2013]. Пиральспитовый гранат, широко распространенный метаморфогенный породообразующий минерал, предложен [Ручьев, 2016, 2017] в качестве «нетрадиционного» перспективного<sup>1</sup> комплексного источника Sc и  $Y$ РЗМ.

Карельский гранат, начиная с 30-х годов прошлого века, рассматривался как природный материал, пригодный для производства абразивов и использования в иных целях. В связи с этим проводились работы по созданию его рудной базы. Промышленно значимое содержание граната в разнообразных горных породах выявлено в Лоухском (месторождение «Нигрозеро»; проявления «Левин Бор», «Западная Плотина», «Варацкое», «Слюдозерское» («Запарногубское»), «Энгозерское» (участок «Гранатовый» или «49 км»), «Высота-181» («Шариваара»), «Униярви» и др.), Кемском (месторождения «Тербеостров», «Еловый Наволок», «Солохина Луда»; проявления «Кислячиха», «Кожручейское»), Беломорском (проявления «Кузостровское», «Удинское», «Слюдяноборское»), Питкярантском (месторождение «Кительское») административном районах. Судя по опубликованным сведениям [Минерально-сырьевая..., 2006; Щипцов и др., 2009; Государственный..., 2017 и др.], на оцененных с различной детальностью объектах запасы и прогнозные ресурсы граната в сумме составляют не менее 49,2 млн т.

Обоснована возможность извлечения качественного концентрата граната из его руд с использованием простых технологических схем (последовательные операции дробления, грохочения, магнитной и электромагнитной сепарации, гравитационного разделения) [Качан, 1935; Щипцов и др., 2009 и др.].

<sup>1</sup> Под перспективными, в соответствии с используемой классификацией [Быховский, 2014], здесь и далее подразумеваются природные и техногенные образования, промышленная ценность которых определена по предварительным технико-экономическим расчетам или по экспертной оценке, запасы (ресурсы) достоверно не установлены и часто не апробированы, технологическая изученность нередко основана на непредставительных пробах или не завершена.

В ходе предшествующих работ в Западном Беломорье и Северном Приладожье получена первая информация о содержании РМ в гранате из различных горных пород, в частности, из жедрититов месторождения Тербеостров.

Наличие сведений о микрокомпонентном составе и сырьевой базе карельского граната способствовало изучению этого минерала как возможной комплексной руды Sc и РЗМ, первые результаты которого рассматриваются далее.

## Методика

Одной из важных задач выполненных исследований было получение новой более полной информации о содержании Sc и РЗМ в гранате.

Работы по подготовке проб и определению их состава выполнены в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск). Мономинеральные фракции граната выделены из 102 образцов горных пород массой 0,3–60 кг с применением электромагнитной и магнитной сепарации, ультразвуковой обработки, тяжелых жидкостей.

Содержание макрокомпонентов в мономинеральных фракциях граната определено методами количественного химического анализа [Пономарев, 1961], содержание K и Na – атомно-абсорбционной спектрометрией. Аналитики – В. Л. Утицина, А. И. Полищук, В. А. Кукина, Н. В. Питкя, Г. К. Пунка, Н. К. Екимова, В. А. Доильцина. Макрокомпонентный состав минеральных индивидов граната в шлифах и аншлифах определен рентгеноспектральным методом (EMPA) с помощью энергодисперсионного микроанализатора «INCA Eneergy 350» на базе электронного микроскопа «VEGA II LSH», аналитик – А. Н. Терновой.

Содержание микрокомпонентов определено по ранее описанным методикам [Светов и др., 2015]: в мономинеральных концентратах – масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) с использованием квадрупольного масс-спектрометра XSERIES 2 (Thermo Fisher Scientific), в минеральных индивидах – масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP MS) с применением приставки UP-266 MACRO (New Wave Research) к масс-спектрометру. Аналитики – А. С. Парамонов, В. Л. Утицина, М. В. Эхова.

## Фактический материал и его обсуждение

Большинство известных в Карелии промышленно значимых гранатовых объектов локализовано в метаморфических образованиях беломорского комплекса. Сведения о содержании

Sc, Y, Yb в горных породах и минералах беломорид, полученные в результате предшествующих исследований [Слюдоносные..., 1976 и др.], позволили сосредоточить внимание на разновидностях сиалических горных пород, гранат которых – главный минерал-концентратор РМ, характеризующийся наибольшим их содержанием.

В первую очередь к таким породам относятся метаморфические разновидности гнейсов и сланцев чупинской свиты (толщи), классифицируемые с учетом их возрастных, генетических соотношений и фундаментальных представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации (рис. 1).

Повышенное содержание РМ ожидалось также в гранате из беломорид кемско-беломорской площади и метаморфических пород палкъярвинской свиты ладожской серии нижнего протерозоя (район месторождения «Кительское»).

Новые фактические данные о химическом составе граната (табл. 1) из чупинских гнейсов, опробованных на площадях Лоушского, Плотинского, Малиноваракского, Тэдинского пегматитовых полей, граната из месторождения «Кительское» и обрамляющих его силлиманит-гранат-биотитовых пород, граната из жедрититов месторождения «Тербеостров» подтверждают высокое содержание в этом минерале Sc и Y, характеризуют весь спектр Ln, позволяют судить о соотношении групп РЗМ. Обогащенность редкими металлами граната из сиалических пород, преобладающих на месторождениях и проявлениях кемско-беломорской группы, подтверждается ранее опубликованными данными по проявлению «Слюдяной Бор» (табл. 1).

Новые сведения о среднем содержании оксидов РМ в гранате (табл. 1) позволяют определить главные и сопутствующие полезные компоненты. Для руд Sc единых стандартов нет, содержание 0,01–0,05 % Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> считается значительным, 0,01 % – минимальным промышленным, но попутно Sc извлекают и из гораздо более бедных руд [Михайлов, 2010]. В гранате всех изучавшихся объектов среднее содержание Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> превышает минимальное промышленное и может оцениваться как «значительное», а суммарное количество оксидов РЗМ – меньше 0,2 %, принимаемых за их минимальное промышленное содержание в рудах [Кременецкий, Архипова, 2013]. Следовательно, в гранате Sc является главным полезным компонентом, а РЗМ – сопутствующими.

По содержанию U и Th мономинеральные фракции граната (табл. 1) характеризуются

## Седиментогенез

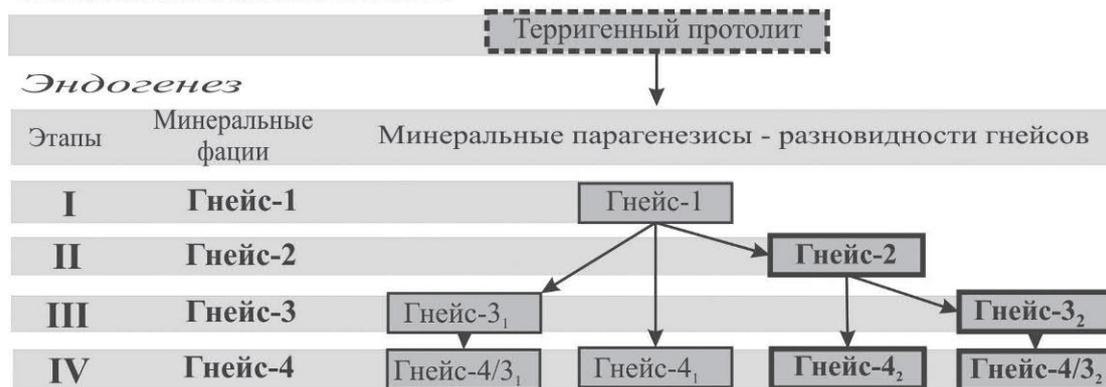


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 –  $\text{Grt}^{26 \pm 10}_{72 \pm 10} + \text{Bt}_{37 \pm 4} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$ ; гнейс-2 –  $\text{Ky} + \text{Grt}^{30 \pm 9}_{70 \pm 4} + \text{Bt}_{38 \pm 4} \pm \text{Kfs} (\text{Or}) + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$ ; гнейс-3 –  $\text{Ky} + \text{Grt}^{23 \pm 4}_{75 \pm 4} + \text{Bt}_{39 \pm 4} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$ ; гнейсы-4<sub>1</sub>, -4<sub>2</sub>, -4/3<sub>1</sub>, -4/3<sub>2</sub> –  $\pm \text{Ky} \pm \text{Grt}^{18 \pm 4}_{80 \pm 5} + \text{Ms} + \text{Bt}_{46} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} + \text{рудный}$ . Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, 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

как низко- или слаборадиоактивные (гранат гнейса-3 и месторождения «Кительское»). Гранатовым концентратам свойственны близкие к фоновым значения удельной эффективной активности естественных радионуклидов ( $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ) – 13–19 Бк/кг [Щипцов и др., 2009]).

**Сравнение граната с иными крупнообъемными источниками Sc, Y, Ln**, сходными с ним по примесной природе РМ, такими как красные шламы (Sc – 81,8 г/т, РЗМ – 1177 г/т,  $^{\text{Y}}\text{РЗМ}$  – 377 г/т (32 % от РЗМ), Ga – 145 г/т [Кашеев и др., 2014, табл. 1]), хибинский апатитовый концентрат (РЗМ – 8497,63 г/т,  $^{\text{Y}}\text{РЗМ}$  – 761,42 г/т (9 % от РЗМ) [Сарычев и др., 2013, табл. 1]), фосфогипс (РЗМ – 4094,97 г/т,  $^{\text{Y}}\text{РЗМ}$  – 327,93 г/т (8 % от РЗМ) [Там же]), пироксеновые хвосты обогащения титаномагнетитовых руд качканарского типа (Sc – 100–130 г/т, среднее содержание 115 г/т [Борисенко и др., 1997]), может быть выполнено различными способами.

Для сопоставления различных источников РМ используется показатель «ценность тонны руды» (суммарная стоимость потенциальных товарных продуктов, которые из нее могут быть получены). Результаты расчетов (табл. 2) свидетельствуют, что по этому показателю гранат из сиалических пород, благодаря высокому содержанию наиболее дорогостоящего Sc, значительно превосходит другие рассматриваемые источники РМ. Гранат из жедрититов месторождения «Тербеостров» по своей «ценности» уступает только пироксену из хвостов обогащения руд качканарского типа. «Ценность» сопутствующих дефицитных  $^{\text{Y}}\text{РЗМ}$  в тонне граната больше, чем в красном шламе, но меньше, чем

в хибинском апатите и фосфогипсе (табл. 2), однако применительно к РЗМ использованный показатель не вполне соответствует современным подходам к сравнению их источников.

Для первичной оценки редкоземельного рудного сырья рекомендовано [Середин, 2010] использовать соотношение в нем групп дефицитных (Nd, Tb, Dy, Y), потенциально дефицитных (Eu, Er) и избыточных (Ce, Ho, Tm, Yb, Lu) компонентов, выделенных с учетом прогноза производства и потребления индивидуальных РЗМ. На графике в координатах  $D_{\text{деф}}/K_{\text{пер}}$ , где  $K_{\text{пер}}$  – коэффициент перспективности состава руд, а  $D_{\text{деф}}$  – доля дефицитных и потенциально дефицитных компонентов в составе РЗМ, фигуративные точки, характеризующие соотношение групп металлов в гранате, расположены в поле высокоперспективных рудных объектов, тогда как красные шламы по соотношению РЗМ соответствуют перспективным, апатит и фосфогипс – неперспективным рудам (рис. 2).

Судя по использованным для сравнения оценочным показателям, гранат может оказаться вполне конкурентоспособным по отношению к тем крупнообъемным источникам РМ, в которых заключена наибольшая часть отечественных запасов и ресурсов Sc и РЗМ.

Таким образом, микрокомпонентный состав граната вполне позволяет рассматривать этот минерал как комплексный нерадиоактивный источник РМ с промышленно значимым содержанием скандия (145–521 г/т  $\text{Sc}_2\text{O}_3$ ) в качестве главного полезного компонента и высокоперспективным составом сопутствующих РЗМ с очень высокой долей  $^{\text{Y}}\text{РЗМ}$  (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав граната

Компонент	Среднее содержание (макрокомпоненты – масс. %, микрокомпоненты – г/т)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	41,23	39,82	40,22	39,70	39,63	38,86	42,17	40,70	41,69	–	36,57
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,12	0,14	0,07	0,12	0	0,82	0,08	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,49	21,28	21,21	21,07	20,93	22,12	18,28	20,35	20,48	–	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,48	0,81	0,58	1,05	–	2,97	–	–	–	20,95
FeO	26,49	27,72	27,33	28,96	29,49	29,83	21,61	30,44	26,77	–	35,10
MnO	1,03	0,78	1,16	1,77	1,61	1,31	0,43	0,28	0,21	–	2,35
MgO	6,02	6,82	5,76	5,02	4,40	5,66	9,75	5,22	8,1	–	4,10
CaO	3,18	2,27	2,66	2,23	2,52	2,29	2,83	3,12	2,75	–	0,92
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,13	0,18	0,19	0,19	–	0,49	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	0,21	0,15	0,19	0,18	0,19	–	0,37	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O	0,15	0,09	0,12	0,06	0,09	–	–	–	–	–	–
Σ	99,82	99,80	99,79	99,83	100,21	100,07	99,72	100,00	100,00	–	99,99
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	224,39	211,04	289,91	286,62	306,93	210,66	144,84	–	–	521,49	271,84
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	195,58	141,71	218,66	314,68	309,53	246,41	229,51	860,36	1700,40	495,26	385,33
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,14	4,70	16,20	4,03	2,77	0,06	0,83	0,04	0,01	–	5,80
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,23	9,97	30,04	8,04	5,61	0,14	1,34	0,09	0,05	–	9,79
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,31	4,02	1,12	0,76	0,13	0,30	–	–	–	1,42
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	5,58	16,33	4,74	3,42	0,46	1,44	0,19	0,13	–	5,67
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	2,59	4,22	2,02	1,82	1,61	1,22	1,55	0,69	–	1,79
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,29	0,46	0,24	0,26	0,27	0,48	1,19	0,52	–	0,35
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,41	11,03	12,27	10,81	11,13	16,33	11,13	28,41	14,98	–	8,27
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	3,15	3,84	4,33	4,47	5,87	3,81	–	–	–	3,96
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,83	24,60	32,80	43,69	42,91	42,66	35,38	84,12	137,43	–	48,26
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,83	5,06	7,46	10,79	10,17	9,37	8,79	–	–	–	13,77
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,82	15,63	24,15	34,88	33,34	25,80	24,22	82,44	189,25	–	50,30
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,18	2,23	3,52	5,21	4,85	4,09	2,99	–	–	–	7,98
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,71	15,41	24,70	35,17	34,17	27,76	16,73	–	–	68,32	57,35
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,09	2,19	3,54	5,08	4,80	4,83	2,63	–	–	–	8,15
ΣLn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	122,80	103,75	183,56	170,16	160,49	139,39	111,31	198,04	343,06	–	222,85
Σ <sup>Y</sup> Ln <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	104,29	82,18	116,97	152,22	147,93	138,60	107,40	197,73	342,87	–	200,17
<sup>Y</sup> РЗМ	299,87	223,89	335,63	466,91	457,45	385,01	336,91	1058,08	2043,26	–	585,50
РЗМ	318,38	245,46	402,22	484,84	470,02	385,80	340,82	1058,40	2043,45	>564	608,18
<sup>Y</sup> РЗМ, %	93,79	90,89	85,51	96,02	97,18	99,81	98,94	99,97	99,99	–	96,19
Th	0,96	1,03	3,00	1,01	0,60	0,03	0,31	–	–	–	1,69
U	0,43	0,40	1,07	0,39	0,20	0,06	0,11	–	–	–	0,49

Примечание. 1–6 – гранат из метаморфических разновидностей гнейсов чупинской свиты (микрокомпоненты – ICP MS): 1 – реликтовых Grt-Bt I фации (n = 20), 2 – Ky-Grt-Bt II фации (n = 14), 3 – Ky-Grt-Bt III фации (n = 23), 4, 5 – Ms-содержащих IV фации; 4 – гнейса-4/2 (n = 21), 5 – гнейса-4/3 (n = 26); 6 – гранат Ky-Grt-Bt-гнейсов проявления «Западная Плотина» (макрокомпоненты по: [Гранатовые..., 2009, табл. 10], микрокомпоненты – 21 анализ, LA ICP MS); 7–9 – гранат из жедрититов месторождения «Тербеостров»: 7 – макрокомпоненты – по паспорту № 1211 [Государственный..., 2017], микрокомпоненты – 14 анализов, LA ICP MS; 8, 9 – по: [Скублов и др., 2009, табл. 2]; 8 – ядерная зона граната (среднее по анализам Grt1 и Grt2), 9 – краевая зона (среднее по анализам Grt3 и Grt4); 10 – гранат Ky-гнейсов проявления «Слюдяной Бор» (n = 7) [Слюдоносные..., 1976]; 11 – гранат из Sil-Grt-Bt-гнейсов и сланцев месторождения «Кительское» и его окрестностей (макрокомпоненты – 56 анализов, EMPA; микрокомпоненты – ICP MS, n = 6); n – число проб; прочерк – отсутствие данных; РЗМ = ΣLn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; <sup>Y</sup>РЗМ = Σ<sup>Y</sup>Ln<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; <sup>Y</sup>РЗМ, % = 100 × <sup>Y</sup>РЗМ/РЗМ.

**Прогнозные ресурсы Sc и РЗМ** на некоторых карельских гранатовых объектах оценены в первом приближении (табл. 3) с использованием опубликованных сведений о МСБ граната и новых данных о содержании в нем этих полезных компонентов (табл. 1). Для оценки гранатовых объектов кемско-беломорской группы,

локализованных и в сиалических, и в мафических породах, использованы минимальные значения среднего содержания РМ в тербеостровском гранате из жедрититов (табл. 1, столбец 7), хотя в нем может концентрироваться и большее количество РЗМ (табл. 1, столбцы 8 и 9). Такой подход заведомо резко занижает

Таблица 2. Сравнение источников Sc и PЗМ по показателю «ценность тонны руды»

Продукт	Стоимость потенциальных редкометаллических товарных продуктов, содержащихся в тонне руды													
	Цена, US\$/kg	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,95 %	4200	942,45	886,36	1217,64	1203,82	1289,09	884,77	608,32	1141,73	526,93	-	-	-	726,60
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,99 %	6	1,17	0,85	1,31	1,89	1,86	1,48	1,38	2,31	1,49	2,59	2,34	0,68	-
Ln <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	2	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0	0,01	0,48	4,86	5,44	3,13	-
Ce <sup>2</sup> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	2	0,02	0,02	0,06	0,02	0,01	0	0	0,02	1,00	7,74	8,71	3,85	-
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	52	0,06	0,07	0,21	0,06	0,04	0,01	0,02	0,07	0	23,4	28,76	10,22	-
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	42	0,21	0,23	0,69	0,20	0,14	0,02	0,06	0,24	8,13	52,92	60,06	30,28	-
Sm ≥ 99,9 %	7	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,15	1,14	1,15	0,62	-
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,99 %	150	0,06	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05	1,39	9,45	7,50	3,08	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	32	0,37	0,35	0,39	0,35	0,36	0,52	0,36	0,26	4,43	4,90	5,76	1,98	-
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	400	1,38	1,26	1,54	1,73	1,79	2,35	1,53	1,58	0	3,60	7,83	20,16	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	230	6,86	5,66	7,54	10,05	9,87	9,81	8,14	11,10	0	22,77	16,1	7,13	-
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ≥ 99,5 %	34	0,74	0,53	0,82	1,19	1,13	0,88	0,82	1,71	0,97	1,22	0,51	0,29	-
Ga	145	-	-	-	-	-	-	-	-	64,09	-	-	-	-
PЗМ		10,90	9,04	12,68	15,55	15,26	15,12	12,39	17,36	18,04	134,59	144,16	81,42	-
сPЗМ		0,30	0,33	0,99	0,29	0,20	0,03	0,08	0,34	9,61	88,92	102,97	47,48	-
УРЗМ		10,60	8,71	11,69	15,26	15,06	15,09	12,31	17,02	8,43	45,67	41,19	33,94	-
<b>Ценность тонны руды</b>		<b>953,34</b>	<b>895,40</b>	<b>1230,33</b>	<b>1219,35</b>	<b>1304,34</b>	<b>899,89</b>	<b>620,70</b>	<b>1159,11</b>	<b>609,07</b>	<b>134,59</b>	<b>144,16</b>	<b>81,42</b>	<b>726,60</b>

Примечание. 1–8 – карельский гранат (содержание РМ – по табл. 1); 1–7 соответствуют номерам в табл. 1; 8 – гранат месторождения «Кителея»; 9 – красный шлам (содержание РМ по: [Кашев и др., 2014]); 10 – хибинский апатит (содержание РМ по: [Самонов, 2008]); 11 – хибинский апатит; 12 – фосголипс (11–12 – содержание РМ по: [Сарычев и др., 2013]); 13 – пироксеновые хвосты обогащения титаномагнетитовых руд качанарского типа (содержание Sc по: [Борисенко и др., 1997]); цена товарных продуктов на 31.12.2015 г. по данным: [MineralPrices.com / URL: [http://mineralprices.com/?hc\\_location=ufi](http://mineralprices.com/?hc_location=ufi); дата обращения: 11.03.2016 г.].

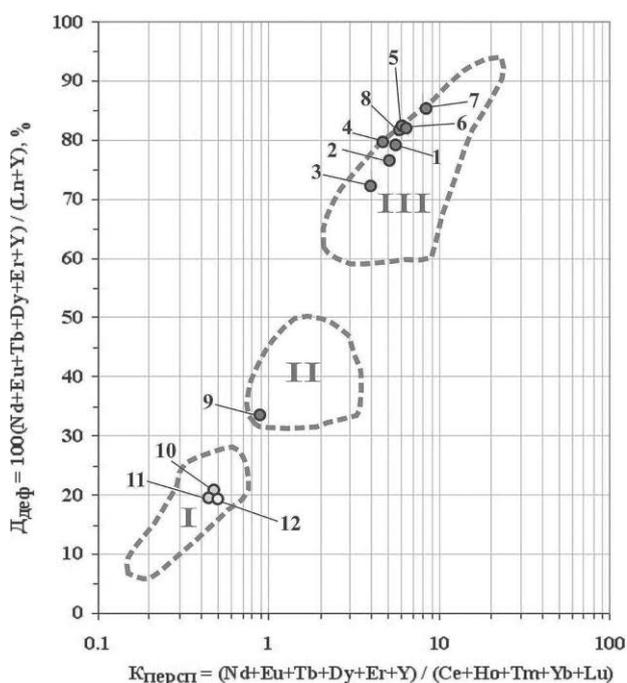


Рис. 2. Сравнение различных источников РЗМ с учетом соотношения в их составе групп дефицитных и избыточных компонентов

Арабскими цифрами пронумерованы фигуративные точки составов РЗЭ: **1–8** – в гранате (содержание по данным из табл. 1, 2); **1** – из гнейса-1; **2** – из гнейса-2; **3** – из гнейса-3; **4** – из гнейса-4; **5** – из гнейса-4<sub>3</sub>; **6** – из проявления «Западная Плотина»; **7** – из месторождения «Тербеостров»; **8** – из месторождения «Кительское»; **9** – в красном шламе (содержание по: [Кашеев и др., 2014]); **10** – в хибинском апатите (содержание по: [Самонов, 2008], **11** – в хибинском апатите; **12** – в фосфогилсе (11, 12 содержание по: [Сарычев и др., 2013]); римскими цифрами обозначены поля перспективности рудных объектов в зависимости от состава РЗЭ: I – неперспективные, II – перспективные, III – высокоперспективные (по: [Середин, 2010] с изменениями)

ресурсы (в амфиболсодержащих породах содержание Sc и Y в гранате меньше по сравнению с безамфиболовыми [Слюдоносные..., 1976]), но вместе с тем, при ограниченности имеющихся фактических данных, дает «запас прочности» прогноза.

Согласно принятой схеме ранжирования месторождений РМ [Быховский, Потанин, 2009, табл. 1], гранатовые объекты по прогнозным ресурсам Sc (табл. 3) соответствуют мелким месторождениям ( $Sc_2O_3 < 1$  тыс. т). При этом прогнозные ресурсы наиболее крупного проявления граната «Удинское» ( $Sc_2O_3$  – 695 т) соразмерны утвержденным ГКЗ запасам  $Sc_2O_3$  Туганского месторождения (755 т) или запасам участка «Буранный» Томторского месторождения (балансовые – 563 т, забалансовые – 99,8 т [Томторское..., 2016]). Оцененный «по минимуму» ресурсный потенциал пространственно сближенных и геологически сходных объектов кемско-беломорской группы (табл. 3)

отвечает рангу среднего по запасам месторождения (1–10 тыс. т  $Sc_2O_3$ ).

**Увеличение сырьевой базы граната, Sc и YРЗМ в Карелии возможно при доизучении уже известных объектов, а также при выявлении и оценке новых.**

Целесообразны геологоразведочные мероприятия по подготовке и утверждению запасов граната и РМ на проявлениях и месторождениях гранатовых руд. Следует заметить, что потенциал некоторых из них явно недооценен. Так, например, на месторождении «Кительское» разведочные работы выполнены на площади  $\approx 0,022$  км<sup>2</sup>, а запасы подсчитаны на глубину 3 м [Государственный..., 2017, паспорт № 1306], хотя здесь продуктивные породы имеют крутое падение и распространены на значительно большей территории.

Пример тербеостровских жедрититов показывает, что гранатовые руды, генетически связанные с породами основного состава, вполне могут представлять интерес как источник РМ. В связи с этим необходимо изучение микрокомпонентного состава граната из его руд в метабазах, в первую очередь из наиболее крупного месторождения «Энгозерское» (запасы категории C<sub>2</sub> – 36200 тыс. т граната при среднем его содержании 60 % [Минерально-сырьевая..., 2006]).

Для проведения поисково-оценочных работ наиболее благоприятно Западное Беломорье, особенно территория обширного северокарельского ареала пород чупинской свиты. В отношении Sc и РЗМ интересен гранат гнейсов всех минеральных фаций (рис. 1; табл. 1, 2), но при поисках гранатовых руд следует учитывать их специфику.

Гнейс-1 (содержание граната 2,0–14,6 при среднем значении 7,8 объемных %) сохранился в относительно небольших по размеру реликтовых блоках среди более поздних образований, преимущественно в гнейсе-2.

Гнейс-2 (содержание граната 4,2–36, в среднем 9,7 объемных %) распространен достаточно широко и на некоторых участках Северокарельского ареала пород чупинской свиты является их доминирующей разновидностью.

Гнейс-3 с относительно выдержанным содержанием граната и Sc в нем (табл. 1) составляет весомую часть пород чупинской толщи, выполняя крупные зоны сдвиговой деформации (протяженность по простиранию достигает десятков километров, а истинная мощность – сотен метров). Площади развития средне-, крупнозернистого линзовидно-полосчатого дифференцированного кианит-гранат-биотитового гнейса-3 представляются наиболее

Таблица 3. Прогнозные ресурсы Sc и PЗМ на месторождениях и проявлениях граната

Месторождения и проявления граната	Запасы и ресурсы граната*, т	Прогнозные ресурсы Sc и TR, т				
		Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ln <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	∑TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Солохина Луда	6000	0,9	1,4	0,7	2,0	2,0
Еловый Наволок	29000	4	7	3	10	10
Тербеостров	562740	82	129	63	192	190
Кожручейское	1008000	146	231	112	344	340
Кислячиха	4600	0,7	1,1	0,5	1,6	1,5
Удинское	4800000	695	1102	534	1636	1617
Кузостровское	800000	116	184	89	273	270
Кемско-беломорская группа в целом	7210340	1044	1655	803	2457	2429
Западная Плотина	500000	105	123	70	193	193
Кительское	7500	2,0	2,9	1,7	4,6	4,4

Примечание. \*Источники информации: [Государственный..., 2017, паспорта месторождений № 1209–1211, 1306, паспорта проявлений № 71–73, 125, 52025; Минерально-сырьевая..., 2006, табл. 2.3.2.5].

благоприятными для поисков гранатовых руд. Уже обследованные участки в их пределах характеризуются промышленным содержанием граната и высоким качеством кианита (примеры – проявления «Западная Плотина» и «Запарногубское» со средним содержанием граната 15 и 8,4–9,4 % соответственно [Щипцов и др., 2009]), а также большими объемами пород, комплексных руд индустриальных минералов, для которых уже разработаны относительно простые технологические схемы получения востребованных промышленностью гранатового, кианитового, кварц-полевошпатового, биотитового концентратов [Там же]. Возможность многоцелевого использования этих товарных продуктов будет способствовать снижению затрат на добычу граната – источника РМ.

Гнейсы и сланцы-4<sub>1,2,3</sub> формировались в зонах сдвиговой деформации меньшего размера (длина по простиранию – километры, мощность – десятки метров). Сильно варьирующее содержание граната (0,6–17,6 объемных %) зависит от количества этого минерала в протолитах мусковитовых диафторитов и интенсивности их преобразования (в характерном для IV тектоно-метаморфического этапа аллохимическом процессе кислотного выщелачивания при высоком потенциале калия и натрия гранат становился неустойчивым). При образовании гнейсов и сланцев IV минеральной фации Sc, концентрировавшийся ранее в гранате протолитов, накапливался в мусковите (среднее содержание Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 74,59 г/т, n = 13, ICP MS); PЗМ переходили в состав новообразующихся ксенотима, монацита и иных редкоземельных минералов. При поисках гранатовых объектов интерес могут представлять гнейсы-4<sub>3</sub>, отве-

чающие начальным стадиям преобразования гнейса-3 в мусковитовый диафторит.

В будущем возможна попутная добыча гранатового и других минеральных концентратов из всех разновидностей горных пород при освоении благороднометалльно-медно-никелевых рудных объектов крупнообъемного типа, прогнозируемых и уже выявленных, в частности, в области развития гнейсов чупинской свиты. Так, например, на участке «Малиновая Варакка», в границах которого широко развиты гнейсы-3, ресурсы категории P<sub>3</sub> составляют: Pt и Pd – 10,4 т, Au – 7,6 т, Cu – 43 тыс. т, Ni – 33 тыс. т [Шевченко, 2011]. Здесь следует отметить, что в мономинеральных фракциях граната, выделенных из образцов различных разновидностей гнейсов Лоушского, Плотинского, Малиновараккского, Тэдинского пегматитовых полей, содержание Au варьирует от 0,05 до 0,32 г/т при среднем значении 0,13 г/т (n = 64, полуколичественный ICP MS).

### Заключение

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

Широко распространенный на территории Карелии породообразующий минерал метаморфогенный пиральспитовый гранат характеризуется промышленно значимым содержанием Sc и высокоперспективным составом сопутствующих PЗМ (доля ∑PЗМ – более 85 %). Гранат сиалических пород по содержанию Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (211–521 г/т) превосходит признанные крупнообъемные источники этого металла, такие как красные шламы и силикатные хвосты обогащения титаномагнетитовых руд.

Прогнозные ресурсы Sc, оцененные «в первом приближении» и «по минимуму» на некоторых карельских месторождениях и проявлениях граната, соразмерны запасам мелких месторождений этого металла. Суммарные ресурсы пространственно сближенных и геологически сходных объектов кемско-беломорской группы соответствуют рангу среднего по запасам месторождения.

Анализ геологических условий свидетельствует о реальной возможности существенного увеличения рудной базы граната, следовательно, и РМ. В этом аспекте наиболее подходящими для первоочередных поисково-оценочных работ являются гранатсодержащие разновидности сиалических пород беломорского комплекса. Вместе с тем необходимо и целенаправленное изучение гранатовых руд, локализованных в мафических породах.

По сравнению со многими российскими редкометалльными объектами карельские гранатовые проявления и месторождения расположены на территории с более благоприятными географо-экономическими условиями, в районах, где успешно работали и ныне действуют предприятия горнодобывающей промышленности.

Таким образом, имеются объективные предпосылки, позволяющие оптимистически оценивать карельский гранат как новый перспективный комплексный источник Sc и сопутствующих РЗМ. Для надлежущего обоснования возможности использования граната в качестве руды этих металлов целесообразно продолжение всестороннего геологического изучения карельских гранатовых объектов и технологических исследований (решение проблемы извлечения Sc и РЗМ из граната в промышленных масштабах). Актуальность этих мероприятий определяется необходимостью развития отечественной сырьевой базы дефицитных редких металлов и стратегией импортозамещения.

*Автор благодарит Т. П. Бубнову за предоставление образцов гранатсодержащих пород проявления «Западная Плотина», В. В. Щипцова и Г. Б. Мелентьева за рецензирование статьи.*

## Литература

Бавлов В. Н., Комин М. Ф., Усова Т. Ю. Программа изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы редких металлов России // Разведка и охрана недр. 2006. № 9-10. С. 6-13.

Борисенко Л. Ф., Еремин Н. Я., Усков Е. Д. Роль скандия в повышении комплексного использования титаномагнетитовых руд // Горная промышленность. 1997. № 1. С. 15-20.

Бортников Н. С., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Аристов В. В., Лаломов А. В., Мурашов К. Ю. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 2. С. 97-119.

Быховский Л. З. Реальные, потенциальные и перспективные источники редкоземельного сырья в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2014. № 4. С. 2-8.

Быховский Л. З., Архангельская В. В., Тигунов Л. П., Ануфриева С. И. Перспективы освоения минерально-сырьевой базы и развития производства скандия в России и других странах СНГ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. № 5. С. 27-32.

Быховский Л. З., Потанин С. Д. Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений // Минеральное сырье. Сер. геол.-экономическая. М.: РИС ВИМС, 2009. № 28. 157 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов в Российской Федерации в 2014. М., 2015. 313 с.

Государственный кадастр месторождений. Неметаллы // Управление недропользования Министрства по природопользованию и экологии Республики Карелия [Электронный ресурс]. URL: <http://nedrark.karelia.ru> (дата обращения: 07.02.2017 г.)

Иващенко В. И. Главные рудно-формационные типы редкометалльного оруденения Карелии // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 2. С. 189-194.

Качан И. Н. Об испытаниях обогатимости дистенно-гранатовой породы Шуерецкого месторождения // Материалы по полевым шпатам и гранатам Карелии. Петрозаводск, 1935. С. 101-139.

Кашцев И. Д., Земляной К. Г., Доронин А. В., Козловских Е. Ю. Новые возможности кислотного способа получения оксида алюминия // Новые огнеупоры. 2014. № 4. С. 6-12.

Кременецкий А. А., Архипова Н. А., Усова Т. Ю. Редкие металлы для высоких технологий: проблемы и пути решения // Разведка и охрана недр. 2011. № 5. С. 37-43.

Кременецкий А. А., Архипова Н. А. Состояние и перспективы освоения МСБ редких металлов // Разведка и охрана недр. 2013. № 4. С. 35-44.

Кременецкий А. А., Калиш Е. А. Комплексные редкометалльные месторождения России и основные направления повышения их инвестиционной привлекательности // Разведка и охрана недр. 2014. № 9. С. 3-11.

Мелентьев Г. Б. Концепция восстановления и развития производств редких металлов в России // Инновационная экономика. 2011. № 4. С. 104-113.

Мелентьев Г. Б. Редкоземельный ресурс инновационного развития российских производств: состояние и перспективы // Оборонный комплекс – научно-техническому прогрессу России. 2013. № 3 (119). С. 82-94.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений

и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ниобиевые, танталовые руды и редкоземельные элементы. М., 2007. 42 с.

*Минерально-сырьевая база Республики Карелия.* Книга II. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

*Михайлов В. А.* Редкоземельные руды мира: геология, ресурсы, экономика. Киев: Киевский ун-т, 2010. 223 с.

*Михайлов Ю. М.* Редкоземельные металлы как основа получения перспективных материалов, необходимых для развития вооружения и военной техники // Федеральный справочник: Оборонно-промышленный комплекс. М.: Центр стратег. программ, 2014. Т. 10. С. 129–134.

*Наумов А. В.* Обзор мирового рынка редкоземельных металлов // Известия вузов. Цветная металлургия. 2008. № 1. С. 22–31.

*Пономарев А. И.* Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.

*Ручьев А. М.* Карельский гранат – перспективный источник редких металлов // Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования: Матер. Всерос. научн. конф. с межд. участием, посвящ. 70-летию КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, 24–27 мая 2016 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2016. С. 290–293.

*Ручьев А. М.* Карельский гранат – перспективный источник скандия и редкоземельных металлов иттриевой группы // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XIII Межд. науч.-практ. конф. (Москва, 5–7 апреля 2017 г.). М.: МГРИ-РГГРУ, 2017. С. 241–242.

*Самонов А. Е.* Перспективы развития производства и потребления редкоземельной продукции в России // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд: Матер. Всерос. науч. конф. Годичное собрание РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 134–138.

*Сарычев Г. А., Косынкин В. Д., Трубаков Ю. М.* Современное состояние исследований в области технологии редкоземельных элементов в России // Актуальные вопросы добычи, производства

и применения редкоземельных элементов в России: Матер. Всерос. конф. по редкоземельным материалам «РЗМ-2013», 20–21 ноября 2013 г. Северск: СТИ НИЯУ МИФИ, 2013. С. 12–20.

*Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С.* Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

*Середин В. В.* Новый метод первичной оценки перспективности редкоземельных руд // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 5. С. 475–480.

*Середин В. В., Кременецкий А. А., Трач Г. Н., Коваленко С. В., Семенов Е. Ф.* Новый потенциально промышленный тип иттриевоземельной минерализации в Юго-Западном Приморье // Разведка и охрана недр. 2006. № 9-10. С. 37–42.

*Слюдоносные пегматиты Северной Карелии (геология, минералогия, геохимия и генезис) /* Под ред. В. В. Гордиенко, В. А. Леоновой. Л.: Недра, 1976. 367 с.

*Скублов С. Г., Левский Л. К., Марин Ю. Б., Гембицкая И. М., Азимов П. Я., Ларионов А. Н.* Возраст, геохимия минералов и условия образования Шуерецкого месторождения гранатов (Беломорский пояс) // ДАН. 2009. Т. 429, № 5. С. 661–667.

*Томторское месторождение // Региональный портал Дальний Восток [Электронный ресурс]. URL: <http://nedradv.ru/mineral/places/?search=%D1%82%D0%BE%D0%BC%D1%82%D0%BE%D1%80> / (дата обращения: 23.11.2016).*

*Шевченко С. С.* Минералого-геохимические особенности рудоносных метасоматитов и перспективы выявления комплексного благороднометалло-медно-никелевого оруденения в Беломорском подвижном поясе: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2011. 20 с.

*Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С., Гаранжа А. В., Ручьев А. М.* Гранатовые руды Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 208 с.

*Поступила в редакцию 07.04.2017*

## References

*Bavlov V. N., Komin M. F., Usova T. Yu.* Programma izucheniya i vosproizvodstva mineral'no-syr'evoi bazy redkikh metallov Rossii [The program for studying and reproducing the mineral resources base of rare metals in Russia]. *Razvedka i okhrana neдр* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2006. No. 9-10. P. 6–13.

*Borisenko L. F., Eremin N. Ya., Uskov E. D.* Rol' skandiya v povyshenii kompleksnogo ispol'zovaniya titanomagnetitovykh rud [The role of scandium in the increase of complex use of titanomagnetite ores]. *Gornaya promyshlennost'* [Mining Industry]. 1997. No. 1. P. 15–20.

*Bortnikov N. S., Volkov A. V., Galyamov A. L., Vikent'ev I. V., Aristov V. V., Lalomov A. V., Mura-shov K. Yu.* Mineral'nye resursy vysokotekhnologichnykh metallov v Rossii: sostoyanie i perspektivy razvitiya [Mineral resources of high-tech metals in Russia: state of the art outlook]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits]. 2016. Vol. 58, no. 2. P. 97–119.

*Bykhovskii L. Z.* Real'nye, potentsial'nye i perspektivnye istochniki redkozemel'nogo syr'ya v Rossii [Existing, potential, and promising sources of rare-earth minerals in Russia]. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika*

*i upravlenie* [Mineral Resources of Russia. Economics & Management]. 2014. No. 4. P. 2–8.

Bykhovskii L. Z., Arkhangel'skaya V. V., Tignonov L. P., Anufrieva S. I. Perspektivy osvoeniya mineral'no-syr'evoi bazy i razvitiya proizvodstva skandiya v Rossii i drugikh stranakh SNG [Development potentialities of the scandium resource base and production in Russia and other CIS countries]. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie* [Mineral Resources of Russia. Economics & Management]. 2007. No. 5. P. 27–32.

Bykhovskii L. Z., Potanin S. D. Geologo-promyshlennyye tipy redkometall'nykh mestorozhdenii [Geology-industrial types of rare-metal deposits]. *Mineral'noe syr'e. Seriya geologo-ekonomicheskaya* [Mineral Raw Materials. Geol. and Economical Ser.]. Moscow: VIMS Publishing house, 2009. No. 28. 157 p.

Gosudarstvennyi doklad o sostoyanii i ispol'zovanii mineral'no-syr'evykh resursov v Rossiiskoi Federatsii v 2014 [The state report on the state and use of mineral resources in the Russian Federation in 2014]. Moscow, 2015. 313 p.

Gosudarstvennyi kadastr mestorozhdenii. Nemetally [State inventory of deposits. Nonmetals]. Upravlenie nedropol'zovaniya Ministerstva po prirodopol'zovaniyu i ekologii Respubliki Kareliya [The Subsurface Resources Management Department of the Ministry of Nature Management and Ecology of the Republic of Karelia]. URL: <http://nedrark.karelia.ru> (accessed: 07.02.2017).

Ivashchenko V. I. Glavnye rudno-formatsionnye tipy redkometal'nogo orudneniya Karelii [Main types of rare-metal mineralization in Karelia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits]. 2016. Vol. 58, no. 2. P. 189–194.

Kachan I. N. Ob ispytaniyakh obogatimosti distenogranatovoi porody Shueretskogo mestorozhdeniya [On the tests of the kyanite-garnet rock enrichment of the Shueretskoe deposit]. *Materialy po polevym shpatam i granatam Karelii* [Materials on Feldspar and Garnets of Karelia]. Petrozavodsk, 1935. P. 101–139.

Kashcheev I. D., Zemlyanoi K. G., Doronin A. V., Kozlovskikh E. Yu. Novye vozmozhnosti kislotnogo spsobolucheniya oksida alyuminiya [New possibilities of the acid method for aluminum oxide production]. *Novye ognepury* [New Refractories]. 2014. No. 4. P. 6–12.

Kremenetskii A. A., Arkhipova N. A., Usova T. Yu. Redkie metally dlya vysokikh tekhnologii: problemy i puti resheniya [Rare metals for high technologies: problems and solutions]. *Razvedka i okhrana neutr* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2011. No. 5. P. 37–43.

Kremenetskii A. A., Arkhipova N. A. Sostoyanie i perspektivy osvoeniya MSB redkikh metallov [State and development prospects of rare metals mineral resources]. *Razvedka i okhrana neutr* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2013. No. 4. P. 35–44.

Kremenetskii A. A., Kalish E. A. Kompleksnyye redkometall'nye mestorozhdeniya Rossii i osnovnye napravleniya povysheniya ikh investitsionnoi privlekatel'nosti [Complex rare metal deposits of Russia and major lines of increasing their investment attractiveness]. *Razvedka i okhrana neutr* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2014. No. 9. P. 3–11.

Melent'ev G. B. Kontsepsiya vosstanovleniya i razvitiya proizvodstv redkikh metallov v Rossii [The

conception of the restoration and development of rare metals in Russia]. *Innovatsionnaya ekonomika* [Innovative Economics]. 2011. No. 4. P. 104–113.

Melent'ev G. B. Redkozemel'nyi resurs innovatsionnogo razvitiya rossiiskikh proizvodstv: sostoyanie i perspektivy [Rare-earth resources of innovative development of the Russian industry: conditions and prospects]. *Oboronnyi kompleks – nauchno-tekhnicheskomu progressu Rossii* [Defense Complex for Scientific and Technical Progress in Russia]. 2013. No. 3 (119). P. 82–94.

Metodicheskie rekomendatsii po primeneniyu Klassifikatsii zapasov mestorozhdenii i prognoznykh resursov tverdykh poleznykh iskopaemykh. Niobievye, tantalovye rudy i redkozemel'nye elementy [Methodical recommendations on the application of the Classification of deposits reserves and possible resources of solid minerals. Niobium, tantalum ores, and rare-earth elements]. Moscow, 2007. 42 p.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kniga II. Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. Podzemnyye vody i lechebnyye gryazi [Mineral resources of the Republic of Karelia. Book II. Nonmetallic minerals. Underground waters and therapeutic muds]. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. 356 p.

Mikhailov V. A. Redkozemel'nye rudy mira: geologiya, resursy, ekonomika [Rare-earth ores of the world: geology, resources, economy]. Kiev: Kievskii un-t, 2010. 223 p.

Mikhailov Yu. M. Redkozemel'nye metally – osnova polucheniya perspektivnykh materialov, neobkhodimykh dlya razvitiya vooruzheniya i voennoi tekhniki [Rare earth metals as the basis for obtaining promising materials necessary for the development of weapons and military equipment]. *Oboronno-promyshlennyy kompleks Rossii* [The Defense Industrial Complex of Russia]. Moscow: Center for Strategic Programs, 2014. Vol. 10. P. 129–134.

Naumov A. V. Obzor mirovogo rynka redkozemel'nykh metallov [Review of the world market of rare-earth metals]. *Izvestiya vuzov. Tsvetnaya metallurgiya* [Univ. Proceed. Nonferrous Metallurgy]. 2008. No. 1. P. 22–31.

Ponomarev A. I. Metody himicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1961. 414 p.

Ruchyov A. M. Karel'skii granat – perspektivnyi istochnik redkikh metallov [The Karelian garnet – a promising source of rare metals]. *Rol' nauki v reshenii problem regiona i strany: fundamental'nye i prikladnye issledovaniya: Mater. Vseros. nauchn. konf. s mezhd. uchastiem, posv. 70-letiyu KarNTs RAN (Petrozavodsk, 24–27 maya 2016 g.)* [The Role of Science in the Solution of Problems of the Region and Country: Basic and Applied Research. Proceed. of the All-Russ. Scientific Conf. with Int. Part. Dedicated to the 70<sup>th</sup> Anniv. of the KarRC of the RAS (Petrozavodsk, May 24–27, 2016)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2016. P. 290–293.

Ruchyov A. M. Karel'skii granat – perspektivnyi istochnik skandiya i redkozemel'nykh metallov ittrievoi gruppy [The Karelian garnet – a promising source of scandium and rare-earth yttrium-group metals]. *Novye idei v naukakh o Zemle. Materialy XIII Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. (Moskva, 5–7 aprelya 2017 g.)* [New Ideas in Earth Sciences: Proceed. of XIII Int. Scientific

and Practical Conf. (Moscow, April 5–7, 2017)]. Moscow: MGRI-RGGRU, 2017. P. 241–242.

*Samonov A. E.* Perspektivy razvitiya proizvodstva i potrebleniya redkozemel'noi produktsii v Rossii [The prospects of production and consumption of rare-earth products in Russia]. *Tipomorfnye mineraly i mineral'nye assotsiatsii – indikatory masshtabnosti prirodnykh i tekhnogennykh mestorozhdenii i kachestva rud: Mater. Vseros. nauchn. konf. Godichnoe sobranie RMO* [Typomorphic Minerals and Mineral Associations – Indicators of the Scale of Natural and Technogenic Deposits and Ores Quality. Proceed. of the All-Russ. Scientific Conf. Annual Meeting of the RMS]. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2008. P. 134–138.

*Sarychev G. A., Kosynkin V. D., Trubakov Yu. M.* Sovremennoe sostoyanie issledovaniy v oblasti tekhnologii redkozemel'nykh elementov v Rossii [The current state of research in the field of rare-earth element technology in Russia]. *Aktual'nye voprosy dobychi, proizvodstva i primeneniya redkozemel'nykh elementov v Rossii: mater. Vseros. konf. po redkozemel'nym materialam RZM-2013, 20–21 noyabrya 2013 g.* [Topical Issues of Extraction, Production and Application of Rare-earth Elements in Russia: Proceed. of the All-Russ. Conf. on Rare-earth Materials REM-2013 (November 20–21, 2013)]. Seversk: STI NIYaU MIFI, 2013. P. 12–20.

*Seredin V. V.* Novyi metod pervichnoi otsenki perspektivnosti redkozemel'nykh rud [A new method for primary evaluation of the potential of rare earth element ores]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits]. 2010. Vol. 52, no. 5. P. 475–480.

*Seredin V. V., Kremenetskii A. A., Trach G. N., Kovalenko S. V., Semenov E. F.* Novyi potentsial'no promyshlennyi tip ittrievozemel'noi mineralizatsii v Yugo-Zapadnom Primor'e [A new potentially industrial type of yttrium earth mineralization in the south-western Primorye]. *Razvedka i okhrana nedr* [Exploration and Protection of Mineral Resources]. 2006. No. 9-10. P. 37–42.

*Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Skamnitskaya L. S., Garanzha A. V., Ruchyov A. M.* Granatovye rudy Karelii [Garnet ores of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. 208 p.

*Shevchenko S. S.* Mineralogo-geokhimicheskie osobennosti rudosnykh metasomatitov i perspektivy vyyavleniya kompleksnogo blagorodnometall'no-medno-nikelevogo orudneniya v Belomorskom podvizhnom poyase deposit [Mineralogical and geochemical features of ore-bearing metasomatites and prospects for the detection of complex noble metal-copper-nickel mineralization in the Belomorian mobile belt]: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Miner.) thesis. St. Petersburg, 2011. 20 p.

*Slyudonosnye pegmatity Severnoi Karelii (geologiya, mineralogiya, geokhimiya i genezis)* [Micaceous pegmatites of Northern Karelia (geology, mineralogy, geochemistry, and genesis)]. Leningrad: Nedra, 1976. 367 p.

*Skublov S. G., Levskii L. K., Marin Yu. B., Gembitskaya I. M., Azimov P. Ya., Larionov A. N.* Vozrast, geokhimiya mineralov i usloviya obrazovaniya Shueretskogo mestorozhdeniya granatov (Belomorskii poyas) [Age, mineral geochemistry, and conditions of the formation of the Shueretskoe garnet deposit (Belomorian Belt)]. *DAN [Dokl. Earth Sciences]*. 2009. Vol. 429, no. 5. P. 661–667.

*Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Mikhailova A. I., Rybnikova Z. P., Paramonov A. S., Utitsina V. L., Kolodei V. S., Ekhova M. V.* Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precise geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of the Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

*Tomtorskoe mestorozhdenie.* Regional'nyi portal Dal'nii Vostok [The Tomtorsk mineral deposit. The Far Eastern regional portal]. URL: <http://nedradv.ru/mineral/places/?search=%D1%82%D0%BE%D0%BC%D1%82%D0%BE%D1%80/> (accessed: 23.11.2016).

Received April 07, 2017

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### **Ручьев Андрей Михайлович**

старший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: [ruchyov@krc.karelia.ru](mailto:ruchyov@krc.karelia.ru)  
тел.: 89214559451

## CONTRIBUTOR:

### **Ruchyov, Andrey**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: [ruchyov@krc.karelia.ru](mailto:ruchyov@krc.karelia.ru)  
tel.: +79214559451

УДК 553.69 (470.22)

## **ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ КОМПЛЕКСНЫХ ГРАНАТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ВЫСОТА-181»**

**А. Г. Никифоров**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

Актуальность работы связана с тем, что во всем мире увеличивается важность комплексной оценки минеральных ресурсов, особенно в случаях совместного появления минералов с близкими или одинаковыми технологическими свойствами. Для достоверного и полного картирования рудных тел, разделения руд по типам, особенно в областях интенсивных метаморфических преобразований, важно учитывать все факторы, обеспечивающие контроль руд. На формирование комплексных гранатовых руд месторождения «Высота-181» Хизоваарского рудного поля важнейшее влияние оказали метаморфические процессы и метасоматоз кислотных и основных фаций. В состав комплексных руд входят такие промышленные минералы, как гранат, кианит, ставролит и мусковит. Для месторождения «Высота-181» факторы контроля руд могут быть подразделены на три группы: литологические, петрологические и структурные. Наибольшее значение для формирования руд имеют состав протолита и процессы метасоматоза кислотных и основных фаций. Минералогическое картирование пород месторождения позволяет выделить три типа руд: кианит-ставролитовые, мусковитовые и гранатовые. Для данных типов руд в работе выявлены наиболее характерные факторы контроля. Результаты работы могут быть использованы для оценки рудных проявлений и месторождений промышленных минералов, возникновение которых связано с региональным метаморфизмом и метасоматозом протерозоя Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит; контроль руд; промышленные минералы; гранат; кианит; мусковит; ставролит.

### **A. G. Nikiforov. COMPLEX GARNET ORE CONTROL FACTORS FOR THE VYSOTA-181 DEPOSIT**

The need for this study arises from the globally growing demand for integrated assessment of mineral resources, particularly in the cases of co-occurrence of minerals with similar or identical processing characteristics. To ensure reliable and full ore body mapping and discrimination of ore types, especially in areas with intensive metamorphic alteration, it is essential to take into account all ore control factors. The main controls of the complex garnet ore formation in the Vysota-181 deposit were metamorphic processes and metasomatism of acid and base facies. The industrial minerals in the complex ore are garnet, kyanite, staurolite, muscovite. Ore control factors for the Vysota-181 deposit can be arranged into three groups: lithological, petrological, and structural. Of primary importance for ore formation are the protolith composition and metasomatism of acid and base facies. Geometallurgical mapping of the deposit reveals three types of ores: kyanite-staurolite-, muscovite-, and garnet-type. The most characteristic control factors for these ore types were identified in this study. The results of the study can be used to as-

sess ore occurrences and industrial mineral deposits associated with regional Proterozoic metamorphism and metasomatism in the Fennoscandian shield.

**Key words:** Fennoscandian shield; ore control; industrial minerals; garnet; kyanite; muscovite; staurolite.

## **Введение**

Для зеленокаменных поясов Северной Карелии характерно формирование руд промышленных минералов – кварца, граната, кианита, ставролита, графита, мусковита, пирита, талька [Щипцов, 2007]. Формирование руд связано с многоэтапными метаморфическими и метасоматическими процессами. Непосредственно в пределах Хизоваарской структуры получили развитие кианитовые (северная и южная линзы месторождения «Хизоваара») [Щипцов и др., 1988], мусковитовые (месторождение «Восточная Хизоваара»), гранатовые (месторождение «Высота-181») руды, проявления декоративных пород («фукситовый» участок) [Щипцов и др., 1988]. Для всех руд характерна комплексность и химическая специализация промышленных минералов. Это связано в первую очередь с глубоким многоэтапным метаморфизмом и метасоматозом. На месторождении «Высота-181» комплексные гранатовые руды приурочены к участкам интенсивного метаморфизма амфиболитовой фации и метасоматоза кислотных и основных фаций. В наибольшей степени метасоматическим процессам подверглись комплексы гранат-биотитовых гнейсов, с которыми связан наибольший объем руд месторождения. Целью статьи является описание структурных, метаморфических и метасоматических процессов в качестве рудоконтролирующих факторов для руд месторождения «Высота-181», выявление степени их важности для процессов оруденения.

## **Методы картирования и анализа**

Для анализа метасоматической зональности и ассоциированных с ней комплексных руд применялась методика минералого-технологического картирования на основе выделения метаморфических типов протолита, петрографического состава метасоматических зон и технологических испытаний для малых технологических проб [Никифоров, 2015]. Данный способ удобен для крупномасштабной съемки [Геологическая..., 1996] и позволяет отследить закономерности распределения промышленных минералов. Основной акцент статьи сделан на классификации рудоконтролирующих

факторов и типов руд, в связи с этим было проведено петрографическое исследование шлифов из ориентированных образцов для выявления микроструктурных особенностей, минералогический и рентгено-флюоресцентный (с выделением петрогенных элементов) анализы для изучения химических и минеральных трендов изменения пород в зависимости от степени метасоматической переработки. Изучение составов минералов и их химической зональности проводилось на СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments). Для определения РТ-параметров использовался программный комплекс TWQ [Aranovich, Berman, 1996; Berman, Aranovich, 1996] и приложения TWQ\_Comb, TWQ\_View Д. В. Доливо-Добровольского (ИГГД РАН). Обозначения минералов приводятся по Кретцу [Kretz, 1983].

## **Геологическое строение Хизоваарского рудного поля**

Хизоваарское рудное поле было впервые описано как рудный узел кианитовых месторождений в результате комплексных геологоразведочных работ, проведенных под руководством Н. А. Волотовской. В процессе съемочных работ была выделена Хизоваарская структура (рис. 1), сложенная кристаллическими сланцами и амфиболитами архейского возраста [Борисов, Волотовская, 1941]. В структурном отношении она была описана как замок синклинальной складки, осложненной мелкими складками и сбросами. При геологической съемке были оконтурены три перспективные линзы кианитовых руд – северная, южная и восточная. Сложены линзы в основном кианитовыми гнейсами и кварц-кианитовыми метасоматитами со сложным петрографическим составом. Позже той же группой под руководством Волотовской было проведено доизучение пород свиты [Волотовская, Жиров, 1948]. В результате метаморфические комплексы были разделены следующим образом (систематика как у авторов):

1. Сланцы мусковитовые, двуслюдяно-гранатовые, мусковито-гранатовые.
2. Гнейсы биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-амфиболовые.
3. Амфиболиты полевошпатовые и гранатовые.

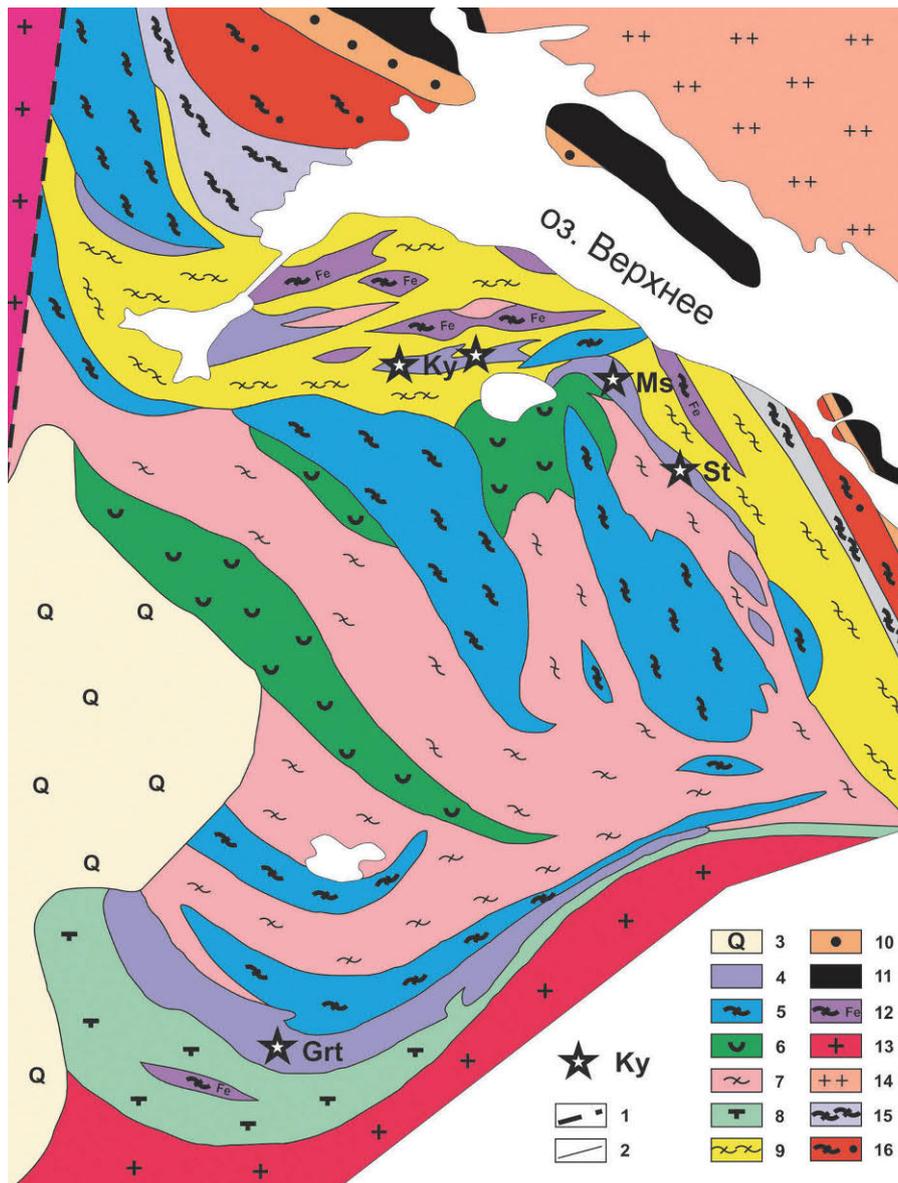


Рис. 1. Схема Хизоваарского рудного поля с проявлениями различных промышленных минералов в зонах интенсивной метасоматической переработки (на основе материалов В. В. Щипцова): 1 – тектонические нарушения, 2 – геологические границы, 3 – четвертичные отложения, 4 – кислотные метасоматиты, 5 – амфиболиты, 6 – метаморфизованные лавы и туфы, 7 – метадациты и метариолиты, 8 – силлы габбро, 9 – осадочно-вулканогенные и терригенные метаморфиты андезитового ряда, 10 – метавулканы бонинитовой серии, 11 – метаперидотиты, 12 – Mg-Fe-интрузивы, 13 – диориты и гранодиориты, 14 – микроклиновые граниты, 15 – метаандезиты, 16 – железистые metabазальты

Многоэтапные исследования в пределах структуры привели к оконтуриванию линз кианитовых месторождений, а впоследствии к выявлению, описанию и оценке новых объектов Хизоваарского рудного поля, детальному изучению метаморфизма и метасоматоза. У большинства исследователей практически не вызывает разногласий версия о сложноскладчатой структуре Хизоваарского рудного поля и о двух

четко установленных этапах метаморфизма, сформировавших современные рудовмещающие комплексы. Современные представления о структуре предполагают наличие в обрамлении структуры областей проявления кислотного метасоматоза, к которым и приурочены проявления и месторождения кианитовых, мусковитовых, ставролитовых, кварцевых и гранатовых руд.

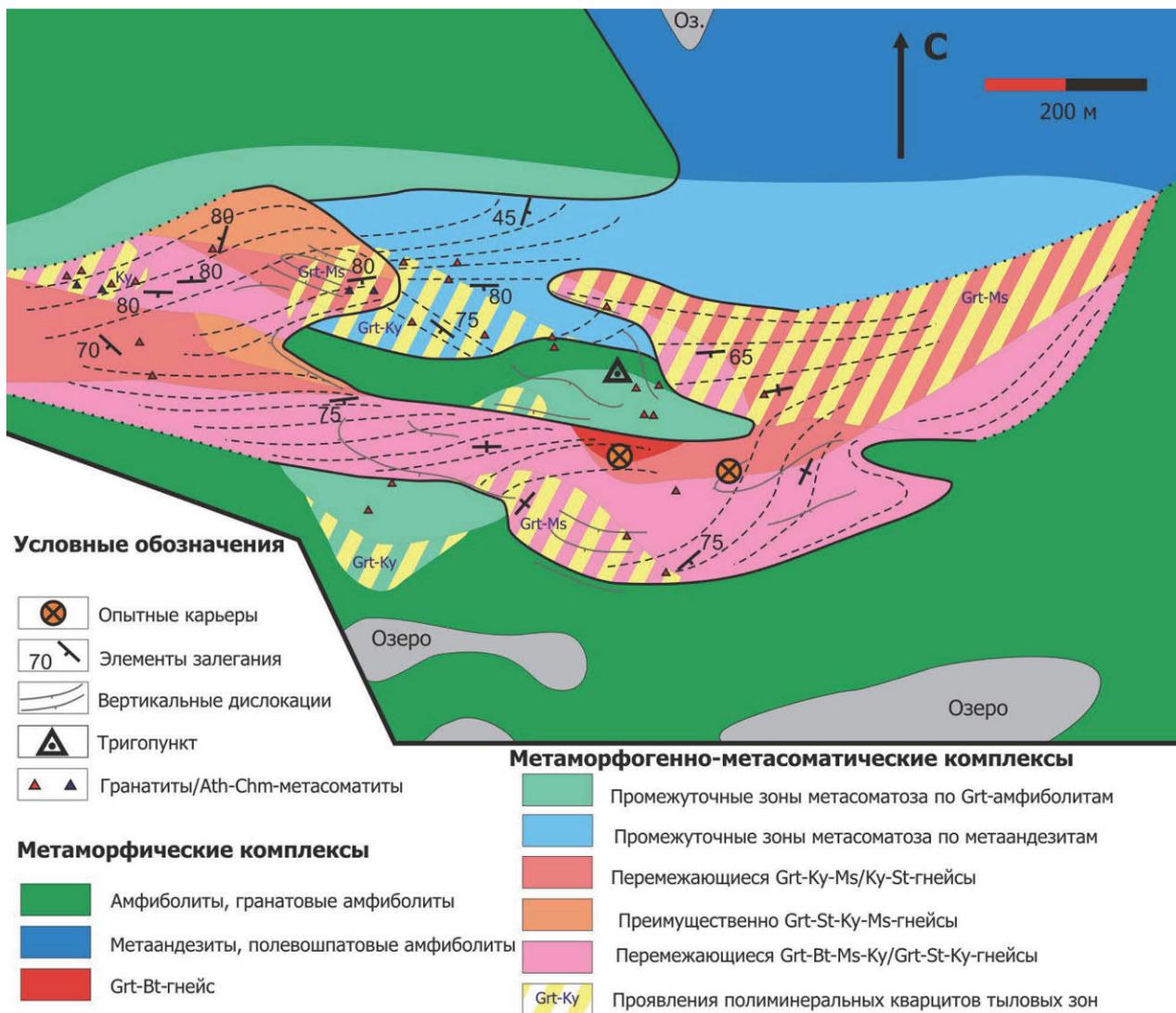


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения «Высота-181»

Из-за глубокой метаморфической переработки первичный протолит не всегда очевиден, но ясно установлено, что в строении структуры и отдельных ее участков принимают участие метавулканы основного и среднего состава, глубоко метаморфизованные осадочно-вулканогенные и осадочные породы [Слабунов, 2008]. Обрамление структуры представлено интрузиями кислого и среднего состава, а основное рудопроявление связано с метаморфогенно-метасоматическими комплексами и метасоматитами, приуроченными к обрамлению структуры (метаморфитам по осадочно-вулканогенным и терригенным породам).

### Метаморфизм и метасоматоз в пределах Хизоваарской структуры

Изучение метаморфизма и метасоматоза Хизоваарского рудного поля продолжалось на

протяжении долгого времени. В данный момент надежно установлены два этапа метаморфизма – лопийский (2,6–2,8 млрд лет) [Бибикина и др., 2003] и свекофенский (1,7–1,9 млрд лет) [Гродницкий, Сибелев, 1995]. Для оценки факторов рудоконтроля в пределах месторождения «Высота-181» важным является исследование более позднего свекофенского этапа. Разными исследователями в разные годы параметры свекофенского этапа метаморфизма оценивались приблизительно одинаково:  $P \sim 6-7$  кБар и  $T \sim 620-670^\circ$  [Бушмин, 1978; Бибикина и др., 2003; Володичев и др., 2011; Проскурин, 2014], что соответствует кианит-биотит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации [Bushmin, Glebovitsky, 2016]. Отдельный интерес представляет изучение связанного с региональным метаморфизмом метасоматоза. С. А. Бушмин [1978] детализировал метасоматические колонки для гранатовых и безгранатовых

амфиболитов. В монографии, посвященной метасоматическим процессам, связанным с региональным метаморфизмом [Глебовицкий, Бушмин, 1983], рассмотрены варианты кислотного выщелачивания по различным типам пород Хизоваарской структуры. Надежно был установлен и описан механизм формирования в тыловых зонах кианитовых кварцитов, кварц-мусковитовых и кварц-мусковит-кианитовых сланцев. Данные комплексы пород являются рудоносными для месторождений северной части Хизоваарской структуры. Рудовмещающие породы месторождения «Высота-181» имеют схожие схемы возникновения, но отличаются высоким содержанием граната во всех метасоматических зонах. Гранатосодержащие метасоматиты месторождения описаны в диссертационной работе Г. Ю. Проскурина как принадлежащие к кислотным (биотит-ставролит-гранат-кварцевые и гранат-мусковит-кианит-кварцевые метасоматиты) и основным фациям (гранат-ставролит-биотит-амфиболовые, гранат-биотит-плагиоклазовые и гранат-кварцевые метасоматиты) [Проскурин, 2014]

### Проявление «Высота-181»

Выделяются три группы метаморфических пород, развитых в пределах месторождения «Высота-181»: амфиболиты, в том числе гранатовые, амфиболсодержащие биотитовые гнейсы и гранат-биотитовые гнейсы. Необходимо отметить, что для амфиболсодержащих пород появление граната может быть следствием метасоматических процессов. Об этом свидетельствует отсутствие или незначительное содержание граната в амфиболитах, расположенных вне основной структуры месторождения. Наибольшее значение имеют распространенные в центре структуры гранат-биотитовые гнейсы и связанные с ними метасоматиты. С ними связано комплексное оруденение центральной линзы месторождения. Все породы в той или иной степени обладают признаками синхронных с метаморфизмом тектонических деформаций, амфиболиты при этом проявляют высокую устойчивость. В структуре этих пород явно различимы признаки пластичных и хрупких деформаций. Большое развитие получили кислотные метасоматиты, они и являются наиболее представительными рудовмещающими породами; основные метасоматиты редки и чаще всего характеризуются появлением ставролита. На рис. 2 приведены данные по петрографическому составу промежуточных и тыловых метасоматических зон, с которыми связано гранатовое, ставролитовое, кианитовое и мусковитовое оруденение. Гранат

проявлен достаточно широко и в метаморфических, и в метасоматических породах.

Занимающие центральную часть структуры Grt-Bt-гнейсы практически не представлены в виде метаморфического протолита. На всем протяжении центральной линзы выделены участки метасоматической переработки, в которых отчетливо прослеживается зональность. Несмотря на малый масштаб процессов, можно выделить определенные направления метасоматических изменений, которые отражаются в минеральном составе.

Метаморфические породы имеют следующий минеральный состав: амфиболиты (Amp+Pl+Qtz+Grt), биотит-амфиболовые гнейсы (Qtz+Pl+Amp+Bt), гранат-биотитовые гнейсы (Qtz+Pl+Bt+Grt).

Метасоматиты, развитые по различному субстрату, имеют составы, характеризующиеся высоким содержанием граната и кианита. Часто встречается ставролит и очень характерна более поздняя мусковитизация всех пород. Ниже представлена таблица 1, отражающая кислотный метасоматоз кианит-кварцевой фации.

В реальности часто наблюдаются процессы мусковитизации метасоматитов, связанные с мусковит-кварцевой фацией выщелачивания (рис. 3–5). В результате процесса формируются мусковит-гранатовые кварциты, представляющие большой интерес как комплексные руды. Подробное описание мусковит-кварцевой фации представлено в работе «Послемигматитовый метасоматоз» [Глебовицкий, Бушмин, 1983].

Для пород месторождения тыловые зоны кислотных метасоматитов часто содержат

Таблица 1. Метасоматическая колонка кислотных метасоматитов кианит-кварцевой фации по Grt-Bt-гнейсам (Qtz+Pl+Bt+Grt)

	Ф=Ki	Инертные компоненты
I	Qtz+Bt+Grt+St	SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO, MgO
II	Qtz+Ky+Grt Qtz+Ky+St	SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO
III	Qtz+Ky Qtz+Grt	SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
IV	Qtz	SiO <sub>2</sub>

Таблица 2. Метасоматическая колонка основных метасоматитов ставролит-гранатовой фации по Grt-Bt-гнейсам [Бушмин, Глебовицкий, 1983]

	Ф=Ki	Инертные компоненты
I	Qtz+Pl+Grt+St	SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO, CaO
II	Grt+St+Qtz	SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO
III	Grt+Qtz	SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
IV	Grt	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO

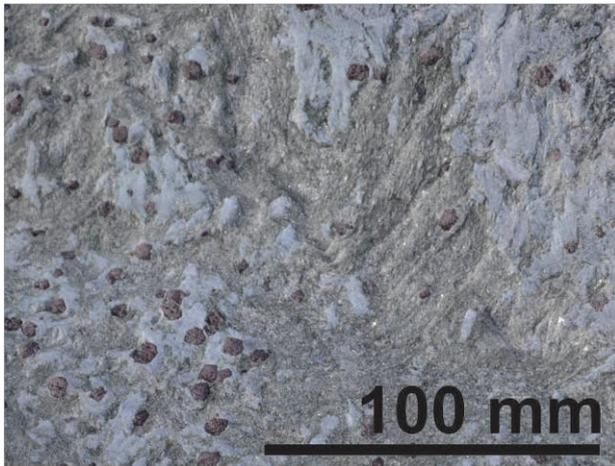


Рис. 3. Grt-Ms-Ky-Qtz-метасоматит

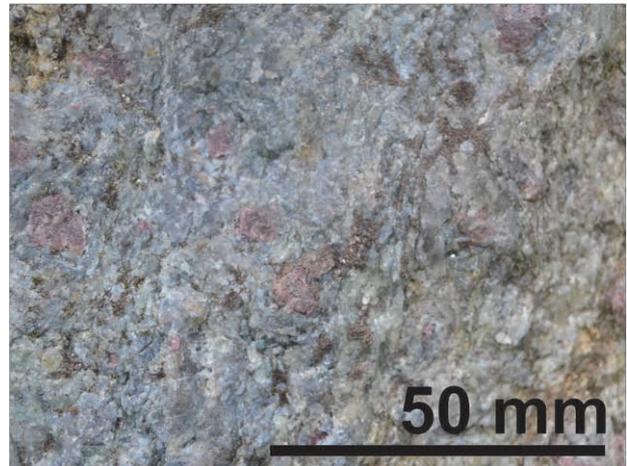


Рис. 4. Grt-Ky-Qtz-метасоматит с хрусталевидным кварцем

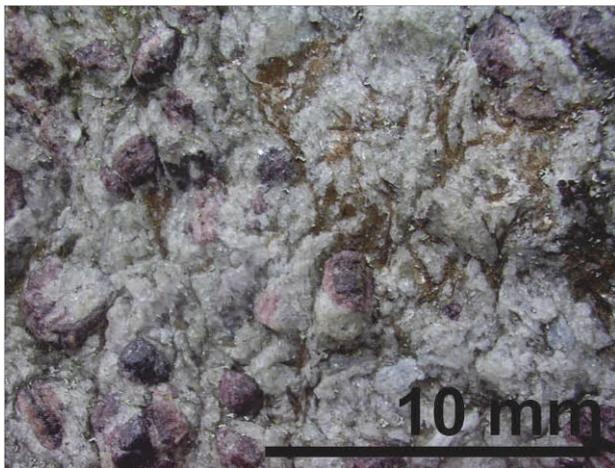


Рис. 5. Grt-Ms-Qtz-метасоматит тыловой зоны

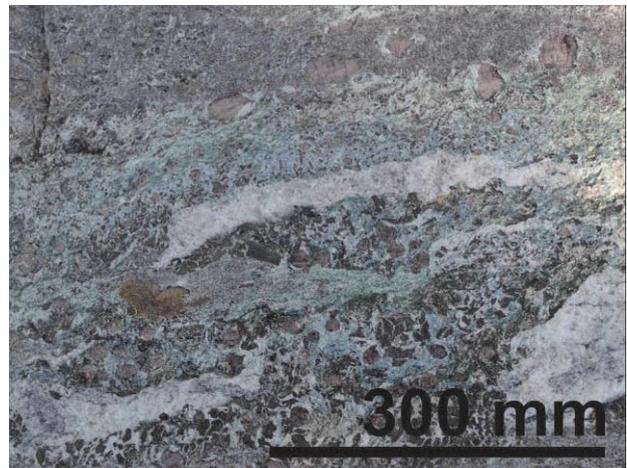


Рис. 6. Переход от Qtz-Grt-St-зоны с с/з St к Qtz-Ky-Grt-St-зоне с порфиробластическим St

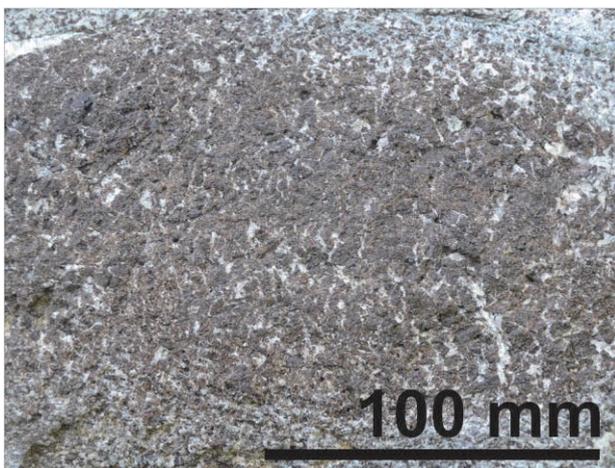


Рис. 7. St-метасоматит линзовидной формы

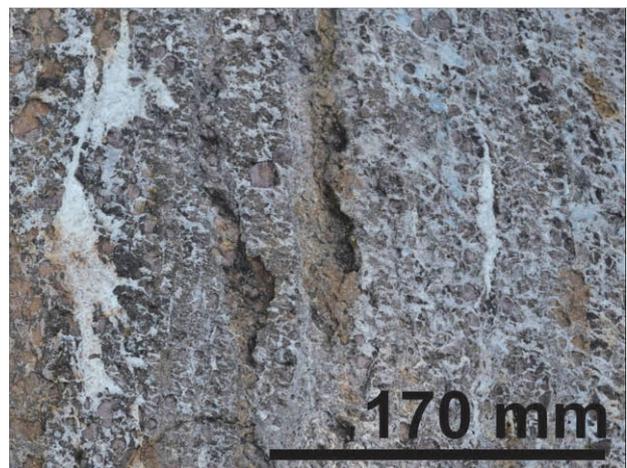


Рис. 8. Grt-St-Ky-Qtz-метасоматит

гранат, что может быть связано с сопряженным процессом железо-магнезиального метасоматоза. В крайних случаях наблюдаются линзы и жилы анхимоминеральных гранатитов среди кварцевых метасоматитов тыловых

зон. В породах во время минералогического картирования четко зафиксированы процессы возникновения ставролита и его исчезновения с замещением на кианит (с образованием псевдоморфоз в гранатовых зернах). Наибольшее

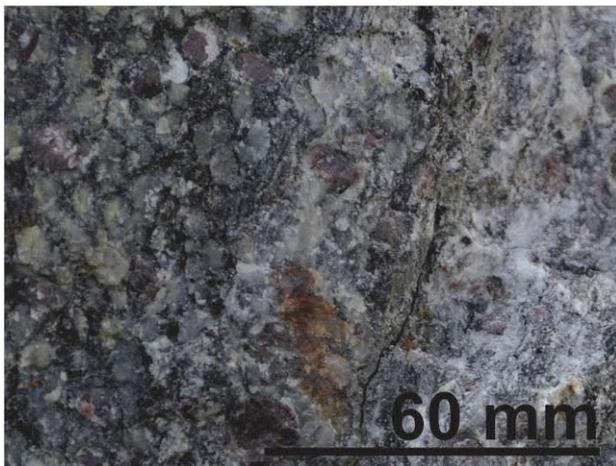


Рис. 9. Grt-Bt-гнейсы неизмененные

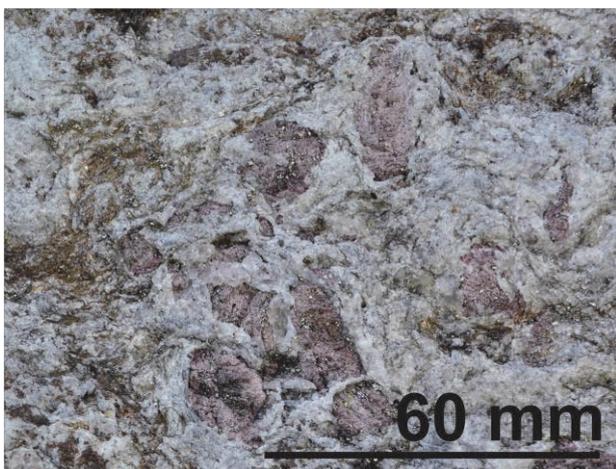


Рис. 10. Grt промежуточной зоны скелетный (до 18 см)

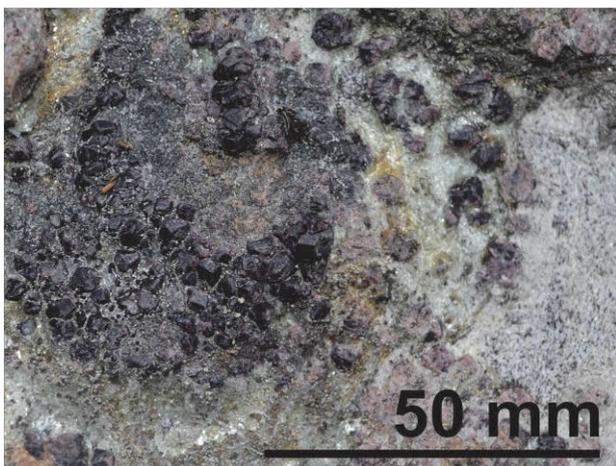


Рис. 11. Grt тыловых зон (0,5–2 см)

содержание граната и ставролита связано с основными метасоматитами ставролит-гранатовой фации (табл. 2).

Как и в случае с кислотным метасоматозом, Grt проявлен практически во всех зонах в виде порфиробластов, размер его зерен

существенно меньше (до 5 см) и реже наблюдаются скелетные формы. Очень часто наблюдается развитие поздних кислотных метасоматитов, характерных для Хизоваарской структуры [Проскурин, 2014] и приводящих к формированию метасоматических зон Qtz-Ky-Grt-St-, Qtz-Grt-Ky- и Qtz-Ky-состава (рис. 6–8).

Повсеместно проявлены процессы Fe-Mg-метасоматоза, результатом которых является возникновение граната даже в комплексах, приуроченных к тыловым зонам кислотного выщелачивания. Типоморфные разновидности кристаллов граната представлены на рисунках 9–11.

В реальной обстановке бывает сложно разделить метасоматиты, развитые по разным метаморфическим породам, из-за схожести состава промежуточных зон. Минеральный состав наиболее распространенных рудовмещающих пород, выявленных на основании минералого-технологического картирования (с пробным обогащением), выглядит следующим образом (сводная схема для центральной линзы, ассоциированной с Grt-Bt-гнейсами):

1. Qtz+Pl(n~66)+Grt+Bt. Гранат-биотитовые гнейсы, часто прослеживается образование мусковита в незначительных концентрациях. Из промышленных минералов содержит гранат. В пределах комплекса этих пород был заложен один из опытных карьеров с последующей разработкой схемы обогащения гранатовых руд как единственного полезного компонента [Щипцов и др., 2009].

2. Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+St. Для пород зоны характерно чередование Grt-St-Ms-Qtz и Grt-Bt-Ms-Qtz метасоматитов, при этом биотит отчетливо исчезает в существенно более мусковитовых или более ставролитовых зонах. Содержание граната, как правило, высокое.

3. Qtz+Ky+Grt+St и Qtz+Ms+Ky+Grt+Bt. Метасоматиты промежуточных зон содержат характерные ассоциации Grt+St, St+Ky, Grt+Ms+Ky. Такие минеральные ассоциации могут формироваться в колонках как кислотных, так и основных метасоматитов. Начало формирования кианита связано с этими комплексами, но максимального содержания он достигает лишь в тыловых зонах. Промежуточные зоны наиболее интересны для комплексного изучения руд, содержат полезные компоненты в различных взаимоотношениях и наиболее распространены в пределах месторождения (более 50 % по площади от основной линзы и более 60 % по объему надежно разведанных запасов).

4. Qtz+Ky+Grt и Qtz+Ms+Grt. Тыловые зоны характеризуются возникновением существенно кварцевых пород с порфиробластическим

гранатом, чешуйчатым мусковитом и неяснозернистым кианитом. Комплекс Gr-Ms-Qtz-метасоматитов был изучен во время опробования второго опытного карьера [Щипцов и др., 2009].

5. Grt+Qtz, Ky+Qtz и Ms+Qtz. Породы тыловых зон характеризуются биминеральным составом, содержание граната, кианита и мусковита в них последовательно уменьшается. Наиболее распространены Grt-Qtz-метасоматиты с порфиروبластическим мелко- и среднезернистым гранатом. Также в этих зонах возникают линзы и жилы гранатитов. Породы зон перспективны для добычи граната и в некоторых случаях мусковита.

6. Qtz. Мономинеральные метасоматические кварциты встречаются редко в пределах месторождения, чаще всего в виде маломощных линз.

### Тектонические деформации

Наиболее интенсивные тектонические деформации развиты по простиранию 80°. При этом есть признаки катакластических деформаций крупных порфиробластов граната (рис. 12) и синхронное с этим появление кристаллобластов граната другой генерации (рис. 13). Структурные изменения представлены в основном милонитизацией с постепенным (по зонам) замещением биотита мусковитом (рис. 14).

Очевидно, что интенсивность метасоматических процессов в большинстве случаев определяется активностью тектонических деформаций. Практически всегда в зонах расланцевания наблюдаются процессы метасоматоза мусковит-кварцевой фации, приводящие к образованию богатых мусковитом (до 30 %) участков.

### Рудоконтролирующие факторы

В первую очередь необходимо отметить, что литологические и петрологические рудоконтролирующие факторы дают прямую зависимость характера оруденения от петрографического состава. Основной тип руд месторождения – гранатовые с сопутствующими промышленными минералами: кианитом, ставролитом, мусковитом. Гранат встречается во всех рудах месторождения, в том числе в анхимоминеральных разновидностях. В комплексных рудах наиболее часто он находится в ассоциации с кианитом и ставролитом, либо в ассоциации с мусковитом. Результаты минералого-технологического картирования (опробование, проводимое по профилям и на

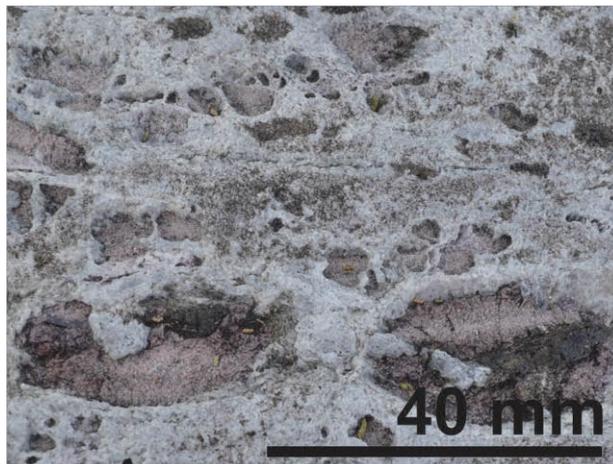


Рис. 12. Порфиробласты граната в микроскладчатой зоне

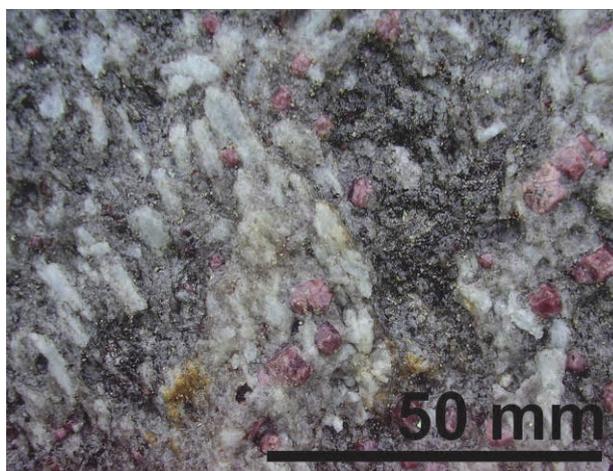


Рис. 13. Новообразованный Grt в Bt-Ms-Qtz-метасоматите

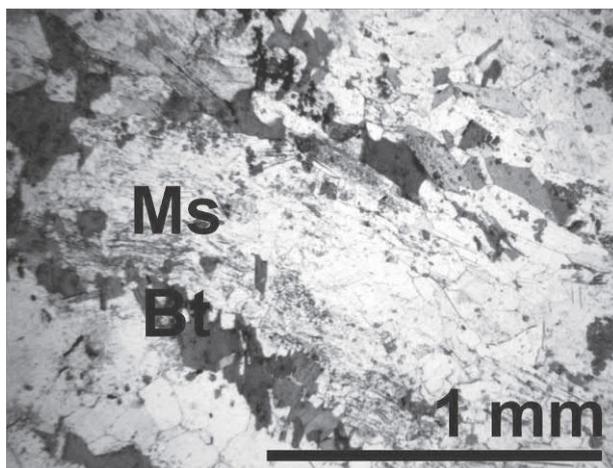


Рис. 14. Bt-Ms-Qtz-милонит

площадках статистики, и опытное обогащение) показывают наличие трех основных типов руд – гранатовые, ставролит-кианит-гранатовые и мусковит-гранатовые. Встречаются также кианитовые и мусковитовые метасоматиты, не

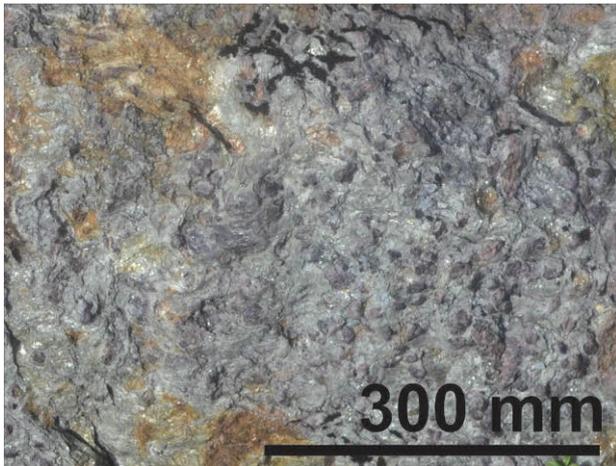


Рис. 15. Grt-Ky-Ms-Qtz-метасоматит



Рис. 16. Grt-Ms-Qtz-метасоматит промежуточной зоны

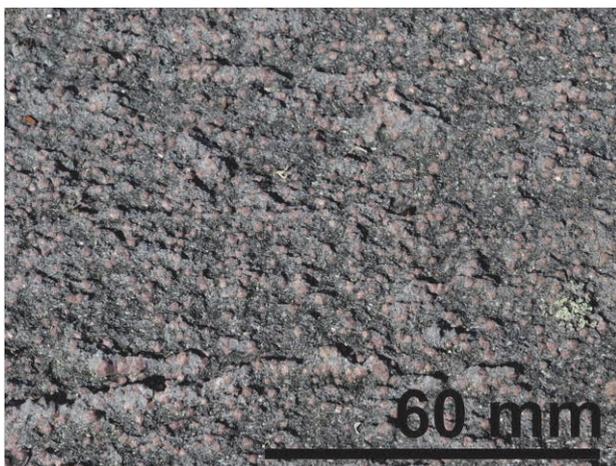


Рис. 17. Grt-амфиболит с признаками метасоматической структуры порфиробластов Grt

имеющие широкого распространения в пределах месторождения.

Ставролит-кианит-гранатовые руды представлены метасоматитами, развитыми по амфиболсодержащим и гранат-биотитовым гнейсам,

при этом в метасоматитах по амфиболовым гнейсам наблюдаются наиболее богатые ставролит-кианит-гранатовые и кианит-гранатовые руды. К данному типу руд относятся и метасоматические зоны, вмещающие Grt-Ky-Ms-Qtz-ассоциацию, наиболее распространенную в пределах месторождения (рис. 15). Руды данного состава чаще могут быть связаны как с кислотным, так и с основным метасоматозом, но наибольшее содержание кианита наблюдается в предтыловых зонах кислотного метасоматоза Ку субфации.

Мусковит-гранатовые руды развиты по гранат-биотитовым и амфибол-биотитовым гнейсам (рис. 16). С амфибол-биотитовыми гнейсами ассоциированы зоны Grt-Ky-Ms-St-Qtz-метасоматитов. С Grt-Bt-гнейсами связаны наиболее обширные зоны Grt-Ms-Qtz-метасоматитов с порфиробластическим гранатом 5–20 мм.

Grt-руды представлены тремя типами пород: гранатовыми амфиболитами (рис. 17), основными метасоматитами ставролит-гранатовой субфации по всем типам протолита и анхимоминеральными гранатитами, формирующимися при Fe-Mg метасоматических процессах и пространственно связанными с зонами контакта гранатовых амфиболитов и высокоглиноземистых пород.

В таблице 3 указаны минералогические анализы для Grt-Bt-гнейсов и апогнейсовых метасоматитов (см. сводную схему и табл. 1 и 2). Отчетливо виден рост содержания кианита и мусковита по мере продвижения от передовых зон к тыловым, вариации содержания граната в различных по составу (преимущественно Grt-St либо Bt-Ms) зонах, появление и исчезновение St. Промежуточные зоны (2-3) наиболее неоднородны по содержанию промышленных минералов. В тыловых зонах (4-5) общее содержание промышленных минералов, как правило, не такое высокое, как в промежуточных, но преобладают биминеральные и мономинеральные руды.

Можно выделить следующие группы факторов контроля руд в пределах месторождения.

#### 1. Литологические факторы

**Пространственная связь с толщами амфиболовых гнейсов (вмещающие породы).** Пространственная связь рудных тел с метаморфическими породами является важнейшим геологическим признаком, относящимся к литологическим факторам контроля руд. Данные о вмещающих руды породах используются при первичном картировании и геометризации рудных залежей, выявлении закономерностей оруденения. Для исследуемого участка

Таблица 3. Минералогия рудовмещающих комплексов, ассоциированных с метасоматической зональностью

Состав пород	Зональность	Grt %	St %	Qtz %	Pl %	Ms %	Bt %	Ky %
Qtz-Pl-Grt-Bt	1	20,6	1	50	21,1	0,03	5,53	0
Qtz-Pl-Bt-Grt	1	8,1	0	50,7	23,2	1	13,2	0
Qtz-Pl-Bt-Grt	1	7,2	0,6	50,7	27,8	3,1	8,9	1,2
Qtz-Grt-Pl-Ky	2	22,86	1,95	43,84	12,74	3,77	1,82	11,46
Qtz-Grt-Pl-Ms-St-Ky	2	11,8	6,2	56,5	8,2	8,1	1,2	5,3
Qtz-Grt-Pl-Ms	2	9,2	0	55,4	17,7	12	2,4	0
Qtz-Grt-Ky-Bt-Pl	2	29,7	4,3	37,2	6,1	2,1	6,6	11,8
Qtz-Grt-Pl-Ms	2	13,1	0	64,7	9,1	7,7	4,2	0
Qtz-Ky-Pl-Grt-Bt	2	12,7	1,8	42,4	14,9	2,6	5,8	18,5
Qtz-Ky-Grt-Ms-Pl	3	11,6	0,8	45,8	9	9,8	4,2	16,5
Qtz-Grt-Ms-Pl	3	24,8	0	46,9	9,5	12,7	1,5	3,2
Qtz-Ky-Grt	3	15,6	0	47,5	8	2,1	1,5	23
Qtz-Ms-Grt-Pl	3	9,2	0	65,4	6,9	14,8	2,8	0
Qtz-Grt-Ms-Pl	3	13,8	1,1	65,8	5,2	6,4	1,8	4,2
Qtz-Ky-Ms-Pl	3	13,1	2,8	50,1	5,1	8,9	2,7	15,1
Grt-Qtz-Ky-St	3	35,5	13	31,7	0,2	0,5	0,1	14,4
Qtz-Ms-Ky-Grt	3	9,02	0,43	40,27	0	24,83	3,82	20,6
Qtz-Grt-Ky-St	3	21,94	5,16	51,09	0	3,05	0,1	17,1
Qtz-Ky-Grt	4	13,4	1,2	46,8	4,2	1,9	0,3	30
Ms-Qtz-Ky-Grt	4	7,26	2,4	17,25	0	58,06	0,43	12,0
Qtz-Ms-Ky	4	3,25	0,86	51,48	0	28,8	4,8	10,47
Grt-Qtz	5	58,53	0,13	26,67	4,96	0,93	0	1,88

Таблица 4. Нормализованные результаты микрозондовых анализов для зерен граната

	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	MnO	Fe <sub>n</sub> O <sub>m</sub>
Grt I	3,07	20,39	35,59	4,10	0,94	35,92
Grt II	2,45	20,67	35,87	5,68	0,90	34,42
Grt III	4,78	20,27	35,64	4,84	0,95	33,51
Grt IV	4,19	21,22	36,33	6,23	1,21	30,82
Grt V	3,58	20,93	35,93	5,65	0,68	33,24
Grt VI	4,09	20,81	36,25	5,90	1,15	31,81

в силу активных метасоматических процессов характер вмещающих пород не всегда коррелирует с конкретными типами руд. Амфиболовыми гнейсами в работе называется ряд пород с преимущественным содержанием Amph, Bt и Pl ( $n > 70$ ). Толщи данных пород занимают западную и северо-западную часть структуры.

**Пространственная связь с толщами гранатовых амфиболитов (вмещающие породы).** Безгранатовые амфиболиты развиты широко в обрамлении месторождения. В пределах структуры и на контактах с другими комплексами получили развитие гранатосодержащие амфиболиты, что может говорить о появлении граната как о метасоматическом признаке. Метасоматиты, имеющие в качестве исходного субстрата амфиболиты, встречаются редко и приурочены к тектоническим несогласиям. Как следствие, промежуточные зоны имеют небольшую мощность и наблюдаемые

метасоматиты имеют состав полиминеральных вторичных кварцитов.

**Пространственная связь с толщами гранат-биотитовых гнейсов (вмещающие породы).** Гранат-биотитовые гнейсы являются основной рудовмещающей и наиболее метасоматически измененной породой. Занимают центральную часть месторождения, ярко выражены в рельефе и хорошо обнажены. По Grt-Bt-гнейсам сформировано наиболее значимое оруденение Grt-St-Ky- и Grt-Ms-метасоматитов.

## 2. Петрологические факторы

**Региональный метаморфизм.** Важно отметить, что формирование существующих рудных комплексов связано с более поздним этапом (~1,8 млрд лет), который и будет рассматриваться в качестве метаморфического фактора контроля руд. Результаты

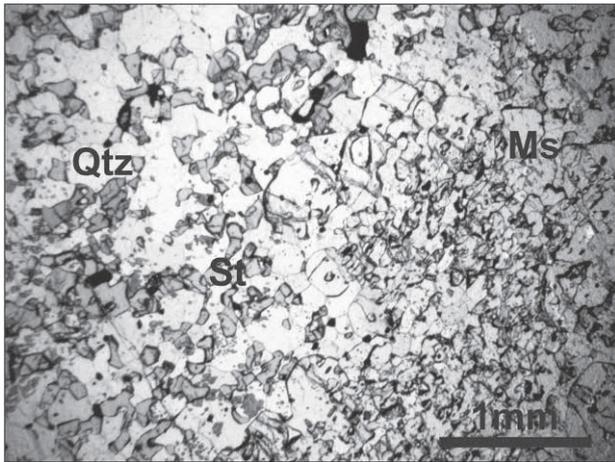


Рис. 18. Формирование скелетного ставролита (ставролитовая субфация)

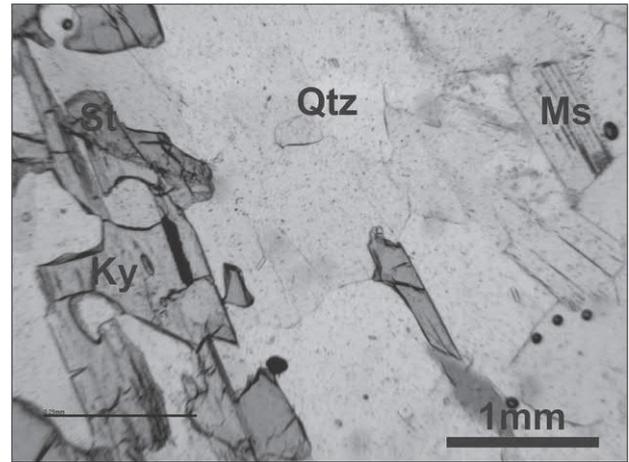


Рис. 19. Замещение St кианитом

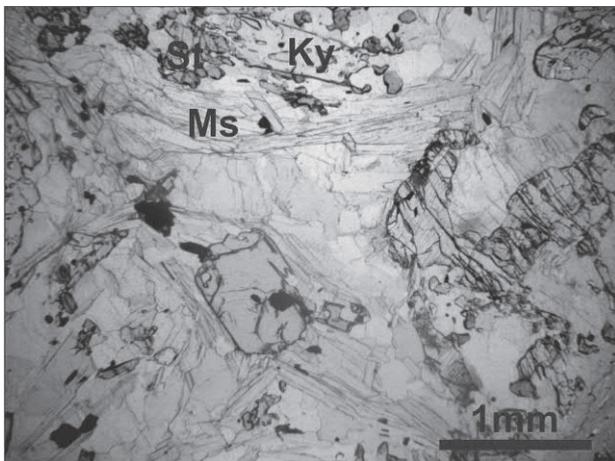


Рис. 20. Ky-Ms-Qtz-метасоматит и реликты St (кислотная фация, замещение St кианитом)

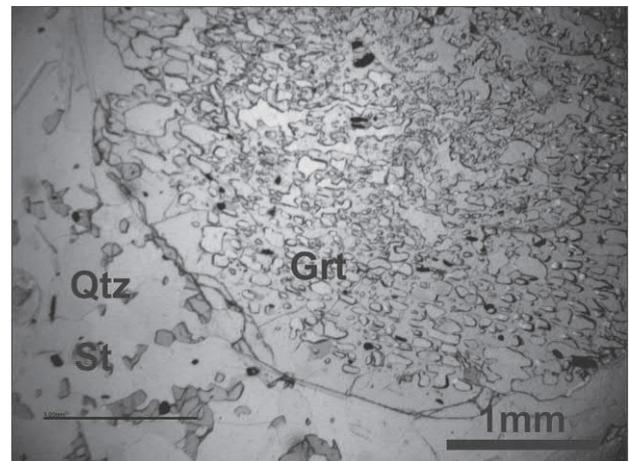


Рис. 21. Реликты скелетного ставролита и скелетный гранат

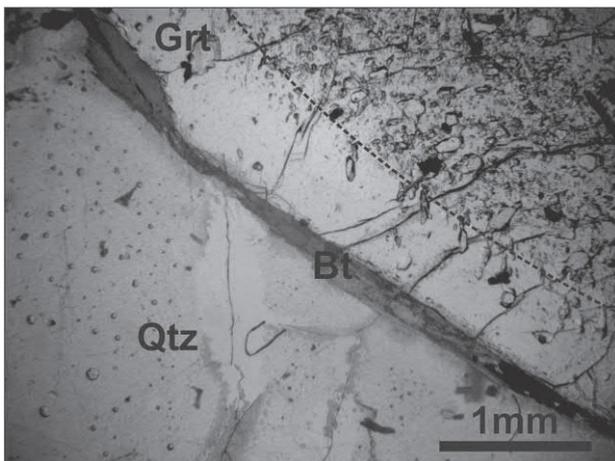


Рис. 22. Зональность граната промежуточной зоны

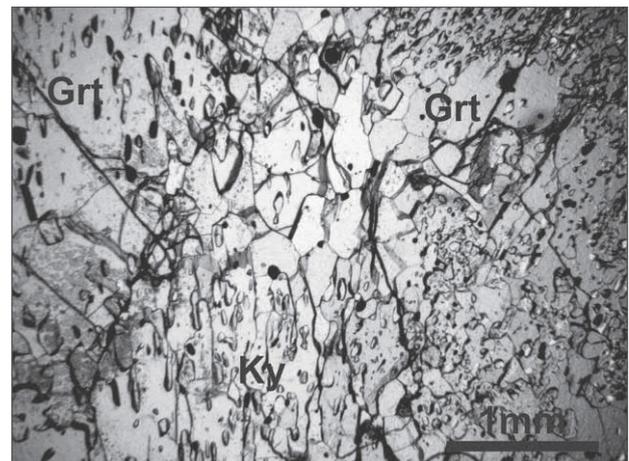


Рис. 23. Grt-Ky-Qtz-метасоматит

мультиравновесной барометрии с использованием программного комплекса TWQ показывают для гранатовых амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов  $P > 6,0$  кБар и  $T$  590 и 630 °С соответственно (средние значения), что позволяет отнести условия их образования

к биотит-кианит-гранат-калишпатовой субфации амфиболитовой фации на основе схемы фаций [Глебовицкий, Бушмин, 2009]. К промышленным минералам, сформировавшимся в результате свекофенского метаморфизма, относится гранат из гранат-биотитовых

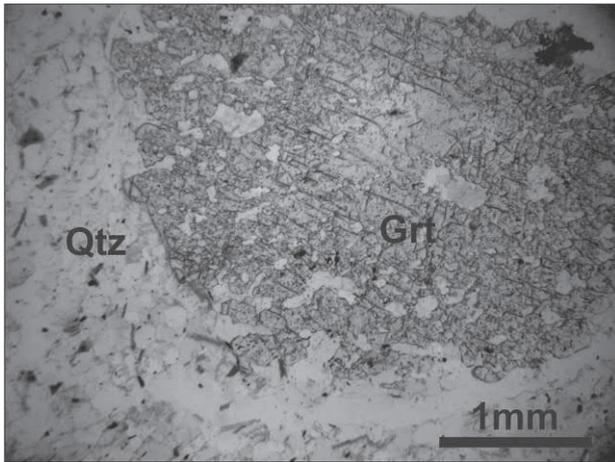


Рис. 24. Гранат предтыловой зоны Grt-Qtz-состава

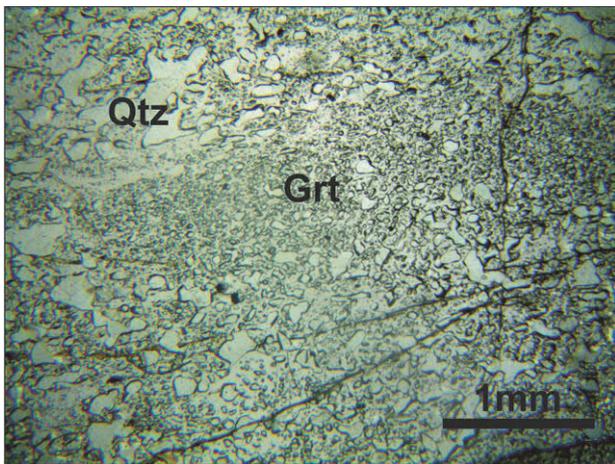


Рис. 25. Скелетный гранат промежуточной зоны гранат-ставролитовой субфации

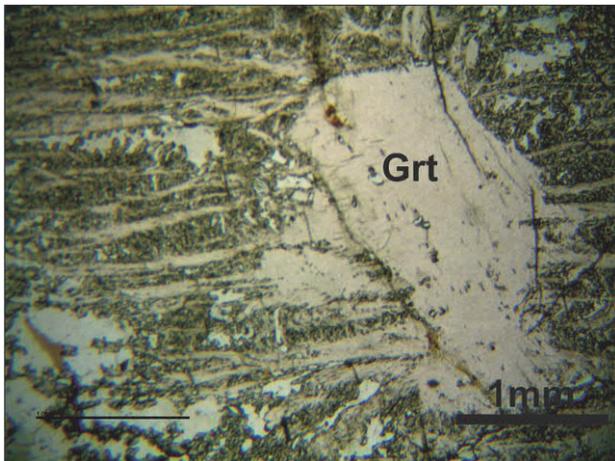


Рис. 26. Гранатит

гнейсов и гранатовых амфиболитов. Фактор метаморфизма наиболее обширный и явно характерный для всех пород месторождения, но не является первым по значимости для существующих рудных тел, так как их формирование во многом (более 70 % по объему для гранатовых руд, ~100 % для кианитовых, мусковитовых

и ставролитовых) связано с метасоматическими процессами.

**Многостадийный кислотный метасоматоз кианит-кварцевой и мусковит-кварцевой фаций и основной метасоматоз ставролит-гранатовой фации.** Проявлен повсеместно и является главным фактором формирования руд. Признаками метасоматического процесса являются: метасоматическая зональность, характерная линзовидная и жильная морфология, наличие реликтов пород протолита, порфиробласты граната и кианита, гранобластовые структуры пород, псевдоморфозы (в основном кианита по ставролиту и кварца по кианиту), зональность минералов и анхимономинеральные породы, приуроченные к тыловым зонам (рис. 18–26). Разделять процессы кислотного и основного метасоматоза не имеет смысла, так как чаще всего они формируют единые комплексы пород с частым чередованием рудоносных зон разного состава. В работе не рассматриваются редкие и локальные проявления основного метасоматоза амфибол-кианитовой фации как не имеющие значения в перспективе разработки месторождения. Процессы возникновения Ms-оруденения связаны с метасоматозом мусковит-кварцевой фации [Бушмин, Глебовицкий, 1983].

**Fe-Mg метасоматоз, сопряженный с кислотным выщелачиванием.** Данный процесс хорошо описан для метасоматитов Хизоваарской структуры и участка «Высота-181» в нескольких работах [Бушмин, 1978; Проскурин, 2014]. В аспекте рассматриваемой проблемы процесс интересен формированием анхимономинеральных гранатитов в виде жильных и линзовидных тел, часто приуроченных к контактам между породами протолита (рис. 26). Для месторождения «Высота-181» данный факт может объясняться дебазификацией железистых и магнезиальных глубинных метаморфитов. В таблице 4 представлены средние нормализованные результаты микрозондовых анализов для зерен граната из различных метасоматических зон. Выбирались только средние значения для внешних зон полнокристаллических гранатов, так как внутренняя метаморфическая зона и ядро часто сохраняются в промежуточных и тыловых зонах.

Grt I – Гранатовый амфиболит (метаморфическая порода)

Grt II – Grt-Vt-гнейс (метаморфическая порода)

Grt III – тыловая зона метасоматоза по гранатовому амфиболиту (кислотная фация)

Grt IV – тыловая зона метасоматоза по Amph-Vt-гнейсу (основная фация)

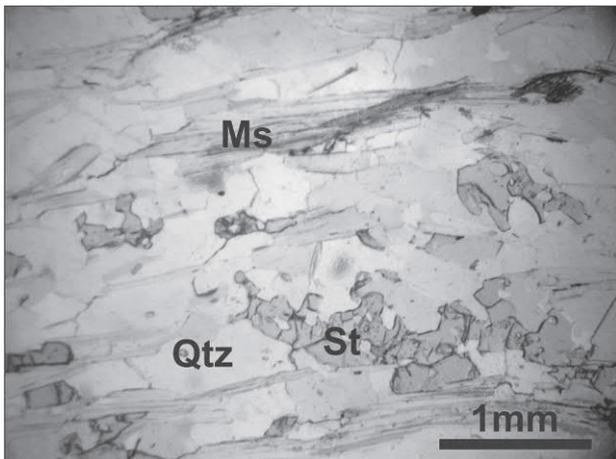


Рис. 27. Грубозернистый милонит с реликтами St

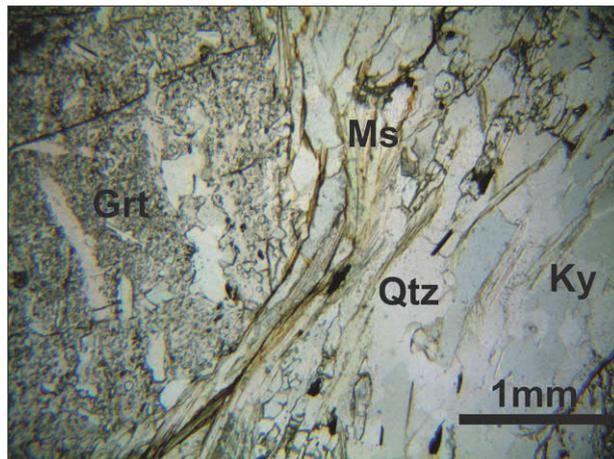


Рис. 28. Порфиробласт граната и начальная стадия милонитизации

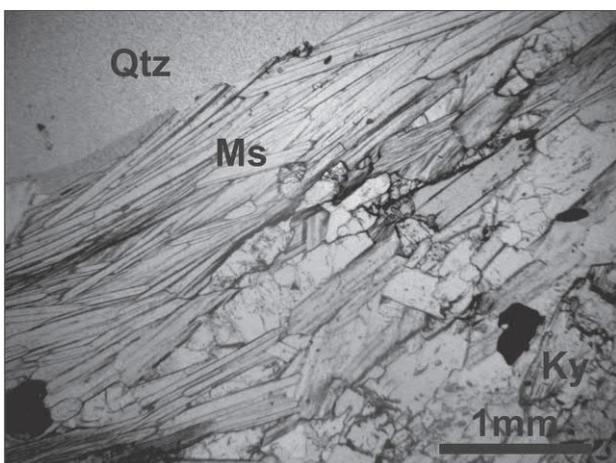


Рис. 29. Тонкий мусковитовый милонит

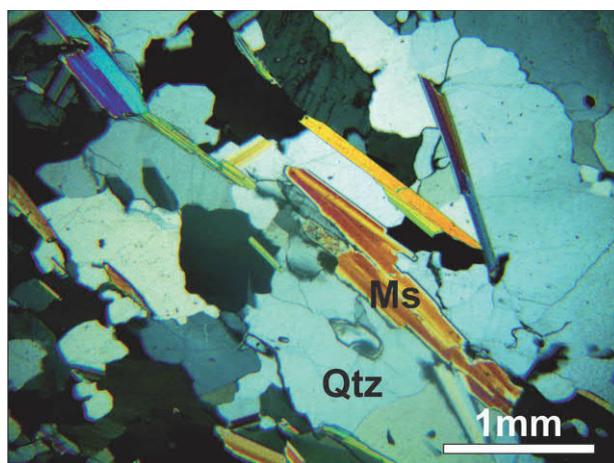


Рис. 30. Ms-Qtz-метасоматит (x)

Grt V – тыловая зона метасоматоза по Grt-Bt-гнейсу (кислотная фация)

Grt VI – анхимономинеральный гранатит (основная фация).

Четко видны отличия гранатов, сформированных в процессе основного метасоматоза ставролит-гранатовой фации, от остальных типов – повышенное содержание Ca, Mn и Mg и пониженное содержание Fe. Это может говорить о высокой подвижности Mg при относительной инертности Fe, что уже было описано для Хизоварской структуры [Глебовицкий, Бушмин, 1983]. Повышенное содержание кальция соответствует представлениям о фациях основного метасоматоза и упоминалось как следствие базификации пород месторождения [Проскурин, 2014].

### 3. Структурные факторы

**Синхронные с метасоматозом тектонические процессы милонитизации.** К тектоническим зонам приурочены наиболее

характерные метасоматиты тыловых зон, чаще всего с высоким содержанием мусковита. Это указывает на синхронность тектонического и метасоматического преобразования пород и высокую проницаемость тектонических зон для раствора. В качестве рудоконтролирующего фактора тектоника характерна для слюдястых и слюдосодержащих милонитов и бластомилонитов, чаще всего гранатовых (рис. 27–30).

Анализ данных, сведенных в таблицу 5, показывает некоторые важные закономерности: Ky-St-руды с наибольшим содержанием данных минералов формируются в результате как основного метасоматоза, так и кислотного выщелачивания. Ms-руды формируются в результате кислотного метасоматоза мусковит-кварцевой фации в основном по протолиту Grt-Bt-гнейсов. Grt-оруденение характерно для метаморфических пород: Grt-амфиболитов и Grt-Bt-гнейсов и метасоматитов по ним. Также формирование Grt происходит на участках Fe-Mg-метасоматоза (сбросовый процесс).

Таблица 5. Применимость факторов контроля для описания и геометризации типов руд

Факторы контроля руд	Комплексное оруденение		
	Ky-St	Ms	Grt
<b>1. Литологические факторы</b>			
пространственная связь с толщами Amph-гнейсов	++	+	-
пространственная связь с толщами Grt-амфиболитов	+	-	++
пространственная связь с толщами Grt-Bt-гнейсов	+	++	++
<b>2. Петрологические факторы</b>			
свекофеннский метаморфизм амфиболитовой фации с параметрами $T \sim 650^\circ$ , $P \sim 5-6$ кБар (прослеживается для оруденения, связанного с метаморфитами без явных наложенных метасоматических процессов)	-	-	++
основной метасоматоз ставролит-гранатовой фации	++	-	++
кислотный метасоматоз кианит-кварцевой фации	++	+	+
кислотный метасоматоз мусковит-кварцевой фации	-	++	-
Fe-Mg-метасоматоз, сопряженный с кислотным выщелачиванием, формирующий анхимономинеральные линзы гранатитов	-	-	++
<b>3. Структурные факторы</b>			
сдвиговые пластичные синметаморфические деформации с активной милонитизацией	-	++	-

Примечание. (-) – нехарактерно, (+) – характерно, (++) – наиболее характерно.

Описанные типы руд практически никогда не встречаются в чистом виде, что приводит к формированию комплексных руд.

## Закключение

Основные факторы контроля комплексных гранатовых руд месторождения «Высота-181» относятся к группам литологических и петрологических. Главным фактором можно считать кислотный метасоматоз кианит-кварцевой серии и основной ставролит-гранатовой серии, приводящий к формированию Grt-St-Ky-Ms-Qtz- и Grt-Ms-Qtz-метасоматитов, занимающих более 45 % объема всех руд месторождения. При этом для многих руд тыловых зон метасоматоза приуроченность к тому или иному типу протолита теряет свою значимость в силу единообразия состава. Исключением могут служить линзы и жилы анхимономинеральных гранатитов, формирование которых связано с Fe-Mg-метасоматозом. Такие тела обычно приурочены к контактам между метаморфическими комплексами и тектоническим несогласиям. Установлено, что содержание кианита максимально в предтыловых зонах по малослюдистым комплексам. В дальнейшем, при подвижности  $Al_2O_3$ , формируются либо анхимономинеральные кварциты, либо гранат-кварцевые комплексы, связанные со сбросовыми процессами Fe-Mg-метасоматоза. В схеме метасоматоза мусковит-кварцевой фации, включающей сохранение слюд, содержание кианита также может быть значительным, но важным промышленным минералом в тыловых зонах

является мусковит. Формирование граната связано со следующими процессами: метаморфизм, метасоматоз кислотной и основной фаций и Fe-Mg-метасоматоз. Результаты работы могут быть использованы для уточнения характеристик месторождения «Высота-181», на данный момент описываемого как проявление гранатовых руд [Щипцов и др., 2009]. Также можно с высокой надежностью предположить, что выявленные факторы контроля руд являются общими для всех объектов Хизоваарского рудного поля и частично применимы при изучении рудных комплексов метаморфогенных месторождений, сформированных в условиях регионального метаморфизма Фенноскандинавского щита.

*Работа выполнена в рамках тем НИР ПФНИ ГАН «Научное обоснование потенциала георесурсов нетрадиционных и новых промышленных минералов и горных пород Карелии при их комплексной оценке» (№ госрег. АААА-А16-116020410115-2).*

## Литература

- Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А., Грачева Т. В., Макаров В. А. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как акретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.
- Борисов П. А., Волотовская Н. А. Хизоваарское месторождение кианита в КФ ССР // Сов. геология. 1941. № 6. С. 8–26.

Бушмин С. А. Метасоматиты месторождения Хизоваара (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1978. № 7. С. 127–138.

Володичев О. И., Король Н. Е., Кузенко Т. И., Сибелев О. С. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов восточной части Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 49–55.

Волотовская Н. А., Жиров К. К. Хромсодержащие минералы свиты Хизоваара // Изв. Карело-Фин. науч.-исслед. базы АН СССР. Петрозаводск: Карело-Фин. база АН СССР, 1948. С. 41–53.

Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Метаморфический контроль рудных месторождений // Минерогения докембрия: Мат. всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 49–50.

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

Гродницкий Л. Л., Сибелев О. С. Позднесвекофеннский этап регионального метаморфизма, метасоматоза, пегматито- и рудообразования на территории Карелии и юго-западной части Кольского полуострова // Зап. ВМО. 1995. № 3. С. 26–32.

Никифоров А. Г. Корреляция результатов минерало-технологического картирования с геологическими условиями участка «Высота-181» // Сб. ст. IX Российского семинара по технологической минералогии, Магнитогорск. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 172 с.

Проскурин Г. Ю. Метасоматиты Тикшеозерского зеленокаменного пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2014. 222 с.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Щипцов В. В. Технологическая минералогия индустриальных минералов Карелии // Минералогия, петрология и минерогения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 119–123.

Щипцов В. В., Сыстра Ю. Й., Щипцова Н. И., Кулмала Т. К., Бородулин Ю. Д., Скамницкая Л. С., Захарова И. Б., Морозов Г. Г., Каненкова Е. А., Байбусинов Ш. Ш. Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия). Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. 105 с.

Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С., Гаранжа А. В., Ручьев А. М. Гранатовые руды Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 208 с.

Aranovich, L. Y., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126, no. 1/2. P. 25–37.

Berman R. G., Aranovich L. Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. P. 1–22.

Bushmin S. A., Glebovitsky V. A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 2. doi: 10.17076/geo265

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Поступила в редакцию 24.05.2017

## References

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Shchipanskii A. A., Gracheva T. V., Makarov V. A. Khizovaarskaya struktura Severo-Karel'skogo zelenokamennogo poyasa kak akkretirovannaya ostrovnaya duga pozdnego arkheya: izotopno-geokhronologicheskie i petrologicheskie dannye [The Hisovaara structure in the Northern Karelian greenstone belt as a Late Archean accreted island arc: isotopic geochronological and petrological evidence]. *Petrologiya* [Petrology]. 2003. Vol. 11, no. 3. P. 289–320.

Borisov P. A., Volotovskaya N. A. Khizovaarskoe mestorozhdenie kianita v KF SSR [The Hisovaara kyanite deposit in the Karelo-Finnish SSR]. *Sov. geologiya* [Soviet Geology]. 1941. No. 6. P. 8–26.

Bushmin S. A. Metasomatity mestorozhdeniya Khizovaara (Severnaya Kareliya) [Metasomatites of the Hisovaara deposit (North Karelia)]. *Izv. AN SSSR. Ser. Geologiya* [Proceed. AS USSR. Ser. Geol.]. 1978. No. 7. P. 127–138.

Geologicheskaya s'emka metamorficheskikh i metasomaticheskikh kompleksov [Geological surveying of metamorphic and metasomatic complexes]. St. Petersburg: VSEGEI, 1996. 416 p.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A. Metamorficheskii kontrol' rudnykh mestorozhdenii [Metamorphic control of ore deposits]. *Minerageniya dokembriya: Mat. vseross. konf.* [The Minerageny of the Precambrian Period: Proceed. of the All-Russ. Conf.]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. P. 49–50.

Glebovitskii V. A., Bushmin S. A. Poslemigmatitovyi metasomatoz [The postmigmatitic metasomatism]. Leningrad: Nauka, 1983. 216 p.

Grodnitskii L. L., Sibelev O. S. Pozdnesvekofennskii etap regional'nogo metamorfizma, metasomatoza, pегmatito- i rudoobrazovaniya na territorii Karelii i yugozapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova [The Later Svecofennian stage of regional metamorphism, metasomatism, pegmatite- and ore-forming processes in the territory of Karelia and the south-west of the Kola peninsula]. *Zap. VMO* [Proceed. of the Russ. Mineral. Society]. 1995. No. 3. P. 26–32.

Nikiforov A. G. Korrelyatsiya rezul'tatov mineralogotekhnologicheskogo kartirovaniya s geologicheskimi usloviyami uchastka "Vysota-181" [The correlation of the results of the mineralogical and technological mapping with the geological conditions of the Vysota-181

section]. *Sb. st. IX Rossiiskogo seminara po tekhnologicheskoi mineralogii, Magnitogorsk* [Proceed. of IX Russ. Seminar on Technological Mineralogy, Magnitogorsk]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2015. 172 p.

Proskurin G. Yu. Metasomatity Tiksheozerskogo zelenokamennogo poyasa [Metasomatites of the Lake Tikshozero greenstone belt]: Summary of PhD (Geol.-Min) thesis. St. Petersburg, 2014. 222 p.

Shchiptsov V. V. Tekhnologicheskaya mineralogiya industrial'nykh mineralov Karelii [Technological mineralogy of industrial minerals in Karelia]. *Mineralogiya, petrologiya i minerageniya dokembriiskikh kompleksov Karelii* [Mineralogy, Petrology, and Minerageny of the Precambrian Complexes in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. P. 119–123

Shchiptsov V. V., Bubnova T. P., Skamnitskaya L. S., Garanzha A. V., Ruch'ev A. M. Granatovye rudy Karelii [Garnet ores of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. 208 p.

Shchiptsov V. V., Systra Yu. I., Shchiptsova N. I., Kulmala T. K., Borodulin Yu. D., Skamnitskaya L. S., Zakharova I. B., Morozov G. G., Kanenkova E. A., Baibusinov Sh. Sh. Khizovaarskoe kyanitovoe pole (Severnaya Kareliya) [The Hisovaara kyanite field (North Karelia)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1988. 105 p.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkheiskikh podvizhnykh poyasov na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita [Geology and geodynamics of the Archean mobile belts exemplified on the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 296 p.

Volodichev O. I., Korol' N. E., Kuzenko T. I., Siblev O. S. Metamorfizm rannedokembriiskikh kom-

pleksov vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Metamorphism of the Early Precambrian complexes of the eastern part of the Fennoscandian Shield]. *Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei* [Geology of Karelia from the Archaean to the present]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 49–55.

Volotovskaya N. A., Zhiron K. K. Khromsoderzhashchie mineraly svity Khizovara [Chrome-bearing minerals of the Hisovaara suite]. *Izvestiya Karelo-finskoj nauchno-issledovatel'skoi bazy AN SSSR* [Proceed. of the Karelo-Finnish Scientific and Research Station AS USSR]. Petrozavodsk: Karelo-Fin. baza AN SSSR, 1948. P. 41–53.

Aranovich L. Y., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. Vol. 126, no. 1/2. P. 25–37.

Berman R. G., Aranovich L. Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. Vol. 126. P. 1–22.

Bushmin S. A., Glebovitsky V. A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of the KarRC of RAS]. 2016. № 2. doi: 10.17076/geo265

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Received May 24, 2017

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### Никифоров Александр Геннадьевич

младший научный сотрудник отдела минерального сырья  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: eoaster@yandex.ru  
тел.: +79116608602

## CONTRIBUTOR:

### Nikiforov, Aleksander

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: eoaster@yandex.ru  
tel.: +79116608602

УДК 553.411 + 553.24 + 553.078 (470.22)

## **БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАПАДНОГО ЭКЗОКОНТАКТА ХАУТАВААРСКОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)**

**Л. В. Кулешевич<sup>1</sup>, О. Б. Лавров<sup>1</sup>, А. В. Дмитриева<sup>1</sup>, В. М. Тытык<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

<sup>2</sup> ООО «Онего-золото», Петрозаводск

В экзоконтакте Хаутаваарского граносиенит-монцогранитового массива (Южная Карелия) установлены зоны окварцевания и метасоматические изменения пропилитового типа с Au-Bi-Te-содержащей полиметаллической и сульфоарсенидной минерализацией. Рудная минерализация северо-западного экзоконтакта массива представлена пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, встречаются висмутотеллуриды, гессит, электрум (Ag 30–35 %), алтаит, пиросмалит (редкий Mn-Fe-силикат). Зоны изменения выделяются повышенными концентрациями Mn, Cu, Zn, Ni и менее проявленными – Pb, Bi, Te, Mo, Au, Co, As. В юго-западном экзоконтакте массива к зоне биотит-хлорит-кварцевых метасоматитов по габбро приурочена сульфоарсенидная минерализация, представленная арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, шеелитом, пиритом, кобальтином, сфалеритом, тонкодисперсным золотом (~18–23 % Ag) и Au-Bi ассоциациями. Юго-западный ореол массива выделяется повышенными концентрациями As, Co, Pb, Cu, Zn, W, Bi, Au, Te.

**Ключевые слова:** золото-полиметаллические, золото-сульфоарсенидные проявления; метасоматические изменения; экзоконтакт; Хаутаваарский массив; Карелия.

### **L. V. Kuleshevich, O. B. Lavrov, A. V. Dmitrieva, V. M. Tytyk. PRECIOUS-METAL MINERALIZATION AT THE WESTERN EXOCONTACT OF THE HAUTAVAARA MASSIF, SOUTH KARELIA**

Intense silicification zones and metasomatic alterations (propylitic-type) with Au-Bi-Te-bearing base-metal and sulfoarsenide mineralization were revealed at the exocontact of the Hautavaara granosyenite-monzogranite massif, South Karelia. Ore mineralization at the northwestern exocontact of the massif consists of pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite and galena. There also occur bismuth tellurides, hessite, electrum (30–35 % Ag), altaite and pyrosmalite (rare Mn-Fe-silicate). Alteration zones display elevated Mn, Cu, Zn and Ni concentrations and lower Pb, Bi, Te, Mo, Au, Co and As concentrations. Sulfoarsenide mineralization, consisting of arsenopyrite, galena, chalcopyrite, scheelite, pyrite, cobaltite, sphalerite and finely-dispersed gold (~18–23 % Ag) and Au-Bi associations, is confined to a biotite-chlorite-quartz metasomatic rock zone over gabbro at the southwestern exocontact of the massif. The southwestern aureole of the massif contains elevated As, Co, Pb, Cu, Zn, W, Bi, Au and Te concentrations.

**Key words:** gold-base metal; gold-sulfoarsenide occurrences; metasomatic alterations; exocontact; Hautavaara massif; Karelia.

## Введение

Металлогению Хаутаваарской структуры определяют разнообразные типы руд и зоны вкрапленной минерализации. К ним относятся колчеданные, колчеданно-полиметаллические, Cu-Ni-сульфидные, Au-S-кварцевые, молибденовые руды, медно-сульфидная с благородными металлами минерализация в феррогаббро виетуккалампинского комплекса [Минерально-сырьевая..., 2005; Слюсарев и др., 2007; Кулешевич и др., 2009; Кулешевич, Дмитриева, 2015]. Никелевые, колчеданные и некоторые золоторудные проявления в пределах Хаутаваарской площади были обнаружены благодаря геологоразведочным работам, проводимым Карельской ГЭ в 1970–1995 годах (представлены в отчетах С. А. Морозова и др. за 1971 г.; В. В. Сиваева и А. Ф. Горошко за 1982 и 1988 гг.; А. Ф. Горошко за 1993 и 1995 гг.), и изучались ИГ КарНЦ РАН и ЦНИГРИ [Робонен и др., 1978; Рыбаков, 1987]. Ревизионное переопробование колчеданных руд Карелии позволило выявить повышенные концентрации золота в колчеданах, обогащенных полиметаллами (отчет И. Н. Рундквист за 1976 г.). При завершении межведомственной темы «Золото Карелии» Хаутавааро-Ведлозерская площадь была признана перспективной для поисков золота (отчет А. Г. Леонтьева за 1997 г.). С конца 90-х годов геологоразведочные работы на Хаутаваарской площади были направлены в основном на поиски благородных металлов и проводились ООО «Онего-золото» (Ю. Н. Новиковым, В. М. Тытыком). Геохимические поиски осуществлялись СПбГУ (И. А. Алексеевым, А. В. Сергеевым). Изучение рудной минерализации Хаутаваарского массива и его обрамления, а также общие металлогенические исследования проводились авторами статьи.

Целью данной работы было установление типа оруденения в зонах рассланцевания и области гидротермально-метасоматического влияния Хаутаваарского массива на вмещающие толщи. В задачи работы входило изучение рудной минерализации и метасоматических изменений пород в зонах рассланцевания в экзоконтакте массива, последовательности рудообразования и минералого-геохимических индикаторов оруденения. В результате исследований авторами получены новые данные по золото-полиметаллической и золото-сульфоарсенидной рудной минерализации в западном и юго-западном экзоконтактах Хаутаваарского массива, установлены минералого-геохимические индикаторы и условия рудообразования.

## Материалы и методы

Фактическим материалом (рис. 1) для данной работы были образцы, отобранные на участках Лоухиваара, ЛЭП и Раялампи в западном и юго-западном обрамлении Хаутаваарского массива и южнее – вплоть до участка Коруд. Химический состав вмещающих и измененных пород, содержание петрогенных, редких и благородных элементов в породах определялись силикатным и ICP-MS анализами в химической лаборатории ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Породообразующие и рудные минералы изучались на электронном микроскопе VEGA II LSH, Tescan с ЭДС приставкой INCA Energy 350. Результаты датирования пород приводятся по опубликованным в литературе материалам.

### Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Хаутаваарской структуры

#### *Вулканогенно-осадочные комплексы и связанные с ними полезные ископаемые*

В геологическом строении Хаутаваарской структуры (рис. 1) выделяют несколько свит лопийского возраста (мезоархей), относимых к хаутаваарской серии [Раевская и др., 1992]. К ним относятся (снизу-вверх): 1) виетуккалампинская, 2) лоухиваарская, 3) калаярвинская, 4) кульюнская и 5) усмитсанъярвинская.

Виетуккалампинская свита (3,0–2,94 млрд л., табл. 1) представлена базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риолитами. К толще среднего состава (с возрастом 2,94 млрд л. [Матреничев, 1990], Игнойльского некка – 3,0 млрд л. [Сергеев, 1989]) и углеродсодержащим сланцам приурочена стратифицированная послойно-вкрапленная колчеданная минерализация. Лоухиваарская свита близкого возраста (3,0–2,98 млрд л.) объединяет метаморфизованные коматииты и амфиболиты по базальтам северо-западнее Хаутаваарского массива [Светов, Хухма, 1999; Светов, 2005]. Обе свиты прорываются дайками феррогаббро и ультрабазитами западнее оз. Виетуккалампи (комплекс Виетуккалампи) и гранитоидами. Калаярвинская свита представлена переслаивающейся толщей кислых-средних вулканитов, агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми туфами и туффитами с прослоями углеродсодержащих сланцев и горизонтами колчеданных руд, образующих стратифицированные залежи в восточном борту структуры. Толща прорывается телами

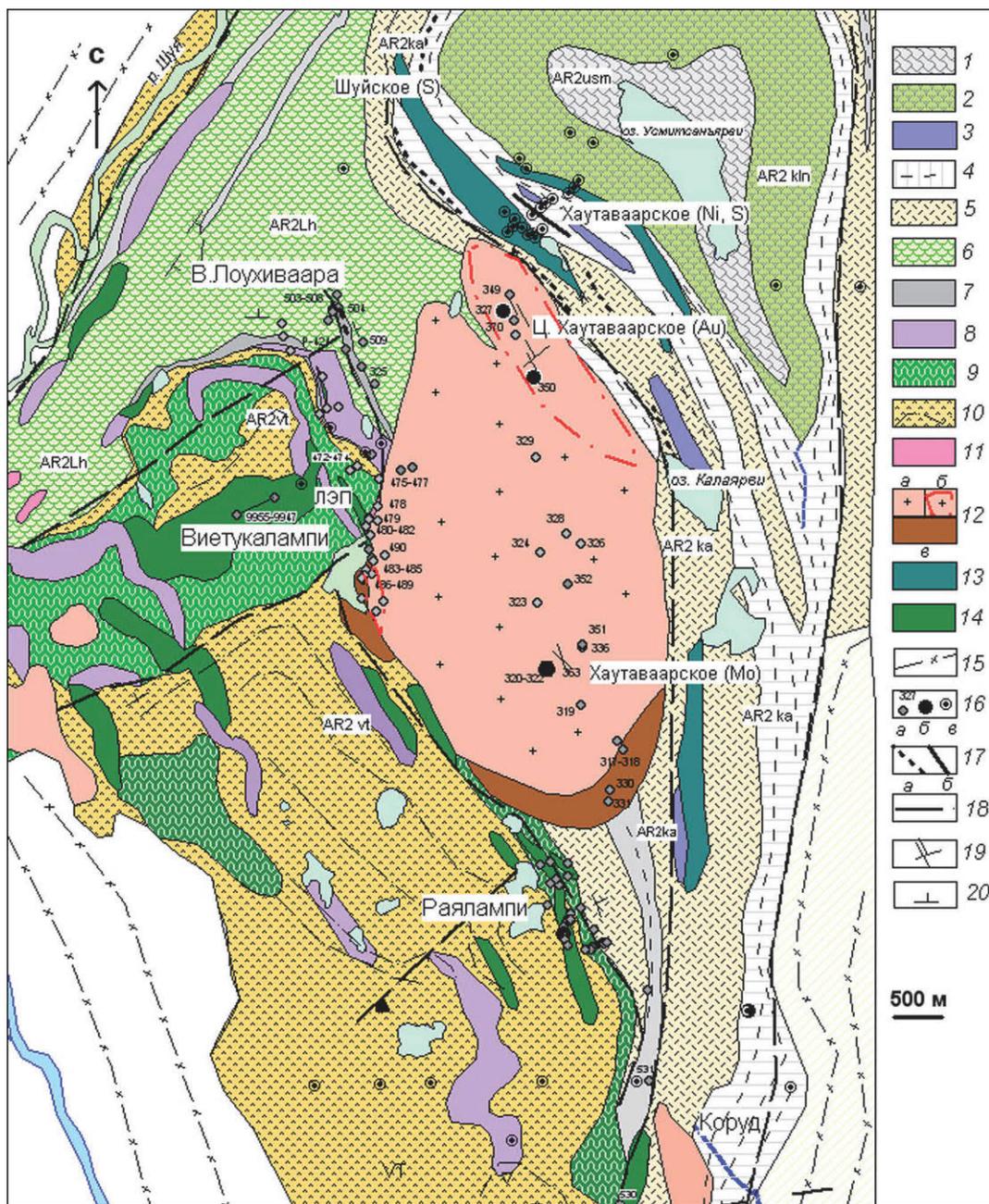


Рис. 1. Схема геологического строения Хаутаваарской структуры (составлена с использованием материалов КГЭ, материалов В. В. Сиваева и А. Ф. Горошко за 1988 год и авторских работ)

Лопийский надгоризонт, свиты (породы): 1 – усмитсаньярвинская ( $AR_{2usm}$ , туфы, туфогенно-осадочные породы); 2 – кульюнская ( $AR_{2kln}$ , базальты); 3–5 – каляярвинская ( $AR_{2ka}$ , 3 – ультрабазиты; 4 – углеродсодержащие черные сланцы с сульфидной минерализацией; 5 – туфогенно-осадочная толща, риодациты, дациты); 6–8 – лоухиваарская ( $AR_{2lh}$ , 6 – базальты; 7 – углеродсодержащие сланцы, хемогенные кварциты с конкрециями, магнетитовые горизонты; 8 – коматиты, отчасти интрузивные ультрабазиты); 9–10 – виетукалампинская ( $AR_{2vt}$ , 9 – андезитобазальты, 10 – андезиты, дациты, риолиты). 11 – дайки и малые тела К-гранитов (комплекс Виртаоя). 12 – хаутаваарский комплекс (а – монцограниты, б – граносиениты, в – монцогаббро-монцодиориты). 13 – комплекс Кайнооя (габбро). 14 – виетукалампинский комплекс (феррогаббро). 15 – граниты, гранитогнейсы (шуйский комплекс). 16 – обнажения и их номера (а), рудопоявления (б), скважины (в), 17 – руды (а – колчеданные, б – сульфидные медно-никелевые). 18 – разломы. 19 – жилы и штокверки. 20 – элементы залегания

габброидов, ультрабазитов и граносиенитами Хаутаваарского массива. Отложение вулканогенно-осадочных пород каляярвинской свиты

происходило до 2,85–2,86 млрд лет, судя по возрасту прорывающих их даек [Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994].

Таблица 1. Возраст вулканогенных и интрузивных пород Хаутаваарской структуры

Интрузивные тела, свита	Порода	Возраст (млн лет)	Ссылка
Хаутаваарская структура: виетуккалампинская свита (1)	обломки дацитов в агломератах	2944 ± 7,9	Матреничев, 1990
лоухиваарская свита (2)	коматииты, базальты	2921 ± 55	Светов, Хухма, 1999
Игнойльский субвулканический некк: андезиты, дациты, сопоставимые с (1)	крупнопорфировые дациты	2995 ± 20	Сергеев, 1989
массив Виетуккалампинский	габбро, феррогаббро	2914 ± 9	Носова и др., 2013
массив ТТГ (шуйский комплекс, секущий калаярвинскую свиту)	гранодиориты	2850 ± 50	Тугаринов, Бибилова, 1980
дайки кислых пород, секущие калаярвинскую свиту и сопряженные с шуйским ТТГ комплексом	риолиты, риодациты	2854 ± 14; 2862 ± 45	Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994
массив Хаутаваарский	монцогаббро-граносиениты	2742 ± 23 (1 фаза) 2743 ± 8 (2 фаза)	Bibikova et al., 2005

Кульонская свита объединяет толщи базальтов, расположенные северо-восточнее дер. Хаутаваара. Усмитсанъярвинская свита представлена углеродсодержащими сланцами, туфами, туффитами дацитового состава и кремнистыми породами вблизи оз. Усмитсанъярви. Метаморфизм вмещающих толщ не превышает эпидот-амфиболитовой фации. В построениях КГЭ хаутаваарская серия (нижняя и верхняя) объединяет четыре свиты: 1) нижняя – лоухиваарскую и калаярвинскую (последняя объединена с виетуккалампинской), 2) верхняя – кульонскую и усмитсанъярвинскую. Основные полезные ископаемые Хаутаваарской структуры связаны с первыми тремя свитами. Горизонты вкрапленно-прожилковых, полосчатых и массивных колчеданных руд калаярвинской свиты, а также небогатая сульфидная минерализация на контакте порфировых даек показывают устойчивый повышенный фон и иногда аномальные повышенные концентрации золота в ассоциациях с полиметаллами (Zn, Cu). Вулканогенно-осадочные толщи выделяемых свит формировались в разных геологических обстановках в интервале времени 3,02–2,86 млрд лет [Светов, 2005]. Интрузии, прорывающие вулканогенно-осадочные комплексы, внедрялись в интервале времени от 3,0 до 2,7 млрд лет. Модели геодинамического развития структуры, в составе Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса, разработаны В. Н. Кожевниковым и С. А. Световым [Кожевников, 2000; Светов, 2005].

*Интрузивные комплексы и связанные с ними полезные ископаемые*

Интрузивные комплексы Хаутаваарской структуры (рис. 1) представлены габброидами и ультрабазитами двух уровней, дайками и ТТГ Шуйского комплекса, умереннощелочными

дифференцированными массивами Хаутаваарским, Коруд и наиболее поздними телами и пегматитовыми жилами Виртаоя.

Базит-гипербазитовые интрузии представлены ультрабазитами и габбро двух возрастных уровней, секущими вмещающие толщи разных стратиграфических уровней. Изучением ультрабазит-базитового магматизма начиная с 60-х годов занимались С. А. Морозов, В. В. Сиваев, А. Ф. Горошко, М. Г. Попов, М. М. Лавров, В. Д. Слюсарев (КГЭ, ИГ КарНЦ РАН). Ультрабазиты и габбро, прорывающие калаярвинскую свиту с колчеданным оруденением, сопровождаются Cu-Ni-S-минерализацией. В восточном обрамлении Хаутаваарского массива в зоне СЗ расщеливания они подвергаются изменениям и перекристаллизации. Cu-Ni-проявление Хаутаваарское характеризуется содержанием Ni 0,48–1,5 %, Cu 0,59 – до 7 % [Минерально-сырьевая..., 2005]. В слабоминерализованных серпентинизированных ультрабазитах и сланцах по ним ΣЭПГ не превышает 0,045–0,007 г/т, в пентландит-халькопирит-пирротиновых рудах С-154 установлено 0,8–1,1 г/т, в С-152 – 2,85 г/т (по данным М. М. Лаврова), в С-51-53ЮК – до 2–8 г/т ΣЭПГ (на интервал 3–10 м, по данным КГЭ). Платиноиды представлены меренскитом, Pd-мелонитом, сперрилитом, Pd-Bi-Sb-Te-фазами [Кулешевич, 2015].

Габброиды виетуккалампинского комплекса (феррогаббро) образуют массив изогнутой формы в центральной части структуры и дайковые тела южнее оз. Виетуккалампи (рис. 1). Дайки прослеживаются до участка Коруд. Возраст Виетуккалампинского массива габбро равен 2914 ± 9 млн лет (определен по циркону U-Pb-методом, табл. 1) [Носова и др., 2013]. Массив прорывают кислые дайки, в ореоле которых в габброидах встречается сульфидная минерализация и отмечено повышенное

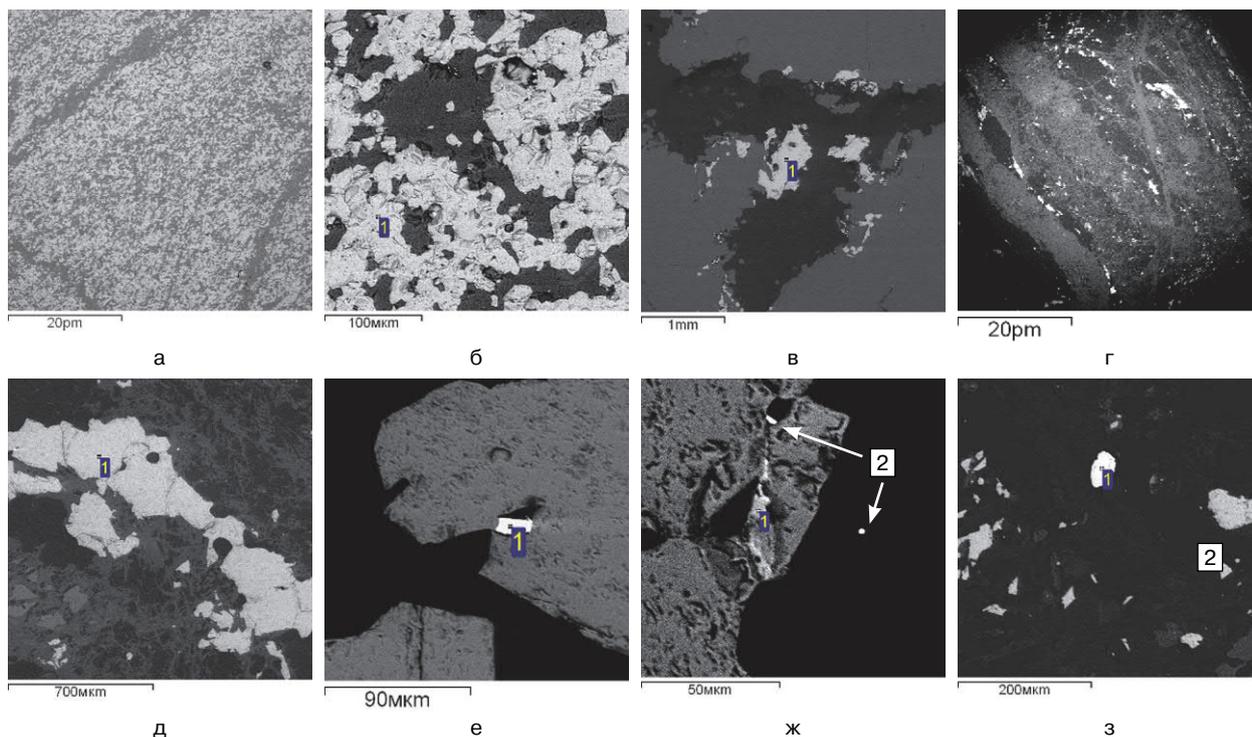


Рис. 2. Полиметаллическая минерализация проявления «Железистые кварциты»:

а – полосчатые магнетитовые руды (обр. 504); б – магнетит (1) в кварце; в – кварцевый прожилок с халькопиритом (1) и пирротинном (обр. 504-2-2); г – вкрапленно-прожилковая халькопирит-пирротинная минерализация (504-3-1); д – пирротинный прожилок (1) в кварц-хлоритовой массе (504-3-2); е – галенит (1) в пирротине (504-3-6); ж – монацит (1) и алланит (2) в пирротине и кварце (504-3-8); з – вкрапленность арсенопирита (1) и пирротина (2) в кварц-хлоритовых околорудных метасоматитах (504-3-13)

содержание благородных металлов [Слюсарев и др., 2007; Кулешевич и др., 2009].

В Хаутаваарской структуре выделяется несколько типов гранитоидов, представляющих основание и прорывающих вмещающие толщи. К наиболее древним относятся гранито-гнейсы Сямозерского комплекса в обрамлении структуры. Вмещающие толщи калаярвинской свиты прорывают серые ТТГ и дайки Шуйского комплекса (~2,86 млрд лет, табл. 1) [Тугаринов, Бибикова, 1980; Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994]. Внутрискруктурные дифференцированные массивы санукитоидов (Хаутаваарский и расположенный севернее массив Чалка) внедрились около 2,74 млрд лет назад [Bibikova et al., 2005]. Они прорывают виетуккалампинскую, лоухиваарскую и калаярвинскую свиты. В обрамлении структуры (вне представленной площади) встречаются красные калишпатовые граниты (~2,7–2,68 млрд лет, по материалам КГЭ), образующие небольшие массивы среди наиболее древних гранито-гнейсов Сямозерского комплекса.

Хаутаваарский умереннощелочной дифференцированный массив расположен в центральной части Хаутаваарской структуры.

Восточный контакт массива крутой, западный контакт более полого погружается на запад. Массив дифференцирован от монцогаббро и субщелочных диоритов до монцогранитов-граносиенитов, относимых к санукитоидной серии: при этом содержание  $\text{SiO}_2$  в разных фазах меняется от 53,32–57,83 до 68,22–69,94 %,  $\Sigma\text{alk}$  – от 6,55–8,09 до 9,1–9,78 %,  $\text{K} > \text{Na}$ ,  $\text{mg}\#$  снижается от 0,59 до 0,53. Расположенный южнее массив Коруд содержит  $\text{SiO}_2$  65,34 %, характеризуется повышенной щелочностью –  $\Sigma\text{alk}$  7,81 % и магнезиальностью. Для пород Хаутаваарского комплекса (особенно ранних фаз внедрения) характерны высокие концентрации Ba (от 1862 до 913 ppm) и Sr (от 1121 до 290 ppm) [Дмитриева и др., 2016а]. Хаутаваарский массив сопровождается Au-Mo-S-штокверковым оруденением проявления Центральное Хаутаваарское и полиметаллической минерализацией в его ореоле, массив Коруд – золото-сульфоарсенидной минерализацией [Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич и др., 2009; Кулешевич, Дмитриева, 2015; Дмитриева и др., 2016б]. Околожильные изменения в штокверковой зоне Хаутаваарского массива представлены кварц-серицитовыми

Таблица 2. Содержание элементов в зонах рудной минерализации и вмещающих их измененных породах в СЗ экзоконтакте Хаутаваарского массива (% , ppm)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ti, %	0,018	0,204	0,384	0,014	0,59	0,22	0,10	0,30	0,93	0,60	0,14
Mn, %	0,18	0,15	0,143	0,421	0,15	0,10	0,10	0,13	0,21	0,19	0,017
P, ppm	432	214	180	265	470	655	88	275	717	456	296
V	12	105	236	10	328	76		215	363	347	23
Cr	14	167	390	13	32	510	2707	38	9	15	25
Co	6,54	29,4	43,3	90	41,4	35,1	90	38,2	35,4	47,9	3
Ni	10	37,7	163	204	41,6	219	956	63	4	36,6	11
Cu	8	257	110	269	6,2	113	1,4	49,2	37	23,2	23
Zn	276	159	69	458	86,4	856	68	137	119	228	75
As	-	-	10,4	-	-	-	-	-	-	14,7	-
Mo	1,39	5,45	1,87	-	0,95	2,97	0,87	2,5	0,62	3,22	22
Ag	0,21	-	0,22	2,1	0,13	0,60	0,15	0,15	0,16	0,12	0,23
Sb	0,21	0,14	0,51	0,14	0,19	0,23	0,77	0,27	0,31	0,26	0,08
Te	-	0,73	-	2,63	-	0,85	-	0,21	-	-	0,21
ΣREE	10,2	50,4	28,2	32,8	44,8	55,1	8,3	33,3	60,1	42,7	44
W	0,35	0,37	0,92	0,22	0,45	3,96	1,16	0,54	1,65	0,95	0,6
Pb	1,3	4,6	3	5,1	3,1	39,7	4,6	9,3	7,9	3,8	9,2
Bi	0,1	0,35	0,06	2,78	0,05	0,26	0,14	0,42	0,14	0,4	0,12
Au	-	-	0,031	-	-	0,14	0,11	0,064	-	-	0,071
Pt	0,013	0,044	0,034	-	0,05	0,14	-	0,011	-	-	0,075
№ обр.	504	504/3	506	507	474	473	472	482	481	480	478

Примечание. Проявление «Железистые кварциты»: 1 – магнетитовый кварцит, 2 – халькопирит-кварцевые прожилки. Восточная Лоухиваара: 3 – измененный андезибазальт с сульфидами, 4 – полиметаллическая минерализация в измененных туфах. Участок ЛЭП: 5 – измененный андезибазальт, 6 – полиметаллическая минерализация в андезибазальтах, 7 – метаморфизованный ультрабазит. Участок СВ Виетуккалампи: 8–10 – габбро Виетуккалампинского комплекса, биотитизированные (среди них 9 и 10 – с сульфидной вкрапленностью), 11 – гранит-аплит, секущий габбро.

и пропилитовыми изменениями. Массив оказал влияние на вмещающие толщи, в том числе на колчеданные и Cu-Ni-S-руды восточного экзоконтакта [Кулешевич, 2015].

Малые гранитные тела и жилы пегматитов комплекса Виртаоя (~2,7–2,68 млрд лет, по данным КГЭ), секущие вмещающие толщи преимущественно в западной части структуры, сопровождаются редкометалльной минерализацией.

### Метасоматические изменения вмещающих пород, сопровождающие Хаутаваарский массив и зоны расланцевания в его ореоле

Внедрение Хаутаваарского массива в смятые и метаморфизованные вмещающие толщи хаутаваарской серии сопровождалось локальным развитием в его ореоле и по зонам расланцевания метасоматических изменений, представленных главным образом пропилитами. Характер этих изменений определяется составом пород, развитых в западном и юго-западном контактах массива, – метабазальтами и андезибазальтами лоухиваарской

и виетуккалампинской свит, а также прорывающих их габбро. По метакоматиитам (серпентинитам) развиты тремолитовые и хлорит-карбонат-тремолитовые, реже фукситсодержащие сланцы. Околорудные изменения, сопровождающие сульфидно-кварцевые прожилки и наложенную вкрапленно-гнездовую халькопирит-пирротин-пиритовую минерализацию, представлены ранней биотитизацией и более поздней пропилитизацией (альбит-эпидот-хлорит-актинолитовыми ассоциациями метасоматитов). В центральной части пропилитовых зон развиваются кварц-хлоритовые метасоматиты.

Плагиоклаз основных пород раскисляется до альбита-олигоклаза, роговая обманка замещается актинолитом, затем хлоритом. Жилы на всех изученных участках в зальбандах сложены кварцем и хлоритом, иногда эпидотом. Карбонат в зонах деформаций и расланцевания образуется как более поздний минерал, реже встречаются поздние кальцитовые прожилки. Рудная минерализация в зонах изменения на изученных детальных участках несколько варьирует в зависимости от состава первичных пород и типа наложенных ассоциаций.

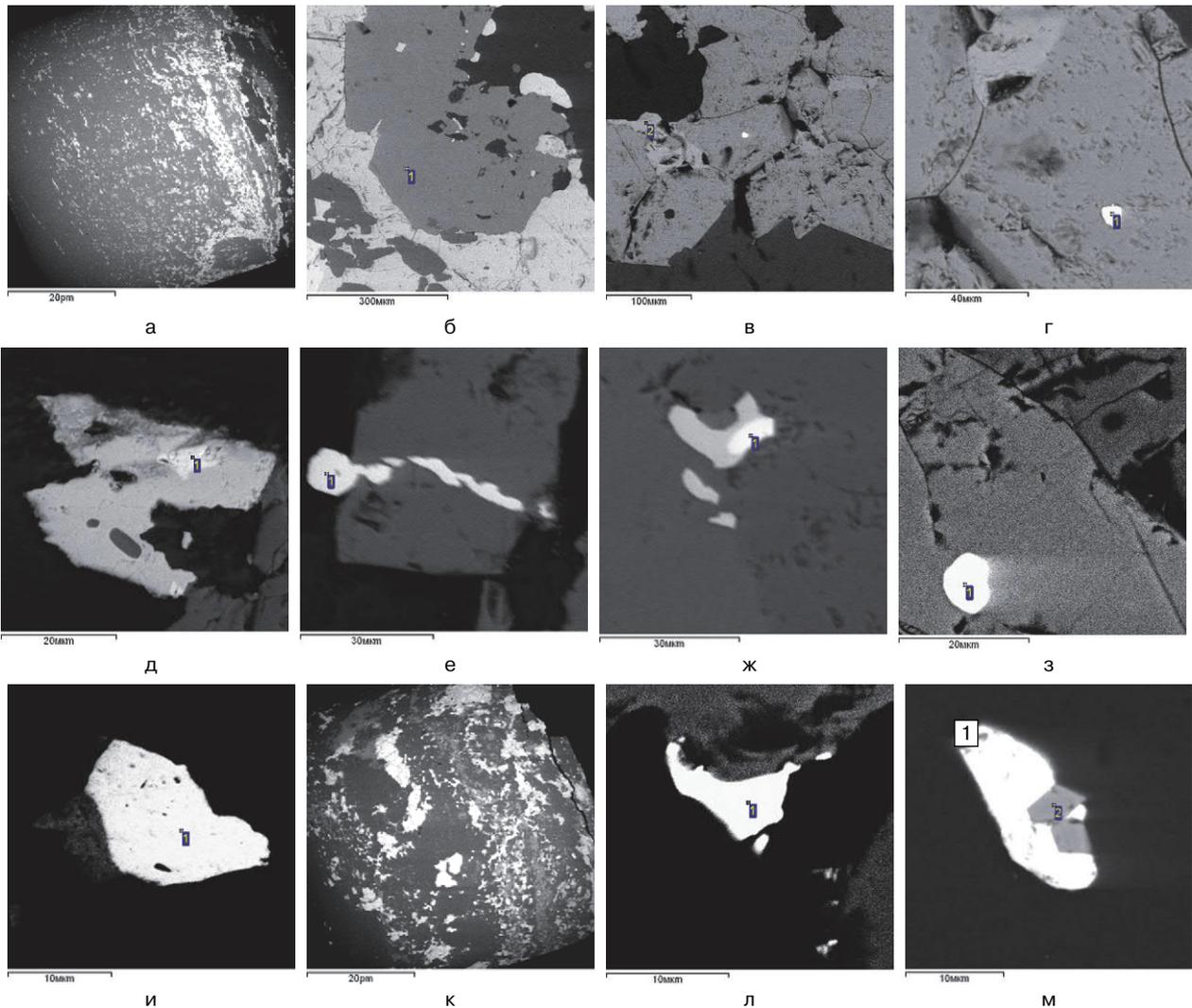


Рис. 3. Рудная минерализация проявления Восточная Лоухиваара:

а – халькопирит-пирротиновая вкрапленно-прожилковая минерализация (обр. ХТВ507-5-1); б – пирросмалиит (1), окруженный сульфидами; в – пирротин (1), сфалерит (2), электрум (белый) (507-57); г – золото (1), сфалерит, пирротин; д – пильзенит (1) в гессите, сульфиды (темно-серые); е – галенит сечет халькопирит (507-33); ж – пильзенит (1) в гессите, на границе халькопирита и пирротина (507-40); з – гессит в халькопирите; и – сульфоцумоит (1) (Х507-9); к – вкрапленно-прожилковая текстура (К-578-3); л – пильзенит (1) (578-3); м – в галените (1) кристаллы Со-арсенопирита (2) (578-1)

### Рудная минерализация в западном ореоле Хаутаваарского массива

#### Участок Лоухиваара

#### Проявление «Железистые кварциты».

Северо-западнее Хаутаваарского массива на восточном склоне горы Лоухиваара к туфам среднего состава вьетуккалампинской свиты приурочен стратифицированный горизонт железистых кварцитов (руды подсечены канавой). Железистые кварциты образуют маломощный пласт (около 0,5 м) в туфогенно-осадочном прослое среди метабазальтов (обн. 504, 504/1-3). В рудном прослое магнетит выделяется в форме мелких кристаллов

(рис. 2, а, б) в ассоциации с актинолитом и Mg-Fe-куммингтонитом.

Магнетит-амфибол-кварцевые полосчатые руды секутся кварцевыми жилами с сульфидной гнездово-вкрапленной минерализацией (рис. 2, в, г). Вблизи кварцевых жил и гнезд развиты актинолит, хлорит, встречается титанит, в зальбандах жил выделяются халькопирит, сфалерит, пирротин (рис. 2, д-з), реже галенит, алтаит, арсенопирит. Для железистых кварцитов характерны низкие концентрации халькофильных элементов (табл. 2/1), тогда как зоны с наложенными на них секущими жилами и вкрапленно-прожилковой минерализацией выделяются повышенными концентрациями Cu, Zn и незначительно – Pb, Mo (табл. 2/2).

Таблица 3. Состав Ni, Co-сульфидов и сульфоарсенидов участка Восточная Лоухиваара и в скважинах С-144, -145 (ЛЭП) (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	21,14	37,02	44,60	35,92	37,73	38,42	20,65	20,95	22,89	22,15
Fe	25,81	24,25	18,29	25,65	34,37	31,36	4,61	6,75	3,77	4,87
Co	6,48	10,93	10,89	7,82	4,35	4,53	21,34	22,15	25,74	23,77
Ni		27,80	26,23	29,36	23,55	29,03	5,10	5,63	3,68	3,92
As	46,57						44,55	45,11	43,91	45,29
Σ	100	100	100	100	100	100	96,25	100,59	99,99	100
Обр.	578	144–10	144–10	145–8	145–8	145–4	145–4	145–8	145–6	145–6
Уч.	1	1	12	4	7	2	10	20	3	6

Примечание. 1 – Co-арсенопирит, 2–6 – пентландит Co-содержащий, 7–10 – кобальтин (Co, Fe, Ni) AsS. Проявления: 1 – В. Лоухиваара, 2–10 – ЛЭП (С-144, -145).

Таблица 4. Состав теллуридов Bi, Pb проявления Восточная Лоухиваара (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
S				0,35	0,51								
Fe	1,12	1,94											
Te	35,23	31,08	31,82	28,11	26,75	29,56	36,57	44,62	42,13	39,18	38,76	38,97	39,30
Bi	63,65	66,99	68,18	71,54	71,37	70,44	63,43	48,69	57,87				
Pb								6,69		60,82	61,24	61,03	60,70
Σ	100	100,01	100	100	98,63	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	X507	X507	X507-2	X507	507	X507	X507-2	507	X507	578–2	144–10	144–10	144–12
Уч.	6–2	7–1	23	13–1	52–1	9	8–1	53–1	19	8–1	12–1	16–1	5–1

Примечание. 1–3 – пильзенит  $Bi_4Te_3$ ; 4, 5 – сульфоцумоит  $Bi_3Te_2S$ ; 6, 7 – цумоит  $Bi_2Te_2$ ; 8, 9 – теллуrowисмутит  $Bi_2Te_3$ ; 10–13 – алтаит  $PbTe$ .

Таблица 5. Состав золота и минералов серебра (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Te	37,76	38,52	38,91	36,78	42,08								
Ag	61,46	60,27	61,09	63,22	57,92	33,87	35,68	35,68	35,01	36,13	33,67	35,00	33,67
Au						63,98	64,32	65,32	64,99	64,87	66,33	64,99	66,33
Σ	99,22	98,99	100	100	100	97,86	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	X507	X507-2	507	578–1	578–1	507	507	507	507x-1	507x-1	507x-1	507x	507x
Уч.	6–1	17–1	52–2	10–2	12–1	2	3	58	1	5	6–3	2–1	6–3

Примечание. 1–4 – гессит, 5 – штюцит, 6–13 – электрум.

**Проявление Восточная Лоухиваара.** Севернее железистых кварцитов вкрапленно-прожилковая полиметаллическая минерализация была подсечена канавами (обр. 507, 506, 578, рис. 1). Сульфидная минерализация, приуроченная к меридиональной зоне рассланцевания, прослеживается по простиранию также и на юг, вплоть до северного контакта Хаутваарского массива, где пересекается в скважинах С-144, -145 и обнажениях на линии ЛЭП. Полиметаллическая минерализация проявления В. Лоухиваара приурочена к зоне рассланцеванных и деформированных туфов андезибазальтов с прослоем углеродсодержащих сланцев ССЗ простирания. Нерудная ассоциация измененных туфов представлена актинолитом, альбитом, кварцем, хлоритом. Породы в этой

зоне мощностью 1–2 м интенсивно окварцованы, амфиболы замещены клинохлором. В ассоциации с ними встречается редкий Mn-Fe-силикат – пиросмалит  $(Fe, Mn)_8 [Si_6O_{15}] (Cl, OH)_{10}$ , характерный для пород, обогащенных Mn и Fe (первая находка в Карелии).

Сульфиды (15–30 %) приурочены к зальбандам тонких сближенных кварцевых прожилков, рудная минерализация вкрапленно-прожилковая (рис. 3, а, к). Сульфиды цементируют в том числе и пиросмалит (рис. 3, б, в). Рудная минерализация представлена халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, пиритом, реже встречаются висмутотеллуриды, галенит, гессит и единичные мелкие ромбические зерна Co-арсенопирита (Co до 6,48 %, табл. 3/1). Вкрапленность наиболее ранних кристаллов

Таблица 6. Состав Pd-содержащих минералов участка ЛЭП (С-144) (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pd	2,59	2,20	2,78	3,58	2,49	2,75	13,91	8,51	29,84
Ni	21,53	20,33	19,38	18,77	20,65	20,45	11,18	9,45	
Sb	23,49	24,19	22,89	24,24	24,42	24,74	27,42	18,51	26,14
Pb							12,79	25,65	
Te	52,39	53,28	54,40	50,85	52,53	52,06	33,52	37,88	36,75
Bi									7,26
S			0,55	2,56			1,19		
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	144-4	144-4	144-12	144-12	144-12	144-12	144-12	144-12	144-12
Уч.	4-1	4-2	22-1	22-4	22-7	22-8	22-2	22-3	28-1

Примечание. 1-6 – Pd-содержащий вавринит  $Ni_2SbTe_2$ ; 7, 8 – (Ni, Pd) (Te, Sb) – фаза промежуточного состава; 9 – теллурибиопалладит Pd (Sb, Bi, Te).

арсенопирита замещается сульфидами, на его зерна нарастает галенит (рис. 3, м). Теллуриды представлены пильзенитом, цумоитом, сульфоцумоитом, теллуриовисмутитом, алтаитом (табл. 4; рис. 3, д, ж-и, л). Пирротин замещается халькопиритом и сфалеритом (Fe 7,63–10,06 %), затем выделяются галенит (Pb 85,31–85,77; S 14,69–14,46 %), висмутотеллуриды и минералы серебра – штютцит, гессит (табл. 5/1–5), которые непосредственно сопровождают тонкодисперсное золото (размером 5–10 мкм). Золото в ассоциации с полиметаллами обычно высокосеребристое – это электрум (табл. 5/6–13; рис. 3, в, г). Пирротин при окислении замещается марказитом. В рудной зоне в измененных туфах, а также в железистых кварцитах содержание Mn достигает 0,42 % (табл. 2/1–4), что обеспечивает появление Mn-содержащих амфиболов и пирросмалита (табл. 2/4, обр. 507). Содержание рудогенных элементов составляет (в ppm): Ni – 204; Co – до 90; Cu – 269–322; Zn – 458; невысокое Pb – 5; Bi – 2,8; Te – 2,6; Ag – 2,1; Mo – 0,6–5,5; As – до 10. Содержание Au в ореоле рудной зоны с полиметаллами составляет 0,03 г/т.

**Проявление Фукситовое.** Сланцы и листвениты по ультрабазитам и их туфам проявления Фукситовое содержат тремолит, хлорит, фуксит, кварц, карбонат. Мощность зоны изменения достигает 3–6 м, протяженность – первые десятки метров. Измененные породы с вкрапленными сульфидами содержат ΣЭПГ 0,02–1,5 г/т и до 4,1 г/т (Pt – 0,72–0,62; Pd – 2,1–3,4; Au – 0,02–0,12), что в 2–2,5 раза выше относительно безрудных коматиитов, по данным В. Д. Слюсарева [Кулешевич и др., 2009].

Участок Виетуккалампи

**Проявление ЛЭП, скважины С-144, -145.** На линии ЛЭП, имеющей начало от небольшого

озера в центральной части Хаутаваарской структуры и прослеживаемой на запад, в метаморфизованных андезитобазальтах, ультрабазитах и секущих их габброидах установлена наложенная вкрапленно-прожилковая минерализация (до 20 % сульфидов, обн. 473–474, 472). Оруденение представлено пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, в ассоциации с которыми установлены алтаит, висмутотеллуриды, молибденит, единичные зерна шеелита. Измененные ультрабазиты в этом разрезе выделяются повышенным содержанием Cr, Ni, Co (табл. 2/7).

Скважины С-144, -145 подсекли интенсивно измененные сланцы по коматиитам и андезитобазальтам в зоне, наиболее близкой к северному эндоконтакту Хаутаваарского массива. Биотитизация и окварцевание пород развиваются локально по рассланцованным вмещающим толщам. Изменения в С-144 (по ультраосновным и средним по составу толщам) сопровождаются вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией (рис. 4), представленной Со-пентландитом (Со до 7–14 %, табл. 3/2, 3), халькопиритом, кобальтином, галенитом, алтаитом, редкими Pd-Ni-Te-Sb-фазами (рис. 4, г; табл. 6) с включениями или самостоятельными зернами Te-Sb-палладита [Кулешевич, 2015]. Pd-Ni-Te-Sb-фазы – сростания теллурионисбита  $Ni(Sb, Te)_2$  и вавринита  $(Ni, Pd)_2SbTe_2$ . В этих минералах изоморфны Sb-Te, Ni-Pd. Встречаются реликтовые зерна хромита, который замещается магнетитом.

В С-145 наложенная прожилковая метасоматическая ассоциация представлена кальцитом, эпидотом, кварцем, повышенным количеством аксессуарных минералов (рутил, апатит, монацит, циркон, бастнезит). Рудная минерализация представлена пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, кобальтином, галенитом, реже встречаются молибденит, алтаит, единичные

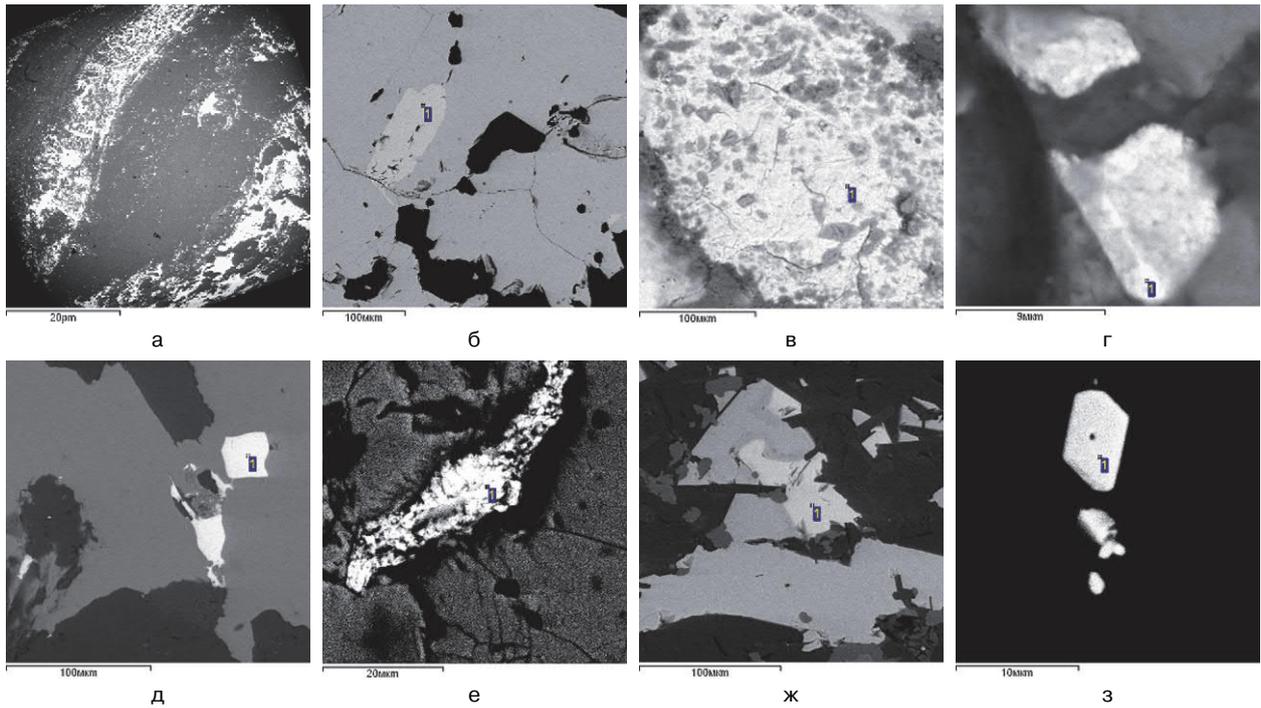


Рис. 4. Рудная минерализация скважин С-144, -145:

а – вкрапленно-прожилковая халькопирит-пирротиновая минерализация (С-144/10); б, в – пентландит (1) в пирротине (б – С-144/10, в – С-144/12); г – Pd-содержащая фаза в ваврините (1) (144/12-22); д – алтаит (1) в пирротине (С-144/12); е – молибденит (1) в пирротине; ж – сфалерит (1) в сростании с пирротинном (С-145/6-10); з – кобальтин (С-145/6-3)

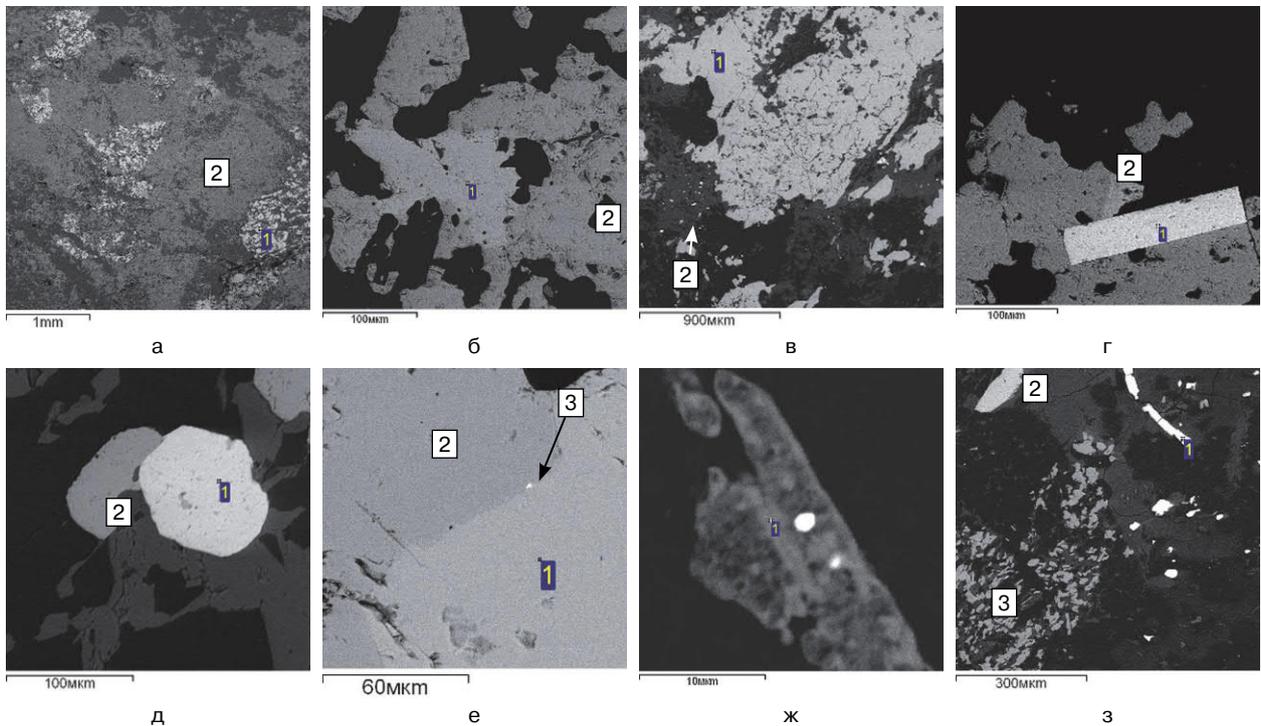


Рис. 5. Рудная минерализация внешней метасоматической зоны изменений по габбро:

а – пластинчатый ильменит (1) по титаномagnetиту в амфиболизированных габбро, роговая обманка (2) (498); б – халькопирит (1), пирротин (2) в измененном габбро (обр. 500); в – гнезда пирита (1) и точечный арсениопирит (2, белые точки) в роговой обманке (499-5-3); г – кобальтин (1) и халькопирит (2) в пирротине (обр. 500); д – кобальтин (1) в сростании с пирротинном (2) (498-9-1); е – тонкодисперсное золото (3) на границе халькопирита (1) и пирротина (2); ж – циркон (1) с включением селеногаленита (500-11); з – игольчатый арсениопирит (1, белый), пирит (2), ильменит (3) в измененных габбро (499-5-6)

Таблица 7. Химический состав основных типов пород участка Раялампи (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	56,68	57,2	73,1	69,5	70,32	65,36	62,52	62,18	52,56	55,12	52,98	50,92	49,96
TiO <sub>2</sub>	0,81	1,34	0,46	0,35	0,49	0,53	0,72	0,67	1,62	1,5	1,35	1,57	1,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	11,25	14,16	10,77	13,04	15,88	16,02	15,53	11,8	14,23	13,02	13,66	11,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,9	2,13	0,5	4,53	1,31	1,06	2,18	1,66	4,95	2,48	3,63	3,8	6,18
FeO	5,31	12,64	1	1,79	1,94	3,09	3,73	2,73	13	8,97	10,33	10,69	13,28
MnO	0,142	0,182	0,02	0,022	0,075	0,055	0,075	0,112	0,255	0,161	0,214	0,177	0,226
MgO	3,07	3,21	0,85	0,6	1,06	2,55	1,61	2,46	2,88	3,88	4,21	3,82	4,46
CaO	11,97	5,64	1,47	2,4	3,01	2,44	5,88	3,94	6,81	6,95	6,6	8,89	7,1
Na <sub>2</sub> O	1,31	3,3	6,18	2,58	4,18	4,52	2,15	4,73	3,52	3,43	2,96	2,62	2,48
K <sub>2</sub> O	0,43	0,8	1,06	1,32	1,53	2,7	1,75	1,58	0,64	1,04	0,33	0,42	0,65
H <sub>2</sub> O	0,09	1,86	0,2	0,59	0,42	0,11	0,14	0,22	0,18	0,12	0,21	0,1	0,18
ппп	1,6	0,22	0,67	5,39	2,34	1,33	2,8	3,76	1,64	1,68	3,62	3,17	2,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1		0,2	0,07	0,25	0,28	0,29	0,27		0,14	0,13	0,16	0,1
Сумма	99,82	99,97	99,87	99,91	99,97	99,91	99,87	99,84	99,86	99,7	99,58	100	100
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1,74	4,16	7,24	3,9	5,71	7,22	3,9	6,31	4,1	4,47	3,29	3,04	3,13
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3,05	5,50	5,83	1,95	2,73	1,67	1,23	2,99	4,13	3,30	8,97	6,24	3,82
№ обр.	542	333	558/1	558	554	544/1	550	557	332	543	500	499/3	492

Примечание. 1 – андезибазальт; 2 – андезибазальт с сульфидами и ильменитом; 3–5 – риодациты, кварц-плагиопорфиры (3, 5 – массивные, 4 – рассланцованные); 6 – дациты; 7, 8 – андезиты (плагиопорфириты); 9–13 – габбро (вьетуккалампинский комплекс).

зерна Se-галенита (Se 3,5 %) (рис. 4, д–з). В связи с присутствием в геологических разрезах измененных ультрабазитов и габброидов (табл. 2/7–10) достаточно широко распространены Co-Ni-Fe-сульфоарсениды. Вмещающие породы прорываются кислыми дайками, для которых характерно повышенное содержание Mo (до 22 ppm, табл. 2/11).

Полиметаллическое оруденение, подсеченное скважинами, внесено в кадастр рудных объектов Карелии как проявление *Виетуккалампи* (Cu 0,35 %, Zn до 2,6 % и повышенные концентрации Mo, Ag, Ga), по данным В. В. Сиваева [Минерально-сырьевая..., 2005].

#### Участок Раялампи

Южнее Хаутаваарского гранитоидного массива на участке Раялампи (**проявление Озерки**) вблизи небольших озер развиты преимущественно метаандезибазальты, базальты и прорывающие их габбро (табл. 7). Восточнее этих озер прослеживается полоса пород калаярвинской свиты, представленных плагиопорфирами (риодацитами-дацитами), андезитовыми порфиридами, туфами и сланцами по ним. Габброиды выделяются повышенной магнитностью, содержат вкрапленность титаномагнетита (TiO<sub>2</sub> 1,35–1,77 %, табл. 7). Метаморфическая ассоциация габбро представлена Са-роговой обманкой или

актинолитом, плагиоклазом (андезин-битовнит и раскисленным), эпидотом, кварцем, титаномагнетитом, замещенным ильменитом. На габброиды в зонах их деформаций преимущественно и наложился более поздние метасоматические изменения пропилитового типа.

По результатам комплексных (геолого-гидрохимических и геофизических) работ, проводимых еще в 70-х годах прошлого столетия с участием авторов, в Хаутаваарской структуре, и в частности на участке Раялампи, были выявлены аномалии полиметаллов. Однако рудная минерализация участка Раялампи была обнаружена только на современном этапе работ при опробовании сильно окисленных и измененных габброидов и метабазальтов Карельской рудной компанией. Вблизи небольших озер была установлена зона рассланцевания по габбро: в западной части участка обнаружены кварц-хлоритовые изменения с арсенопиритом, в восточной части участка – окварцевание и висмутовые ассоциации (рудопроявление названо Озерки). Во внешней окolorудной зоне более распространена халькопирит-пирротинная минерализация. Рудная минерализация на участках западном (Au-Pb-Cu-S-As) и восточном (Au-Pb-Cu-Te-Bi) Раялампи отличается: в статье рассматривается оруденение западного участка, рудная ассоциация восточного требует доизучения.

Таблица 8. Содержание рудогенных элементов во вмещающих толщах, метасоматитах по ним и в рудной зоне участка Раялампи (% , ppm)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ti %	0,61	1,08	0,92	1,87	0,62	0,24	1,16	1,12	1,15	0,83	0,81	0,93	0,86
Mn %	0,058	0,16	0,12	0,078	0,03	0,016	0,12	0,13	0,07	0,068	0,14	0,14	0,12
P ppm	392	270	409	298	165	150	636	556	531	418	399	701	923
V	162	750	580	882	377	144	499	559	531	486	575	173	56
Cr	31	16	17	11	16	22	12	22	9	27	9,3	16	17
Co	15	52	46	11	126	30	63	39	458	569	42,2	40	21
Ni	38	10	17	11	14	18	74	27	78	78	26,2	17	21
Cu	14	16	288	234	1082	469	387	11	539	1166	322	167	122
Zn	32	101	62	64	59	161	78	70	92	77	75	101	74
As	-	-	18	5632	43660	20810	22	14	3143	2421	10,5	1,3	5,4
Mo	0,76	-	0,68	1,5	0,77	1,66	0,74	0,71	1,1	1,5	0,63	0,92	10,6
Ag	0,14	0,22	0,34	0,97	1,4	2,14	0,49	0,1	0,94	1,24	0,51	0,51	24,1
Sb	0,67	0,49	0,92	5,52	77,5	28,8	1,73	1,46	15,3	11,7	0,66	0,87	6,1
Te	-	-	-	0,43	2,57	0,85	-	-	2,01	1,75	0,21	0,13	151
ΣREE	38	48	52	24	12	9	69	70	34	35	61	81	69
W	0,88	1,16	0,91	34,46	6,78	6,46	3,87	12,28	3,88	3,74	1,25	0,78	2,66
Pb	5,5	4,9	4,9	514	506	1693	7,7	4,8	11,4	12,5	5,4	6,5	1520
Bi	0,22	0,43	0,25	0,94	7,35	3,67	0,45	0,15	2,88	2,43	0,16	1,54	7891
Au	-	0,092	-	-	1,37	0,42	0,04	0,1	0,19	0,15	-	-	н/о
Pt	0,043	0,058	-	0,075	0,021	-	0,051	0,031	0,079	-	-	0,066	0,08
№ обр.	496	492	498/1	536	536/1	536/2	499	499/3	499/5	499/5а	500	ВPa1	ВPa <sup>2</sup>

Примечание. Западный участок: 1 – метабазалты; 2 – метагаббро; 3, 8, 11 – метагаббро с сульфидами; 4–7, 9, 10 – рудная зона, окварцованные измененные габбро с арсенопиритовой минерализацией; 10 – измененные габбро с пиритовой минерализацией. Восточный участок: 12 – измененные метабазалты, внешняя зона, 13 – рудная зона с Au-Bi-минерализацией. Прочерк – ниже предела обнаружения, н/о – не определялось.

На **участке западное Раялампи** метасоматические изменения наложались на габбро, среди них можно выделить две основные зоны: 1 – зону кварц-хлоритовую, непосредственно примыкающую к окварцованным породам, представленным сближенными кварцевыми жилами, и 2 – внешнюю зону, удаленную от центральной части метасоматической колонки. Изменения проявлены неравномерно и прослеживаются по простиранию на значительное расстояние (до 1,5 км), накладываясь в том числе и на вмещающие андезибазальты и базальты.

Изменения габбро во внешней метасоматической зоне-2 (обр. 331–333, 349, 543) представлены эпидотом, альбитом, актинолитом. В пределах зоны встречаются также кварцевые прожилки с хлоритом, гнезда и вкрапленность сульфидов, а также минералы ранней метаморфогенной стадии образования. Актинолит замещает роговую обманку, альбит и эпидот – плагиоклаз, ильменит – титаномagnetит (рис. 5, а). Локально образуются лейкократовые полевошпатовые (альбитовые) зонки, эпидозиты, а также наложенная биотитизация

и окварцевание. Биотитизация сопровождается привнесением К (выделяется по увеличению биотита в составе габбро, табл. 7) и предшествует окварцеванию. К внешней зоне метасоматического изменения пород приурочены пирротин, сфалерит (Fe 3,7–9,7%), халькопирит, пирит-1, кобальтин, встречаются галенит, висмутотеллуриды, гессит, алтаит, реже микронное золото и Se-галенит (рис. 5, б–з). Кобальтин (рис. 5, г, д) выделяется первым, образуя призматические кристаллы, он сростается с пиритом-1, цементируется пирротинном и халькопиритом. Вблизи зоны-1 появляются кристаллы арсенопирита (рис. 5, з). Пирротин при окислении замещается пиритом-2 и марказитом.

Метасоматиты околорудной зоны приурочены к сильно рассланцованным породам, они представлены кварцем, хлоритом, в них встречаются альбит, биотит, в незначительном количестве присутствуют турмалин, шеелит и акцессорные минералы, такие как циркон, торит, монацит и более поздние барит, бастнезит.

Рудная арсенопирит-кварцевая зона имеет мощность около 5 м. Центральная часть рудной зоны интенсивно окварцована – пронизана

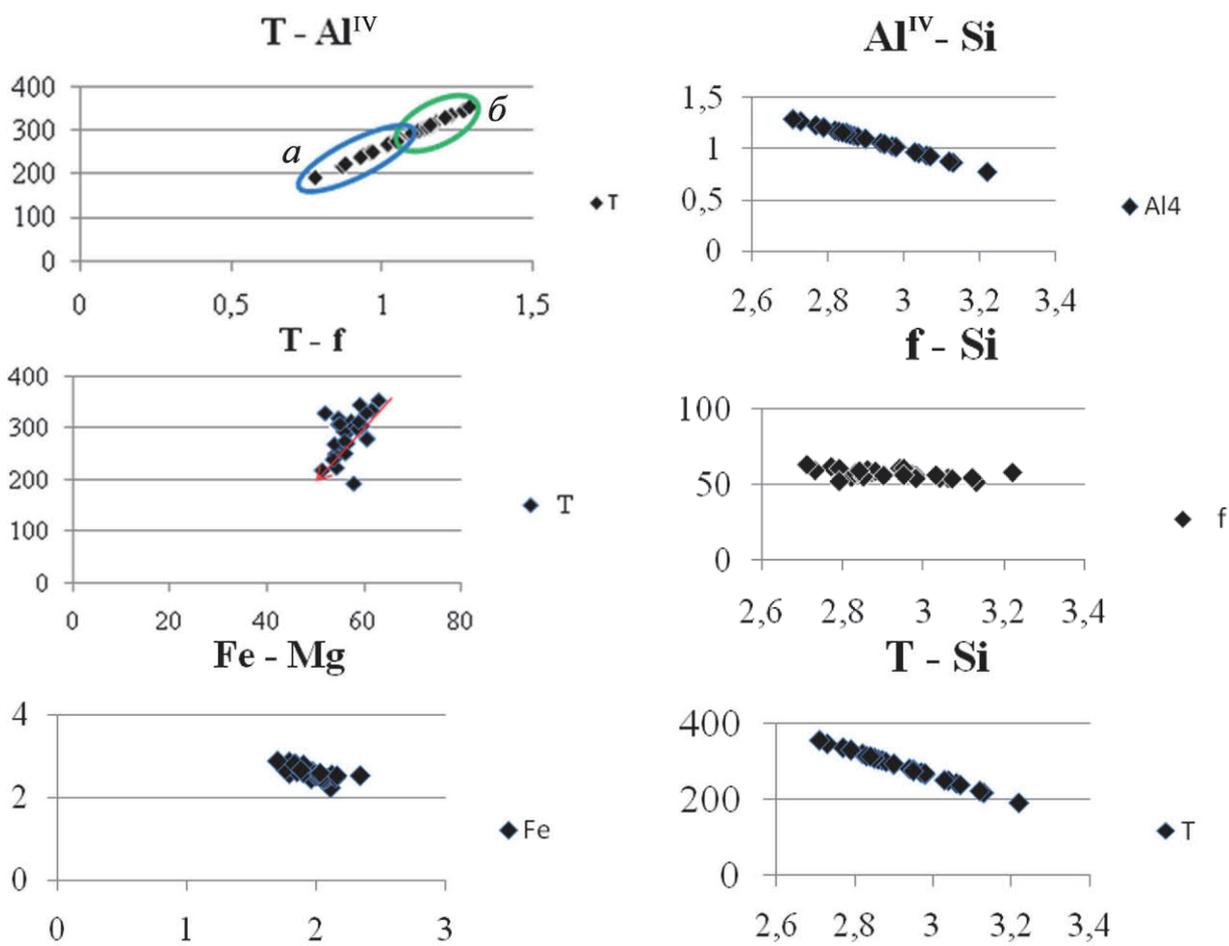


Рис. 6. Соотношение компонентов (ф. ед.), железистость (f, %) и  $T_{\text{обр.}}$  (°C) хлоритов измененных пород: контур а – репидолит из измененных габбро (ореолы), контур б – прохлорит из рудной зоны проявления западное Раялампи

кварцевыми жилами с арсенопиритом. Кварц содержит многочисленные включения хлорита и других силикатов. Арсенопирит выделяется в маломощных кварцевых жилках (шириной 1–10 см) и в измененных околожильных породах. Аз. пр. кварцевых жил и прожилков 320–330° СЗ и 70° СВ. Оруденение сопровождается литохимической аномалией As, Cu, Pb. Опробование руд и окolorудно-измененных пород западного участка, проведенное авторами, позволило выявить повышенные концентрации As, Pb, Cu, Co, Sb, W и менее значимые, но отчетливо повышающиеся в рудоносных метасоматитах – Bi, Te, Au, Ag (табл. 8).

Распределение Ti, V, элементов, типоморфных для габбро, неравномерное: в зонах с хлоритом их содержание возрастает за счет ильменита, в зонах окварцевания вблизи рудных тел – снижается. В рудной окварцованной зоне снижается также содержание  $\Sigma\text{REE}$ . По данным «Карельской рудной компании», содержание Cu достигает 3200 г/т, Zn 150–400 г/т, Pb до 2800 г/т.

Начальная температура образования определялась по составу хлорита из окolorудно-измененных пород и арсенопирита. Хлориты (табл. 9) из измененных габбро (зона-2 с сульфидами) имеют магнезиально-железистый состав (средний в %, n=15): MgO – 11,21; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 19,69; SiO<sub>2</sub> – 25,24; FeO – 27,31;  $\Sigma = 83,45$  %; f = 52–63 % (среднее 60 %);  $T_{\text{обр.}} = 305$  °C. В рудной зоне-1 вблизи арсенопирит-кварцевых прожилков состав хлорита незначительно изменяется (средний состав в %, n=12): MgO – 12,41; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 20,01; SiO<sub>2</sub> – 27,10; FeO – 28,80;  $\Sigma = 88,32$  %; f = 51–59 % (среднее 55 %); средняя  $T_{\text{обр.}} = 265$  °C. Вблизи карбонатного прожилка Mg-Fe-хлорит содержит: MgO – 10,13 %; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 18,41 %; SiO<sub>2</sub> – 23,56 %; FeO – 25,58 %;  $\Sigma = 77,68$  %;  $T_{\text{обр.}} = 220$ –240 °C.

Проанализированные составы хлоритов из окolorудных метасоматитов, а также метасоматитов внешней зоны колонки, относятся к железисто-магнезиальным хлоритам с f = 51–63 % – прохлоритам-репидолитам (рис. 6), по

Таблица 9. Состав хлоритов из околорудных метасоматитов западного участка (в мас. %)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mg (%)	7,75	8,1	8,04	7,87	8,81	8,56	8,94	8,48	8,38	9,25	8,66	8,85
Al	11,3	12,49	11,51	12,54	12,53	12,28	11,53	11,99	12,39	11,16	11,12	11,7
Si	14,34	14,14	14,02	14,18	14,17	14,35	15,05	14,34	14,78	14,75	14,94	15,16
Fe	27,3	25,44	27,16	25,59	24,42	24,81	24,25	25,35	24,17	24,89	25,38	23,95
O	39,31	39,83	39,28	39,82	40,08	40,01	40,23	39,84	40,29	39,95	39,89	40,35
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Атомное количество												
Mg	0,32	0,33	0,33	0,32	0,36	0,35	0,37	0,35	0,34	0,38	0,36	0,36
Al	0,42	0,46	0,43	0,46	0,46	0,46	0,43	0,44	0,46	0,41	0,41	0,43
Si	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,51	0,54	0,51	0,53	0,53	0,53	0,54
Fe	0,49	0,46	0,49	0,46	0,44	0,44	0,43	0,45	0,43	0,45	0,45	0,43
ΣК	1,74	1,76	1,74	1,75	1,77	1,76	1,77	1,76	1,76	1,76	1,75	1,77
О. д.	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
Коэффициенты формул												
Mg	1,84	1,90	1,90	1,85	2,05	2,00	2,08	1,98	1,96	2,16	2,03	2,06
Al	2,41	2,64	2,45	2,65	2,63	2,58	2,42	2,53	2,61	2,34	2,35	2,46
Si	2,94	2,87	2,86	2,88	2,85	2,90	3,04	2,90	2,98	2,98	3,03	3,06
Fe	2,81	2,60	2,79	2,62	2,47	2,52	2,46	2,58	2,45	2,53	2,59	2,43
Al <sup>4</sup>	1,06	1,13	1,14	1,12	1,15	1,10	0,96	1,10	1,02	1,02	0,97	0,94
Al <sup>6</sup>	1,35	1,51	1,31	1,54	1,48	1,48	1,46	1,43	1,59	1,32	1,38	1,51
f, %	60,5	57,8	59,5	58,6	54,7	55,8	54,1	56,5	55,7	53,9	56,1	54,1
T <sub>обр.</sub>	280	302	304	298	307	293	249	291	265	268	250	242
Обр.	498	499_4	499_4	499_4	499-5а	500	Раял <sup>3</sup>	536	536	536-1	536-1	Раял1
уч.	5-1	3-4	3-10	6-3	3-2	5-5	3-4	6-1	6-3	4-3	5-3	13-7

Примечание. 1–6 – хлориты из зоны метасоматического изменения (внешней зоны), 7–12 – хлориты из зоны околорудного (околорудного) изменения. Микронзондовые анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН. Сумма приведена к 100 % (без учета воды), кислород добавляется при пересчетах, ΣК – сумма катионов, О. д. – общий делитель. Железистость хлорита (ат. %) =  $Fe^*100 / (Fe+Mg)$ . T<sub>обр.</sub> рассчитана по геотермометру [Cathelineau, Nieva, 1985].

составу близким к составу хлоритов проявления Восточная Лоухиваара. От внешней зоны метасоматитов по габбро к околорудной арсенопирит-кварцевой зоне в хлоритах снижается содержание (ф. ед.) Al<sup>IV</sup> и увеличивается Si, тогда как соотношение Fe-Mg и железистость (f %) меняются незначительно. Температура образования хлоритов в рудной зоне ниже, чем в околорудных метасоматитах, условия образования отвечают среднетемпературным (табл. 9).

**Рудная минерализация.** Сульфоарсенидная минерализация в рудной зоне представлена арсенопиритом, пиритом, ильменитом, в ассоциации с ними встречаются шеелит, сфалерит, галенит, реже золото, висмутотеллуриды, антимонит. Текстура руд вкрапленная и гнездово-прожилковая, неоднородная (рис. 7).

Арсенопирит образует мелкие игольчатые, ромбические и более крупные метакристаллы размером до 1–5 мм (рис. 7; табл. 10). К арсенопириту-1 относятся мелкие игольчатые кристаллы 1-й генерации, к арсенопириту-2 – более крупные ромбические кристаллы. Игольчатые кристаллы иногда образуют двойники

прорастания (рис. 7, б–д). Арсенопирит-3 образует более крупные метакристаллы, представленные срастанием мелких индивидов (рис. 7, е–з). Он содержит включения кварца, хлорита, ильменита. Арсенопирит сечется тонкими просечками пирита. В составе арсенопирита установлено 28,3–31,8 ат. % As (табл. 10), что соответствует интервалу начальной температуры образования 420–280 °С [Скотт, 1984]. Игольчатые кристаллы 1-й генерации наиболее высокожелезистые, в них среднее содержание As – 29,6 ат. %, T<sub>обр.</sub> = 330 °С. Более крупные ромбические кристаллы содержат As 30,3–30,8 ат. %, T<sub>обр.</sub> = 370 °С. Самые крупные метакристаллы образовались при перекристаллизации мелких игольчатых и ромбических зерен, они содержат As 29,6–31,8 ат. % (T<sub>обр.</sub> = 320–420 °С, средняя 380 °С). Крупные кристаллы арсенопирита обычно несколько более высокотемпературные, чем игольчатые.

Таким образом, температура образования оруденения по арсенопириту находилась в интервале 420–280 °С, средняя по разным генерациям 380–330 °С. Она близка к температуре

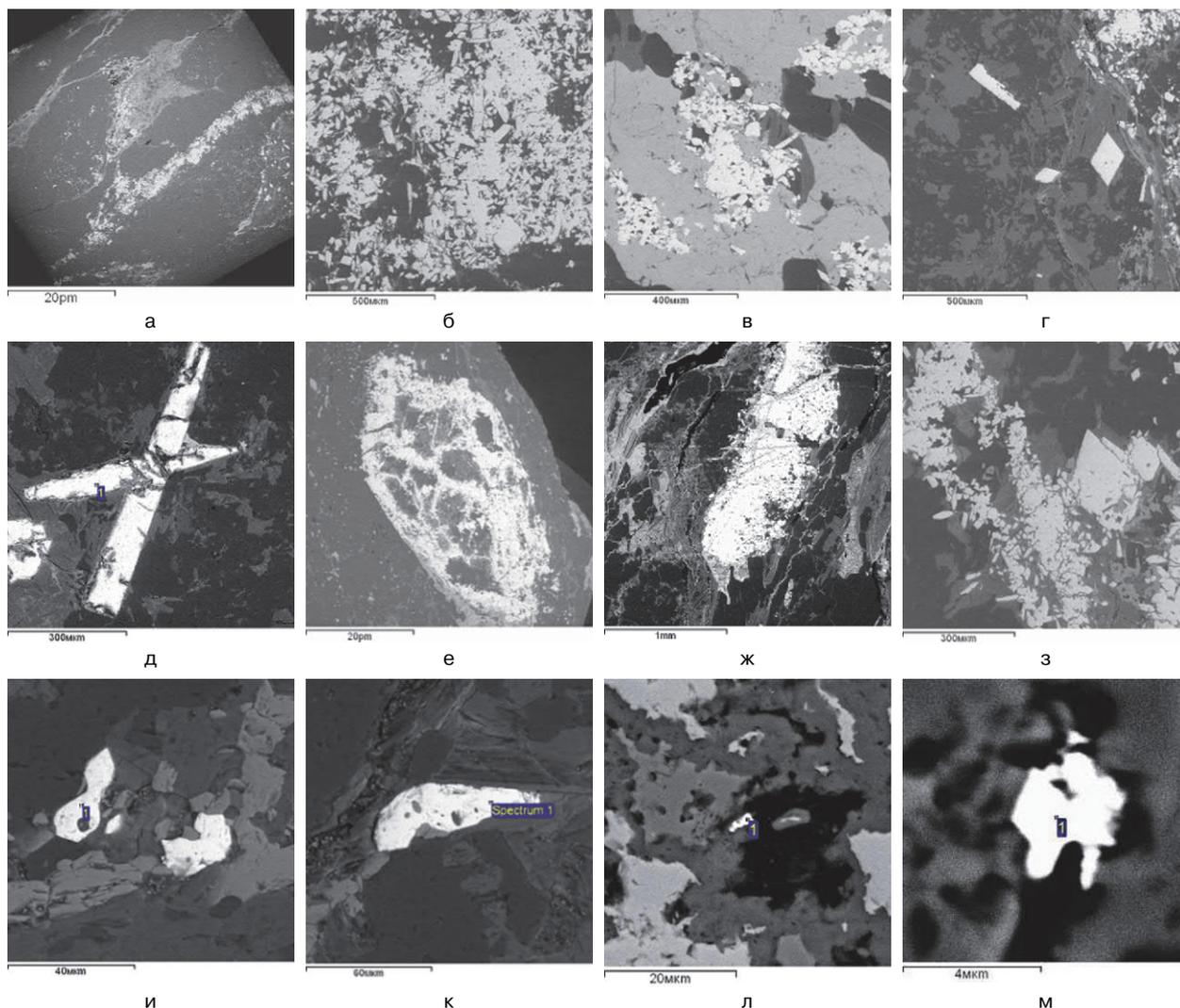


Рис. 7. Рудная минерализация проявления западное Раялампи (арсенопирит, шеелит, золото):

А – вкрапленная и гнездово-прожилковая текстура арсенопиритовой минерализации (обр. 536); б – игольчатый арсенопирит-1 (обр. L38-15); в – сростание игольчатого арсенопирита-1 и пирита (536-1-6, 5); г – ромбические кристаллы арсенопирита-2 в сростании с биотитом, альбитом (L38-18); д – двойник прорастания игольчатого арсенопирита (Рая8-2); е, ж – метакристаллы арсенопирита-3 (536-4, L38-2); з – строение метакристаллов, состоящих из арсенопирита-1 и ромбических кристаллов-2, ильменит (темно-серый); и, к – шеелит (1), окружен ильменитом (серый), хлоритом и альбитом (и – образцы Раял-1-13; к – Раял-1-11-1); л, м – тонкодисперсное золото (1) в арсенопирите и скородите (образцы Раял1-8-1, Рая8-3-1)

образования хлорита (средняя 354 °С) из внешней зоны окolorудно-измененных пород. Хлориты поздних ассоциаций с кальцитом более низкотемпературные (220 °С).

Пирит образует вкрапленность и прожилки в метагаббро во внешних зонах метасоматической колонки. Во внутренней зоне он обрастает и сростается с игольчатым арсенопиритом, сечется халькопиритом, содержит включения единичных зерен пирротина, сфалерита и мелких зерен галенита, которые проникают в микропоры кристаллов. Сульфиды полиметаллов представлены халькопиритом, галенитом, реже сфалеритом, они выделяются

после пирита и арсенопирита. В более поздних хлорит-кальцитовых прожилках встречается пирит-2.

Шеелит развит в окolorудных метасоматитах в сростании с арсенопиритом в кварце (рис. 7, и, к). Он образует неправильные зерна (1–15 мкм), реже хорошо ограненные зональные кристаллы. Ильменит иногда содержит микронные включения шеелита. Содержание W в рудной зоне возрастает до 34,5 ppm (табл. 8).

Галенит образует мелкие зерна (размером 1–60 мкм) в сростании с арсенопиритом, пиритом, реже выделяется самостоятельно

Таблица 10. Состав сульфоарсенидов проявления западное Раялампи (мас. %)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S	22,44	20,84	20,77	21,30	20,72	22,74	24,34	24,81	22,66	23,17	24,04	21,87	22,52	23,34
Fe	2,61	4,57	4,78	3,53	33,21	33,58	34,2	33,19	34,07	33,62	31,91	33,47	34,1	34,42
Co	31,59	27,33	27,23	30,11	2,43	0,67								
Ni		2,98	3,62											
As	43,35	44,28	43,61	45,07	43,63	43,01	41,46	42,0	43,27	43,2	44,06	44,66	43,38	42,24
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
As, ат. %							28,8	29,1	30,5	30,3	30,80	31,8	30,6	29,6
T °C							300	300	375	370	380	420	375	320
Обр.	498	498	498	499-5	499-5	499-5	Рая8	Рая8	Раял1	536	536	536	536	536
Уч.	6-1	9-1	11-1	5-4	3-6	6-3	2-1	9-3	15-1	8-1	5_3	5_2	5-4	8-2

Примечание. Метасоматиты внешней зоны-2: 1-4 – кобальтин; 5, 6 – Co-содержащий арсенипит. Рудная зона-1: 7-9 – игольчатый арсенипит, 7 – двойник прорастания; 10, 11 – ромбические кристаллы; 12-14-метакристаллы. T рассчитана по: [Скотт, 1984].

Таблица 11. Состав золота проявления западное Раялампи (мас. %)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8
Ag	21,31	19,12	18,69	23,3	22,94	19,23	20,47	15,93
Au	78,69	80,88	81,31	76,67	77,06	80,77	79,53	84,07
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	38-6					38a	Раял1	
Уч.	6_1	7-1	7-2	8-1	8-2	8-1	7-1	8-1

Окончание табл. 11

Комп.	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ag	33,35	5,10	5,47	5,37	9,96	29,72	28,84	12,41	15,45
Au	66,65	94,90	94,53	94,63	90,04	70,28	71,16	87,59	84,55
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	Раял1	Рая8			536-1				
Уч.	9-1	4-1	4-2	4-3	4-4	6-1	6-2	9_1	6-1

в силикатах околорудно-измененных пород. Содержание Pb достигает 1693 ppm. Антимонит встречается редко в мелких единичных включениях в арсенипирите. Содержание Sb достигает 77,5 ppm. Bi-Te минералы в зоне арсенипиритовой минерализации также достаточно редкие, содержание соответствующих элементов не превышает Bi 7,4 и Te 2,6 ppm, Ag 2,2 ppm. При окислении арсенипит замещается скородитом, галенит – церусситом, золото сохраняется в скородите (рис. 7, л).

Тонкодисперсное золото (размером 1-4 мкм) встречается в ассоциации с сульфоарсенидами (рис. 7, л, м). Золото содержит 5,10-33,35 % Ag (преимущественно 16-23 % Ag, табл. 11). Содержание золота в руденелых зонах низкое, не превышает 0,10-1,33 (табл. 8; близкие значения ~0,97-1 г/т, получены ООО «Онего-золото»).

## Заключение

Хаутаваарский массив оказал существенное влияние на метаморфизованные породы

хаутаваарской серии. Геохимические аномалии (Cu, Zn, Pb, Bi, Te, Au, Mo, W, As) позволяют выделить наиболее перспективные зоны в его ореоле для поиска золота. Однако, в связи с широким развитием габброидов и приуроченности к ним повышенных концентраций Cu, Zn, эти элементы не являются прямыми индикаторами, но в целом оконтуривают перспективную зону. К зонам деформаций и расщепления в экзоконтакте массива приурочены наложенные среднетемпературные метасоматические преобразования (типа пропицитов) и рудная минерализация.

В западном контакте массива во вмещающих породах установлены актинолитовые, эпидотовые, биотитовые и кварц-хлоритовые изменения, наложившиеся на метаморфизованные андезибазальты, базальты, туфы и прорывающие их габбро. На участке Восточная Лоухиваара с ССЗ зоной расщепления связаны биотитизация и кварц-хлоритовые изменения. Вкрапленно-прожилковое окварцевание сопровождается халькопирит-сфалерит-пирротиновой минерализацией с повышенными

концентрациями Pb, Bi, Te, Au. В рудной зоне установлены галенит, гессит, висмутотеллуриды, алтаит, тонкодисперсное золото, кобальтин. Зоны изменения по породам ультраосновного состава (тремолит-талк-хлоритовые) сопровождаются вкрапленностью сульфидов с Pd-Co-Ni-минерализацией, иногда с повышенным содержанием платиноидов. Локально в этих зонах фиксируются также и повышенные концентрации Mo (и молибденит).

В юго-западном экзоконтакте Хаутаваарского массива в районе озер участка Раялампи метасоматические изменения накладываются на рассланцованные габбро вьетуккалампинского комплекса. К зонам рассланцевания приурочена биотитизация, в околорудных зонах развиты кварц-хлоритовые метасоматиты, на удалении – эпидозиты (изменения, однотипные с участком Лоухиваара). Оруденение западной части участка Раялампи относится к Au-содержащему арсениопиритовому минеральному типу, в восточной части доминируют Au-Bi-Pb-Cu-ассоциации. Рудная минерализация западного Раялампи представлена арсениопиритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, в небольшом количестве встречаются шеелит, золото, висмутотеллуриды, антимонит и сопровождается As, Pb, Cu, Zn, Co, W, Au, Sb, незначительно Bi, Te, Ag. Элементами – индикаторами золота в западной части Раялампи являются As, Pb, Cu, W, Sb, однако его концентрации здесь низкие, до 1 г/т. В восточной части начинают преобладать Bi, Pb, Cu, W, Te, Ag, Au (требуется доизучение рудной минерализации). В удаленной околорудной зоне развита сфалерит-халькопирит-пиритовая вкрапленная и вкрапленно-прожилковая с кобальтином минерализация (Cu, Zn, Co, As).

Оценка температур образования оруденения участков западное Раялампи и Восточная Лоухиваара по минеральным ассоциациям (арсениопирит, хлорит) позволяет считать, что температура образования снижалась от 420 до 220 °С: при более высоких температурах образуются арсениопирит, кобальтин, пирит, при снижении температуры выделяются галенит, висмутотеллуриды, золото.

## Литература

Дмитриева А. В., Кулешевич Л. В., Вихко А. С. Петрохимические особенности Хаутаваарского массива и его рудная специализация (Южная Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2016а. № 2. С. 52–72. doi: 10.17076/geo160

Дмитриева А. В., Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Зональность в размещении молибден-золото-сульфидных и полиметаллических проявлений, Хаута-

ваарский массив и его ореолы (Южная Карелия) // Федоровская сессия 2016: Материалы конф. СПб. 2016б. С. 126–128.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Кулешевич Л. В. Платиноиды в сульфидно-медно-никелевых и хромитовых рудах ультрабазитов архейских зеленокаменных поясов Карелии // Петрография магматических и метаморфических горных пород: XII Всерос. петрографическое совещание. Петрозаводск, 2015. С. 438–441.

Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В. Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия // Руды и металлы. 2015. № 3. С. 38–50.

Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. Вып. 12. С. 12–25.

Матреничев В. А., Сергеев С. А., Левченков О. Д., Яковлева С. З. Возраст дацитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) // Изв. АН. Серия геол. 1990. № 8. С. 131–133.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.

Носова А. А., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Ковальчук Е. В., Ларионов А. Н. Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Вьетуккалампи в Хаутаваарской структуре // Золото Фенноскандинавского щита: Материалы конф. Петрозаводск, 2013. С. 131–134.

Овчинникова Г. В., Матреничев О. А., Левченков С. А., Сергеев С. З., Яковлева Б. М., Гороховский В. А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

Раевская М. Б., Горьковец В. Я., Светова А. И., Володичев О. И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Светова А. И., Сергеева Н. Е. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978. 192 с.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 229 с.

Светов С. А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd-систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // ДАН. 1999. Т. 369, № 2. С. 261–263.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1989. 24 с.

Скотт С. Д. Использование сфалерита и арсени- пирита для оценки температур и активностей серы в гидротермальных месторождениях // Физико-хи- мические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984. С. 41–48.

Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация в габбро- идном массиве оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минера- гения докембрийских комплексов Карелии: Матер. юбил. науч. сессии. Петрозаводск, 2007. С. 112– 116.

## References

Dmitrieva A. V., Kuleshevich L. V., Vikhko A. S. Petrokhimicheskie osobennosti Khautavaarskogo mas- siva i ego rudnaya spetsializatsiya (Yuzhnaya Kareliya) [Petrochemical characteristics and ore specialization of the Hautavaara massif, South Karelia]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2016. No. 2. P. 52–72. doi: 10.17076/geo160

Dmitrieva A. V., Kuleshevich L. V., Lavrov O. B. Zonal'nost' v razmeshchenii molibden-zoloto-sul'fidnykh i polimetallicheskikh proyavlenii, Khautavaarskii massiv i ego oreoly (Yuzhnaya Kareliya) [Zoning in the location of molybdenum-gold-sulphide and polymetallic mine- ralization (the Hautavaara massif and its haloes, South Karelia)]. *Materialy konf. Fedorovskaya sessiya 2016* [Proceed. of the Conf. Fedorov session 2016]. St. Pe- tersburg, 2016. P. 126–128.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsiyonnye oroge- ny [The Archean greenstone belts as accretionary oroge- ns]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. 223 p.

Kuleshevich L. V. Platinoidy v sul'fidno-medno- nikel'evykh i khromitovykh rudakh ul'trabazitov arkhei- skikh zelenokamennykh poyasov Karelii [Platinoids in sulphide-copper-nickel and chromite ores of the Arche- an greenstone belts in Karelia]. *XII Vseross. petrogra- ficheskoe soveshchanie "Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornykh porod"* [XII All-Russ. Pe- trographic Meeting *Petrography of Magmatic and Meta- morphic Rocks*]. Petrozavodsk, 2015. P. 438–441.

Kuleshevich L. V., Dmitrieva A. V. Au-S-kvartsevoe Mo-soderzhashchee proyavlenie Tsentral'noe v Kha- utavaarskom differentsirovannom massive, Yuzhnaya Kareliya [Tsentralnoe, an Au-S quartz Mo-bearing oc- currence in the Hautavaara massif, South Karelia]. *Rudy i metally* [Ores and Metals]. 2015. No. 3. P. 38–50.

Kuleshevich L. V., Slyusarev V. D., Lavrov M. M. Blagorodnometall'naya mineralizatsiya Khautavaaro-Ve- dlozerskoi ploshchadi [Noble-metal mineralization of the Hautavaara-Vedlozero prospect]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and Mineral Resources of Karelia]. 2009. Iss. 12. P. 12–25.

Matrenichev V. A., Sergeev S. A. Levchenkov O. D., Yakovleva S. Z. Vozrast datsitov Khautavaarskoi zele- nokamennoi struktury (Tsentral'naya Kareliya) [Age of the dacites from the Hautavaara greenstone structure (Central Karelia)]. *Izv. AN. Seriya geol.* [Proceed. AS. Ser. Geol.]. 1990. No. 8. P. 131–133.

Тугаринов А. И., Бибикина Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The tempo- ral evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: Los Azufres (Mexico) geothermal sys- tem // *Contr. Mineral. Petrol.* 1985. Vol. 91. P. 235–244.

Поступила в редакцию 20.06.2017

*Mineral'no-syr'evaja baza Respubiki Karelija* [Mine- ral raw materials base of the Republic of Karelia]. Vol. 1. Petrozavodsk: Karelija, 2005. 278 p.

Nosova A. A., Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Koval'chuk E. V., Larionov A. N. Arkheiskii vozrast gab- bro i granat-biotit-amfibol-kvartsevykh metasomatitov Au-PGE proyavleniya Vietukkalampi v Khautavaarskoi strukture [The Archean age of gabbro and garnet-bio- tite-amphibole-quartz metasomatic rocks from Vietuk- kalampi Au-PGE occurrence in the Hautavaara struc- ture]. *Zoloto Fennoskandinavskogo shchita: Materialy konferentsii* [Gold of the Fennoscandian Shield: Mat. of the Int. Conf.]. Petrozavodsk, 2013. P. 131–134.

Ovchinnikova G. V., Matrenichev O. A., Levchen- kov S. A., Sergeev S. Z., Yakovleva B. M., Gorokhov- skii V. A. U-Pb i Pb-Pb izotopnye issledovaniya kislykh vulkanitov Khautavaarskoi zelenokamennoi struktury, Tsentral'naya Kareliya [U-Pb and Pb-Pb isotope stud- ies on acid volcanites from the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia]. *Petrologiya* [Petrology]. 1994. Vol. 2, no. 3. P. 266–281.

Raevskaya M. B., Gor'kovets V. Ya., Svetova A. I., Volodichev O. I. Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [The Precambrian stratigraphy of Karelia. The Upper Archean reference sections]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1992. 190 p.

Robonen V. I., Rybakov S. I., Ruchkin G. V., Kon- kin V. D., Svetova A. I., Sergeeva N. E. Sernokolche- dannye mestorozhdeniya Karelii [Pyrite deposits of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1978. 192 p.

Rybakov S. I. Kolchedannoe rudoobrazovanie v ran- nem dokembrii Baltiskogo shchita [Pyrite ore formation in the Early Precambrian of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1987. 269 p.

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony pere- khoda okean-kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fen- noskandinavskogo shchita [Magmatic systems in the ocean – continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 229 p.

Svetov S. A., Khukhma Kh. Geokhimiya i Sm-Nd- sistematika arkheiskikh komatiit-toleitovykh assotsiatsii Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa (Tsentral'naya Kareliya) [Geochemistry and Sm-Nd sys- tematic of the Archean komatiitic-tholeiitic associations of the Vedlozero-Segozero greenstone belt (Central

Karelia)]. *DAN* [Proceed. RAS]. 1999. Vol. 369, no. 2. С. 261–263.

Sergeev S. A. Geologiya i izotopnaya geokhronologiya granit-zelenokamennykh kompleksov arkheya Tsentral'noi i Yugo-Vostochnoi Karelii [Geology and isotope geochronology of the Archean granite-greenstone complexes in central and southeastern Karelia]: Summary of PhD (Cand. of Geol.) thesis. Leningrad, 1989. 24 p.

Skott S. D. Ispol'zovanie sfalerita i arsenopirita dlya otsenki temperatur i aktivnostei sery v gidrotermal'nykh mestorozhdeniyakh [The use of sphalerite and arsenic pyrite for the assessment of sulphur temperature and activity in hydrothermal deposits]. *Fiziko-khimicheskie modeli petrogeneza i rudobrazovaniya* [Physical and Chemical Models of Petrogenesis and Ore Formation]. Novosibirsk: Nauka, 1984. P. 41–48.

Slyusarev V. D., Kuleshevich L. V., Lavrov M. M. Blagorodnometall'naya mineralizatsiya v gabbroidnom massive oz. Vietukkalampi (Khautavaarskaya struktura)

[Noble-metal mineralization in the gabbroid massif, Lake Vietukkalampi area (the Hautavaara structure)]. *Minerologiya, petrologiya i minerageniya dokembriiskikh kompleksov Karelii: Materialy yubil. nauchnoi sessii* [Mineralogy, Petrology, and Minerageny of the Precambrian Complexes in Karelia]. Petrozavodsk, 2007. P. 112–116.

Tugarinov A. I., Bibikova E. V. Geokhronologiya Baltiiskogo shchita po dannym tsirkonometrii [Geochronology of the Baltic Shield: zirconometry data]. Moscow: Nauka, 1980. 130 p.

Bibikova E. V. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contr. Mineral. Petrol.* 1985. Vol. 91. P. 235–244.

Received June 20, 2017

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Кулешевич Людмила Владимировна**

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: kuleshev@krc.karelia.ru  
тел.: 89114071685

### **Лавров Олег Борисович**

научный сотрудник, рук. музея геологии докембрия  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: petrlavrov@mail.ru

### **Дмитриева Антонина Васильевна**

младший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: dmitrieva-v@yandex.ru

### **Тытык Владимир Михайлович**

главный геолог  
ООО «Онего-золото», «Карельская рудная компания»  
ул. Фридриха Энгельса, 10, оф. 507, Петрозаводск,  
Республика Карелия, Россия, 185035  
эл. почта: tytyk.vladimir@yandex.ru

## CONTRIBUTORS:

### **Kuleshevich, Lyudmila**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru  
tel.: +79114071685

### **Lavrov, Oleg**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: petrlavrov@mail.ru

### **Dmitrieva, Antonina**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: dmitrieva-v@yandex.ru

### **Tytyk, Vladimir**

“Onego-zoloto”, “Karelian Ore Company”  
10 Friedrich Engels St., of. 10, 185035 Petrozavodsk,  
Karelia, Russia  
e-mail: tytyk.vladimir@yandex.ru

УДК 56.016:551.71

## МИКРОФОССИЛИИ ИЗ РЕЛИКТА МЕЗОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОМАТИИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

**С. Ю. Чаженина, А. В. Бакаева, З. П. Рыбникова,  
П. В. Медведев, С. А. Светов**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

Изучены реликты коры выветривания мезоархейского (3000–2930 млн лет) возраста, сформированной на туфах и лавах коматиитов в Койкарской структуре (Центральная Карелия). В сохранившейся части профиля коры, представленной слоем хлорититов, обнаружены микроскопические трубчатые и сферические образования, морфологически сходные с фоссилизированными остатками микроорганизмов. Обсуждается природа этих образований и возможность их интерпретации как ацидофильных бактерий, обитавших на суше в зоне химического выветривания вулканогенных пород.

**Ключевые слова:** микрофоссилии; мезоархей; кора выветривания; коматииты; Фенноскандинавский щит.

**S. Yu. Chazhengina, A. V. Bakaeva, Z. P. Rybnikova, P. V. Medvedev,  
S. A. Svetov. MICROFOSSILS FROM RELICT MESOARCHEAN PALEOSOL  
DEVELOPED ON KOMATIITES FROM KOIKARY AREA, CENTRAL KARELIA**

Relics of the paleosol of Mesoarchean age (3000–2930 Ma) developed on tuffs and lavas of komatiites from Koikary Area (Central Karelia) were studied. Microscopic tubular and spherical structures morphologically similar to fossilized remnants of microorganisms were found in the preserved part of the crust profile, represented by a layer of chloritite. The nature of these micro structures and the possibility of their interpretation as acidophilic bacteria inhabiting the land in the zone of chemical weathering of volcanic rocks are discussed.

**Keywords:** microfossils; Mesoarchean; paleosol; komatiites; Fennoscandian Shield.

### **Введение**

Изучение появления, становления жизни на Земле и ранних стадий эволюции органического мира – одна из фундаментальных проблем современной науки. Ископаемые остатки микроорганизмов в древнейших породах являются единственными прямыми

свидетельствами этих процессов, которые позволяют получить информацию о начале эволюции жизни на планете. Познание ископаемой летописи микроорганизмов послужило толчком к выработке набора критериев для распознавания микробных окаменелостей. Полученный к настоящему времени целый спектр доказательств свидетельствует о том, что

микробная жизнь присутствовала на Земле в палеоархее около 3,5 млрд лет назад [Розен и др., 2006].

Древнейшие на сегодняшний день фоссилизированные микроорганизмы обнаружены в кремнистых породах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, из вулканогенных разрезов зеленокаменных поясов Западной Австралии (серия Варравуна, 3,49–3,31 млрд лет) и Южной Африки (серии Онвервахт, 3,50–3,26 млрд лет, и Фиг Три, 3,26–3,23 млрд лет). Современное состояние исследований этих находок и вопросы, связанные с их изучением, приведены в обзоре интернациональной группы исследователей [Tomescu et al., 2016]. В основном находки фоссилизированных микроорганизмов архейского возраста приурочены к аквальным морским обстановкам [Астафьева и др., 2011].

На территории Восточной Фенноскандии подобные реликты микроорганизмов были установлены, например, в кремнистых осадочных породах (хемогенных силицитах), приуроченных к нижней части разреза мезоархейской протоокеанической ассоциации и островодужному андезитовому комплексу Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) [Светов, Медведев, 2013], а также в палеопротерозойских подушечных лавах Суйсарской структуры (Центральная Карелия) [Astafieva et al., 2013] и в вулканогенно-осадочных породах Сортавальской структуры [Астафьева, 2017]. В континентальных условиях микрофоссилии имеют слабую сохранность, и поэтому их исследования малочисленны, а интерпретация неоднозначна [Розанов и др., 2008; Brasier, 2013].

Микроорганизмы играют важную роль в формировании коры выветривания. Современные методы, преимущественно сканирующей электронной микроскопии, свидетельствуют, что практически все влажные поверхности, по меньшей мере в верхних частях зоны гипергенеза, покрыты бактериальными биопленками [Fossil..., 2003]. Исследования древних отложений позволяют предположить, что в раннем докембрии ситуация была подобной, хотя четких данных о микробном заселении именно субаэральных поверхностей пока не установлено. Можно ли продолжить применение актуалистических моделей субаэрального выветривания за пределами возникновения оксигенированной атмосферы 2400 млн лет назад и появления краснокветов? Как влияла на состояние железа, индикатора окислительных условий, диссимиляторная железоредукция в анаэробных условиях? Все эти вопросы относятся

к области палеобиологии докембрия [Заварзин, Рожнов, 2010].

Коры выветривания архейского возраста являются практически единственными достоверными свидетельствами существования на Земле в криптозое континентальных фациальных обстановок. Изучение архейских кор выветривания в зеленокаменных поясах древнейших кратонов мира широко используется для определения физико-химических и климатических условий жизни на суше. Наиболее древние коры выветривания архейского возраста установлены для кратона Пилбара, Западная Австралия, с возрастом 3,4 млрд лет [Johnson et al., 2008], в супергруппе Понгола (Nsuzi Pongola), Южная Африка, с возрастом 2,96 млрд лет [Crowe et al., 2013], в структуре Кеотдхар, кратона Сингхбхум (Keonjhar, Singhbhum), Западная Индия, с возрастом 3,29–3,02 млрд лет [Bandopadhyay et al., 2010; Mukhopadhyay et al., 2014], в структуре Моунт Ро (Mount Roe), Западная Австралия, с возрастом 2,76 млрд лет [Macfarlane et al., 1994].

Из подобных объектов на территории Фенноскандинавского щита детально изучены архейские переотложенные коры выветривания, например, сформированные на гранитоидах Лехтинской структуры с возрастом 2,8 млрд лет (район оз. Воронье, устье р. Нижняя Охта) [Матреничев и др., 2011], на средних метавулканитах Хизоваарской зеленокаменной структуры (Сев. Карелия) с возрастом 2,8–2,7 млрд лет [Кожевников, 2000; Thurston, Kozevnikov, 2000], на кислых метавулканитах с возрастом 2,4 млрд лет в районе оз. Паанаярви (Сев. Карелия) [Алфимова и др., 2011]. Наиболее древние микрофоссилии из кор выветривания на территории Карелии установлены в основании охтинской серии Лехтинской структуры, морфология которых достаточно многообразна, однако преобладают одиночные нитевидные формы [Астафьева, Розанов, 2010, 2012].

В данной работе представлены результаты детального изучения микрофоссилий из реликта коры выветривания мезоархейского (3000–2930 млн лет) возраста, сформированной на туфах и лавах коматиитов в Койкарской структуре (Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии) (рис. 1).

## Материалы и методы

Для изучения микрофоссилий из коры выветривания, сформированной на туфах и лавах коматиитов, было проведено детальное картирование и сплошное бороздвое опробование

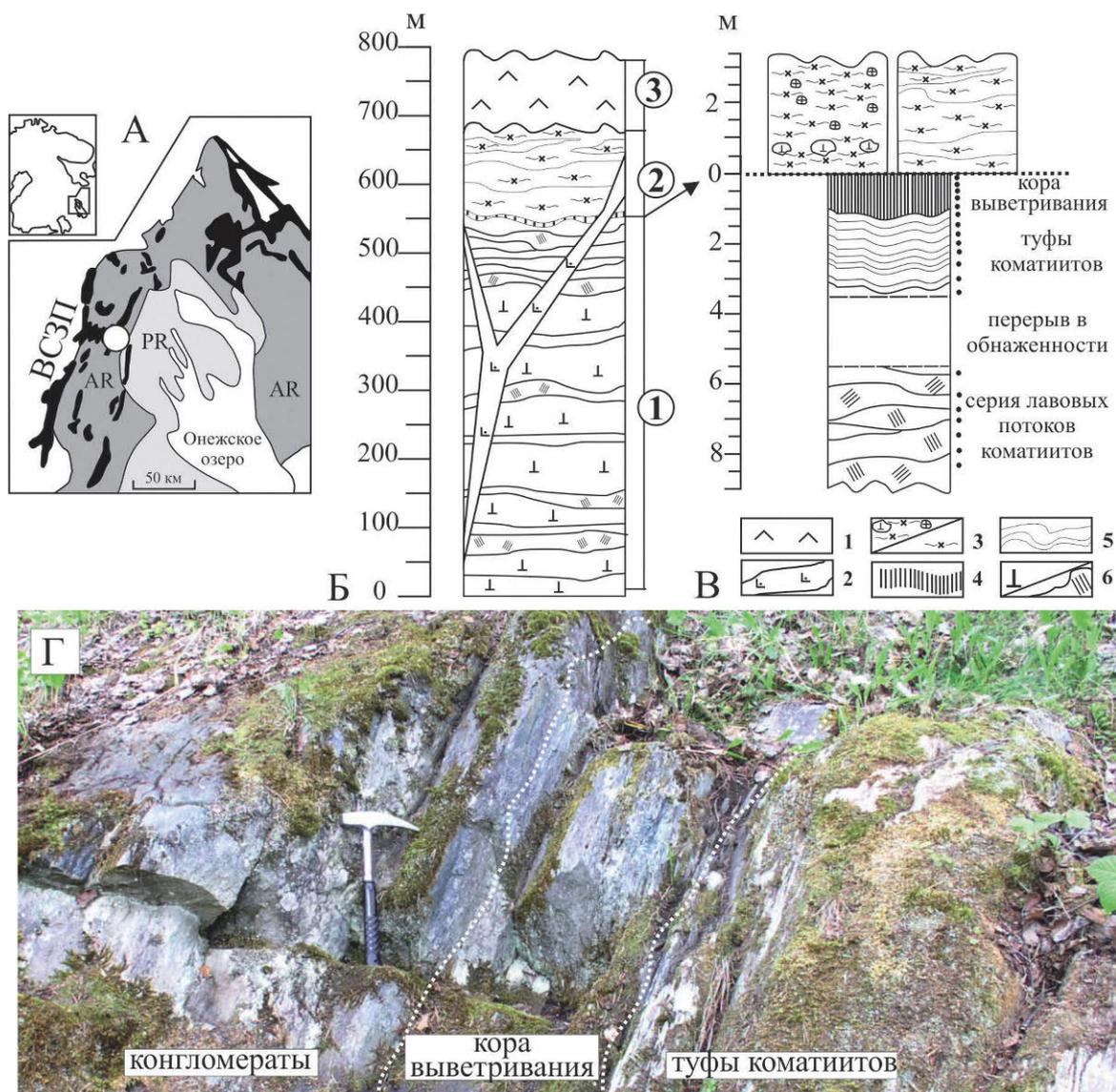


Рис. 1. Положение Койкарской структуры (показано окружностью) на Фенноскандинавском щите (А); стратиграфическое положение коры выветривания в общем разрезе Койкарской структуры [по: Светов, 2005] (Б) и детальное строение коры выветривания (В); фотография обнажения с изучаемым профилем выветривания (Г):

Б: 1 – коматиит-базальтовый, 2 – граувакковый, 3 – андезитовый комплексы. В: 1 – мезоархейская (~2,86 млрд лет) андезитовая ассоциация (лавы, туфы, внутриформационные осадки); 2 – дайки и субвулканические тела дацитов (2,935–2,927 млрд лет) с ксенолитами мафитовых граувакк и коматиитов; 3 – полимиктовые конгломераты с граувакковым цементом / граувакковый комплекс; 4 – кора выветривания; мезоархейская коматиитовая серия: 5 – туфы коматиитов; 6 – лавы коматиитов (массивные, подушечные, вариолитовые) в переслаивании с туфами и лавами базальтов / лавовые потоки коматиитов со спинифекс-структурами. Положение отобранных проб (показаны черными окружностями справа от колонки)

по профилю выветривания вкрест простираения. По профилю протяженностью около 8 м (рис. 1) было отобрано 20 проб, для которых проведено изучение минерального состава, выполнено определение содержания основных и примесных химических элементов.

Для поиска микрофоссилий методом электронной сканирующей микроскопии были исследованы свежие сколы образцов, отобранных по всему разрезу коры выветривания

(6 образцов), а также сколы туфов и лав коматиитов (2 образца).

Для исключения поверхностного загрязнения образцы, приготовленные непосредственно перед исследованием, выдерживались в течение 24 часов в серной кислоте (концентрация 40 %), а затем промывались в дистиллированной воде.

Непосредственно перед электронно-микроскопическим исследованием образцы

напылялись углеродом или золотом. Изучение морфологии и химического состава микрофоссилий, а также минералогического состава пород, как коры выветривания, так и туфов и лав коматиитов, было выполнено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) при параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек. Микроскопические исследования образцов проводились при использовании детекторов вторичных (SE) и обратнорассеянных (BSE) электронов. Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов осуществлялась с помощью программы «MINAL» (автор Д. В. Доливо-Добровольский).

Определение содержания петрогенных элементов в пробах выполнялось методом мокрой химии [Пономарев, 1961], концентрации редких и редкоземельных элементов измерялись на квадрупольном масс-спектрометре XSERIES 2 Terhmo Scientific по методике [Светов и др., 2015]. Все работы проводились в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

## Результаты

**Геохимическая и минералогическая характеристика реликта коры выветривания.** Разрез коматиитовой серии Койкарской структуры (сформированный переслаиванием лав коматиитов и коматиитовых базальтов), детально описанный в работе [Светов, 2005], выполнен (снизу вверх): массивными лавами коматиитов, перекрываемых туфами, на которых непосредственно сформирована кора выветривания, представленная слоем хлорититов мощностью 0,7–0,9 м [Светова, Рыбаков, 1987; Светова, 1988] (рис. 1).

Выше по разрезу хлорититы перекрываются полимиктовыми конгломератами, в которых доминирующий цемент – мафитовая граувакка, и вулканомиктовыми и мафитовыми граувакками. В зависимости от области изучения коры выветривания (по простиранию) перекрывающий разрез представлен или мафитовыми граувакками или полимиктовыми конгломератами (рис. 1, В), смена перекрывающих ассоциаций наблюдается на участке максимальной сохранности коры выветривания, район оз. Питкилампи, где кора выветривания прослеживается на 350–400 м.

Слой хлорититов представляет собой мелкозернистую породу, на 90–95 % сложенную железистым клинохлором [Светова, Рыбаков, 1987]. Минеральный состав пород туфов и лав

коматиитов представлен преимущественно амфиболами и хлоритами. Среди амфиболов выделены две разновидности: роговая обманка  $\text{Na}_{0.7}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{3.2}\text{Fe}^{2+}_{1.2}\text{Fe}^{3+}_{0.3}\text{Al}_{0.4})[\text{Si}_{7.1}\text{Al}_{0.9}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$  и актинолит  $(\text{Ca}_2)(\text{Mg}_{3.7}\text{Fe}^{2+}_{0.9}\text{Fe}^{3+}_{0.4}\text{Al}_{0.3})[\text{Si}_{7.8}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ . Роговая обманка сохраняется в виде реликтов в ядрах крупных зерен амфиболов и замещается актинолитом. Это минеральное преобразование сопровождается выносом щелочных элементов (натрия) и алюминия в процессе метаморфических реакций, характерных для условий зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, установленных ранее для мафитовых комплексов Койкарской структуры [Володичев и др., 2002].

Хлориты из туфов и лав коматиитов, также как и из коры выветривания, представлены преимущественно железистым клинохлором, и это свидетельствует, что процесс хлоритизации вследствие метаморфических преобразований протекал уже после формирования коры выветривания.

Акцессорные минералы всего профиля выветривания (как коры выветривания, так и туфов и лав коматиитов) представлены титанитом с включениями рутила и ильменита, а также апатитом и в редких случаях цирконом. Для лав коматиитов в качестве акцессорного минерала установлен также хроммагнетит. Титанит в изучаемых породах всего разреза встречается преимущественно в виде зерен неправильной формы и имеет включения рутила, идентифицированного по данным рамановской спектроскопии, и ильменита. Апатит в лавах коматиитов представлен ксеноморфными, реже идиоморфными зернами размером 20×40 мкм, в туфах коматиитов и коре выветривания размер зерен уменьшается до 5×15 мкм и установлены только ксеноморфные формы.

Анализ изменения содержания петрогенных элементов показал, что породы коры выветривания (хлорититы) характеризуются повышенным содержанием (в вес. %)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $22,6 \pm 0,1$ ),  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  ( $19,8 \pm 0,4$ ) и  $\text{TiO}_2$  ( $1,3 \pm 0,8$ ) по сравнению с подстилающими их туфами и лавами коматиитов (рис. 2). В коре выветривания наблюдается уменьшение концентрации (в вес. %)  $\text{SiO}_2$  ( $30,9 \pm 0,3$ ), щелочных и щелочноземельных элементов ( $\text{Na}_2\text{O} = 0,02 \pm 0,01$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,01 \pm 0,005$ ;  $\text{CaO} = 1,2 \pm 0,1$ ), что является характерным признаком химического выветривания (рис. 2).

Хлорититы существенно обогащены редкоземельными элементами ( $\Sigma_{\text{REE}} = 39$  ppm) по сравнению туфами ( $\Sigma_{\text{REE}} = 10$  ppm) и лавами ( $\Sigma_{\text{P39}} = 15$  ppm) коматиитов. Топология спектров распределения редкоземельных элементов

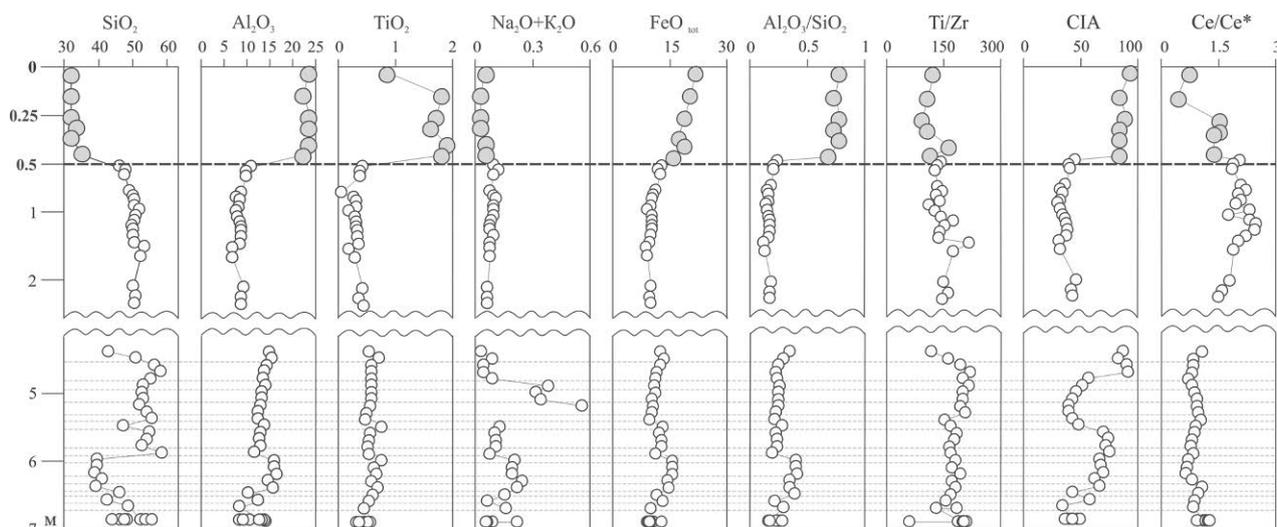


Рис. 2. Изменение химического состава пород (окислы в вес. %) по профилю выветривания

От 0 до 0,5 м – кора выветривания; от 0,5 до 2,5 м – туфы коматиитов; 4,5–7 м – массивные лавы коматиитов. Коэффициенты рассчитаны как:  $CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) * 100$ , по молекулярным количествам, содержание CaO учитывается только для силикатных минералов [Nesbitt, Young, 1982];  $Ce/Ce^* = 3 * Ce_n / (2 * La_n + Nb_n)$  (нормировано по хондриту [McDonough, Sun, 1995])

(РЗЭ) коры выветривания подобна спектрам распределения РЗЭ в туфах и лавах коматиитов [Бакаева и др., 2017]. Туфы и лавы коматиитов незначительно обогащены легкими РЗЭ ( $\Sigma_{LREE} / \Sigma_{HREE} = 1,2-1,4$ ), для хлорититов коры выветривания доля тяжелых РЗЭ незначительно возрастает ( $\Sigma_{LREE} / \Sigma_{HREE} = 1,1$ ).

**Микрофоссилии.** В результате детального электронно-микроскопического и микрозондового исследования коры выветривания Койкарской структуры были выявлены микроскопические образования двух разновидностей. Одна из них представляет собой сферические образования диаметром до 40 мкм (рис. 3, а, б), которые могут быть интерпретированы как псевдоморфозы фоссилизированных оболочек коккоидных микроорганизмов. Вторая разновидность представлена деформированными переплетающимися нитчатыми (диаметром 2–3 мкм) и трубчатыми (диаметром 6–8 мкм) образованиями (рис. 3, в, г), возможно, представляющими собой фоссилизированные нити и чехлы микроорганизмов.

Химический состав выявленных сферических и трубчатых образований (псевдоморфозы микрофоссилий) характеризуется наличием углерода, повышенным содержанием фосфора и воды по сравнению с вмещающей породой (рис. 4). Такие особенности состава позволяют нам предположить, что установленные микрофоссилии представляют собой псевдоморфозы хлорита по оболочкам микроорганизмов, в состав которых входили органические

соединения. В образцах туфов и лав коматиитов микрофоссилии установлены не были.

## Обсуждение

Выявление и изучение древних кор выветривания имеет большое значение для стратиграфических и палеогеографических реконструкций, а также для изучения ранних архейских форм жизни. Одновременно идентификация древних кор выветривания (особенно архейских) является нетривиальной задачей, которая осложняется тем, что материал кор выветривания может быть переотложен при физико-химическом выветривании или транспортирован при последующих тектонических процессах, что приводит к разрушению или частичному нарушению первичного профиля коры. Кроме того, в результате наложенных метаморфических процессов может происходить частичное (или полное) изменение минерального состава продуктов выветривания.

В настоящее время для идентификации древних кор выветривания используется ряд текстурных, геохимических и минералогических критериев [Rye, Holland, 1998], включающий в себя в том числе и наличие комплекса фоссилизированных микроорганизмов, участвующих в процессе выветривания. Признаки, характерные для древних кор выветривания, установлены нами для изучаемого слоя хлорититов, сформированного на туфах коматиитов Койкарской структуры:

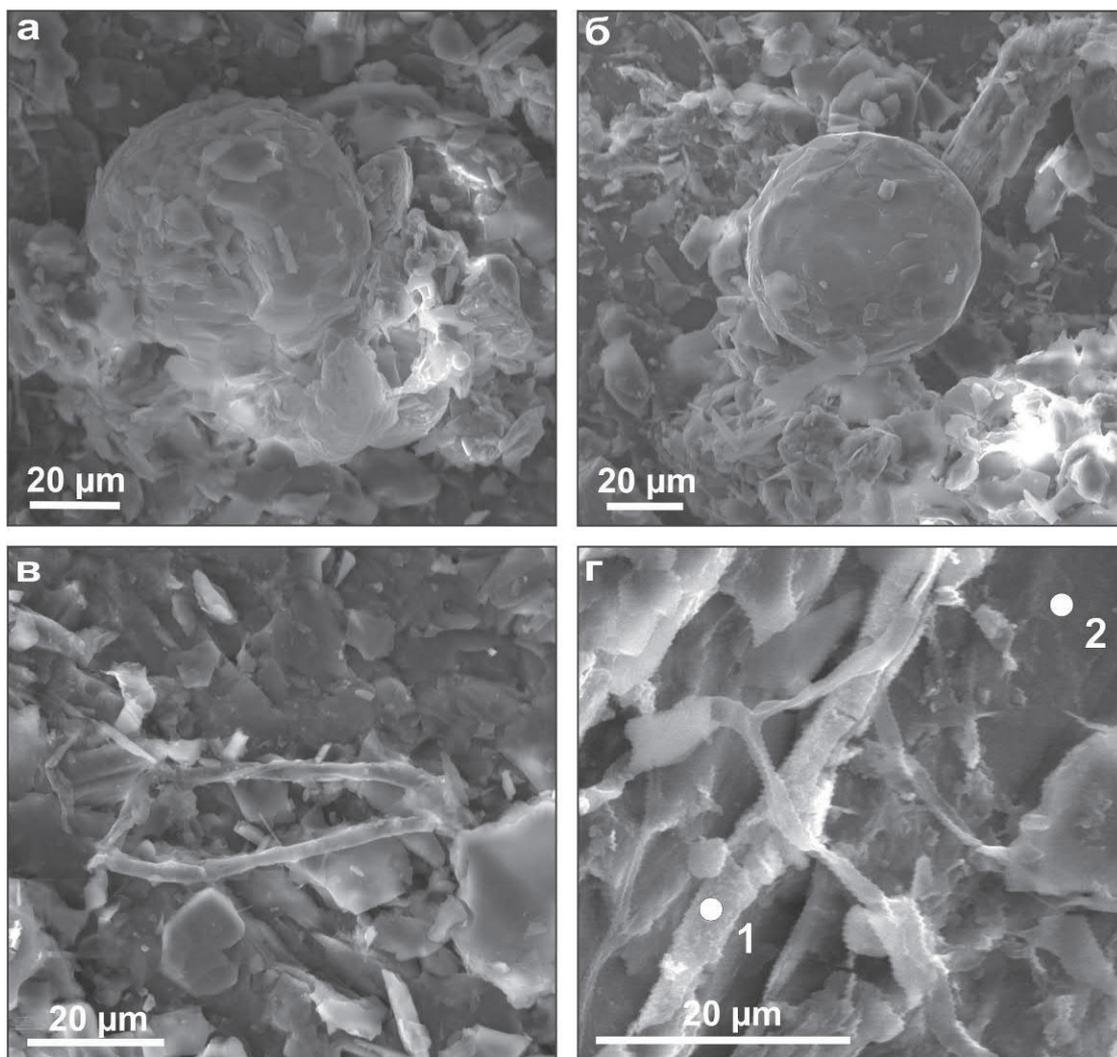


Рис. 3. Электронно-микроскопические изображения (детектор рассеянных электронов) микрообразований, выявленных в мезоархейской коре выветривания коматиитов Койкарской структуры:

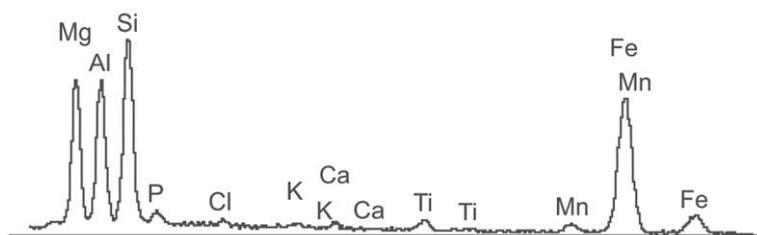
а, б – сферические образования диаметром до 40 мкм, вероятно, фоссилизированные оболочки коккоидных микроорганизмов; в, г – минерализованные трубчатые структуры диаметром до 5 мкм, вероятные чехлы нитчатых микроорганизмов

- индекс химического выветривания CIA [Nesbitt, Young, 1982], рассчитанный для хлорититов, составляет до  $91 \pm 1$ , тогда как для неизмененных в процессе выветривания лав и туфов коматиитов индекс CIA составляет  $46 \pm 3$  и  $37 \pm 5$  соответственно. Высокие значения CIA отражают высокую интенсивность химического выветривания мафитов, что также подтверждается высокими значениями алюмосиликатного ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) модуля ( $0,73 \pm 0,01$ ), свидетельствующего об интенсивном глинообразовании;
- соотношения маломобильных элементов, например Ti/Zr, имеют близкие значения для хлорититов ( $122 \pm 5$ ) и туфов коматиитов ( $137 \pm 21$ ) и, следовательно, соответствуют критерию остаточных кор выветривания,

для которых вариации этого индекса не должны превышать 40% [Maynard, 1992; Rye, Holland, 1998]. Эти данные наряду с отсутствием корреляции Ti/Zr с индексом CIA (коэффициент корреляции составляет  $-0,28$  и  $-0,07$  для хлорититов и туфов коматиитов соответственно), а также близкие значения содержания MgO и MnO свидетельствуют о том, что источником формирования коры выветривания являлись породы коматиитовой серии;

- дополнительным свидетельством генетической взаимосвязи коры выветривания и туфов и лав коматиитов является стабильность состава и морфологии акцессорных минералов по всему разрезу, например титанита. При этом наблюдается увеличение

1



2



Рис. 4. Химический состав трубчатых микрофоссилий (1) и вмещающих пород – хлорититов (2), выявленных в мезоархейской коре выветривания коматиитов Койкарской структуры. Локализация точек анализа указана на рис. 3, г

- содержания  $TiO_2$  в хлорититах коры выветривания. Отметим, что титанит по всему разрезу имеет характерные включения ильменита и рутила, однако размер зерен титанита в хлорититах уменьшается, вероятно, из-за разрушения в процессе выветривания;
- одним из характерных признаков древних и современных кор выветривания является их обогащение РЗЭ в процессе выветривания, тогда как аутигенные глинистые минералы содержат меньше РЗЭ по сравнению с породами субстрата и элювиальной зоны [Nesbitt, 1992; Алфимова и др., 2011]. Общее содержание РЗЭ в хлорититах превышает их содержание в туфах и лавах коматиитов, что соответствует характеру перераспределения РЗЭ в процессе выветривания;
  - гомогенный минеральный состав коры выветривания (хлорититов), близкий к мономинеральному, и отсутствие обломочного материала являются признаками того, что формирование хлорититов не сопровождалось привнесением терригенного материала.

Это позволяет нам предположить, что данные породы, вероятнее всего, образовались в процессе химического выветривания, а не осадконакопления;

- минеральный состав хлорититов представлен в основном железистым клинохлором, а присутствие в составе коры выветривания относительно высокоглиноземистых разновидностей хлорита может свидетельствовать о первично латеритной природе исходных глин [Геологический..., 2010].
- в коре выветривания были установлены две разновидности микрофоссилий, тогда как в туфах и лавах коматиитов микрофоссилии не были обнаружены.

Таким образом, полученные данные позволяют нам интерпретировать исследованный слой хлоритита, залегающий на туфах коматиитов Койкарской структуры, как сохранный фрагмент (реликт) древней мезоархейской коры выветривания мафитов. Кроме того, в процессе исследования не были выявлены такие признаки древних кор выветривания,

как постепенный переход от пород субстрата к коре выветривания, наличие зоны дезинтеграции субстрата и внутренняя зональность коры выветривания. Это, вероятно, связано прежде всего с небольшой мощностью (около 1 м) сохраненного реликта первичной коры, которая, несомненно, ранее имела значительно большую мощность (>100 м). Косвенным свидетельством данного обстоятельства является наличие выше по разрезу мощного грауваккового парагенеза, интерпретируемого нами, по геохимическим данным, как сформированный в результате переработки и переотложения первичной коры выветривания. Вместе с тем изучаемая территория (район оз. Питкилампи) подвергнута влиянию сдвиговой тектоники, которая проявлена в формировании крупной shear-зоны [Светов и др., 2016]), что делает реальным тектоническое смещение отдельных фрагментов разреза мафитов, в том числе изучаемого нами горизонта, по отношению к исходному коматиитовому разрезу.

Ранее предполагалось [Корякин, 1975], что на территории Фенноскандинавского щита древние коры выветривания, сформированные в архее и протерозое, имели площадной региональный характер распространения, и это предположение является дискуссионным. Данные по уже обнаруженным и изученным корам выветривания архейского возраста постоянно обновляются. Отмечается, что в изученных разрезах (наиболее полно сохранившихся на территории Карелии) раннедокембрийских кор выветривания выделяется карбонатная зона, следующая за зоной дезинтеграции, и глинистая зона, соответствующая наиболее выветренной части коры [Алфимова, Матреничев, 2006].

Вне зависимости от состава и степени химического преобразования пород субстрата главными новообразованными минералами остаточных кор выветривания раннего докембрия являются глинистые минералы группы смектита и иллита, которые в процессе метаморфизма преобразовывались в хлориты [Алфимова, Матреничев, 2006].

Геохимические исследования [Бакаева и др., 2017] реликта коры выветривания, сформированной на туфах и лавах коматиитов Койкарской структуры, показали, что изменение состава лав и туфов коматиитов в процессе выветривания соответствует тренду преобразования мафитов с формированием смектитов, а затем и каолинитов, в качестве конечного продукта выветривания. Близость состава и морфологии акцессорных минералов и близкие значения соотношений маломобильных элементов (индексы  $Ti/Zr$  и  $Ti/Al$ ) также

являются косвенными свидетельствами в пользу того, что кора формировалась на породах, близких по составу к туфам коматиитов.

Таким образом, исследованный слой хлоритов может быть интерпретирован как редуцированная кора выветривания, сформированная, как и коматиит-базальтовая серия, ранее  $2930 \pm 2915$  млн лет. Ее состав может быть использован для проведения палеореконокструкций окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий выветривания.

Выветренные породы, сформировавшиеся в условиях гумидного климата, характеризуются более высокими значениями CIA, чем образовавшиеся в аридных и гляциальных обстановках. Это обусловлено более интенсивным выносом щелочей и, вследствие этого, обогащением  $Al_2O_3$  выветренных пород. Высокое значение CIA, определенное для коры выветривания, сформированной на коматиитах Койкарской структуры, свидетельствует о формировании этих отложений в условиях теплого гумидного климата. На диаграмме  $(CaO + Na_2O + K_2O) - Al_2O_3 - (FeO_{tot} + MgO)$  [Nesbitt, 1992] тренд выветривания мезоархейских коматиитов совпадает с трендами изменения современных базальтов [Бакаева и др., 2017], что свидетельствует о субэаральных условиях формирования коры выветривания и преимущественно окислительных обстановках. Повышенное содержание железа в породах коры выветривания по сравнению с туфами и лавами коматиитов также, вероятно, свидетельствует в пользу окислительных обстановок.

Туфы коматиитов характеризуются незначительной положительной Ce-аномалией ( $Ce/Ce^* = 1,4$ ), которая сглаживается в коре выветривания ( $Ce/Ce^* = 1,1$ ), что, вероятно, связано с выносом церия в процессе выветривания. В отмечаемых нами окислительных обстановках это возможно лишь в кислых условиях. Полученные выводы согласуются с данными о существовании слабокислой среды и вероятных окислительных условий в экзогенных обстановках на территории Фенноскандинавского щита в архейское и палеопротерозойское время [Алфимова и др., 2011].

Таким образом, тренд модификации химического состава реликта коры выветривания и характер распределения РЗЭ в коре выветривания позволяют предположить, что ее формирование происходило в субэаральных обстановках гумидного и теплого климата при окислительных условиях.

Установленные в хлорититах Койкарской структуры микрофоссилии интерпретируются нами как фоссилизированные остатки

цианобактерий ацидофилов, живших в коре выветривания, сформированной на вулканогенных породах (туфах и лавах коматиитов) в условиях гумидного климата. Они характеризуются нитчатой и трубчатой морфологией, сходной с минерализованными фоссилиями микроорганизмов, обнаруженных в докембрийских корах выветривания на Фенноскандинавском щите, которые интерпретируются как остатки цианобактерий [Астафьева, Розанов, 2012].

Изотопно-геохимические исследования [Watanabe et al., 2000, 2004] состава органического вещества коры выветривания с возрастом 2,7–2,3 млрд лет на дунитах в Восточном Трансваале свидетельствуют о наличии цианобактериальных сообществ в профиле выветривания. По результатам СЭМ в составе микрофоссилий реликта мезоархейской коры выветривания Койкарской структуры также обнаружены признаки (следы) органических соединений, а именно: повышенное содержание фосфора и воды по сравнению с вмещающими породами.

Находки фоссилизированных остатков микробиоты в породах докембрийских кор выветривания на территории Карелии совместно с полученными данными по распределению редкоземельных элементов, свидетельствующими о кислых или слабокислых условиях выветривания, согласуются с предположением об ацидофильной природе микробиальных сообществ континентальных экосистем в раннем докембрии [Фелицын и др., 2010]. Отметим, что в хемогенных силицитах и доломитах этой же структуры (Койкары) ранее были найдены остатки микроорганизмов, приуроченные к морским бассейновым фациям того же мезоархейского временного уровня [Светов, Медведев, 2013; Медведев и др., 2014]. Таким образом, можно сделать вывод о существовании в мезоархее на территории Карелии как морских, так и континентальных обстановок с развитой микробиальной жизнью.

## Выводы

Слой хлоритов, залегающий на туфах коматиитов Койкарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, является реликтом первичной, не переотложенной коры выветривания, время формирования которой можно оценить как близкое к времени образования коматиит-базальтовой серии в интервале 3000–2930 млн лет.

Характер распределения макроэлементов и РЗЭ в коре выветривания и тренд модификации ее химического состава позволяет

заклучить, что формирование коры произошло в субэрадных условиях гумидного климата в окислительных обстановках и слабокислой среде.

В сохранившейся части профиля коры обнаружены микроскопические трубчатые и сферические образования, морфологически сходные с остатками микроорганизмов. Эти образования могут быть интерпретированы как фоссилизированные остатки цианобактерий ацидофилов, участвовавших в формировании континентальной коры выветривания на вулканогенных породах (коматиитовых базальтах и их туфах).

Полученные результаты свидетельствуют о существовании в мезоархее на территории Карелии развитой микробиальной жизни не только в морских, но и в континентальных обстановках.

*Исследования выполнялись при частичной поддержке РФФИ, гранты 16-35-00268, 17-55-45005.*

## Литература

Алфимова Н. А., Матреничев В. А. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 41. С. 518–529.

Алфимова Н. А., Фелицын С. Б., Матреничев В. А. Подвижность Се в экзогенных обстановках Балтийского щита 2.8–2.1 млрд лет назад: данные по корам выветривания и осадочным карбонатам // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 5. С. 1–13.

Астафьева М. М. Вулканогенно-осадочные породы сортавальской серии – среда обитания древнейших микроорганизмов // Палеонтологический журнал. 2017. № 1. С. 83–88. doi: 10.7868/S0031031X17010020

Астафьева М. М., Герасименко Л. М., Гелтнер А. Р., Жегалло Е. А., Жмур С. И., Карпов Г. А., Орлеанский В. К., Пономаренко А. Г., Розанов А. Ю., Сумина Е. Л., Ушатинская Г. Т., Хувер Р., Школьник Э. Л. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

Астафьева М. М., Розанов А. Ю. Древнейшие коры выветривания и микрофоссилии (на примере Карелии) // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Сер. Гео-биологические системы в прошлом. М.: ПИН РАН, 2010. С. 10–22.

Астафьева М. М., Розанов А. Ю. Древние коры выветривания как среда обитания наземной биоты // Ранняя колонизация суши. Сер. Гео-биологические системы в прошлом. М.: ПИН РАН, 2012. С. 57–68.

Бакаева А. В., Чаженгина С. Ю., Светов С. А. Реликт мезоархейской коры выветривания коматиитов Койкарской структуры (Центральная Карелия)

// Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62, № 2. С. 119–140. doi: 10.21638/11701/spbu07.2017.201

Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндеогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии. Рукописный научный отчет. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 187 с.

Геологический словарь / Ред. О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. Т. 1. 267 с.

Заварзин Г. А., Рожнов С. В. Выветривание и палеопочвы // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы / Ред. С. В. Рожнов, В. А. Демкин. Сер. Гео-биологические процессы в прошлом. М.: ПИН РАН, 2010. С. 4–9.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Корякин А. С. Диагностические критерии метаморфизованной коры выветривания (на примере Центральной Карелии) // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 28–33.

Матреничев В. А., Алфимова Н. А., Левченков О. А., Саватенков В. М., Беляцкий Б. В., Астафьева М. М., Макеев А. Ф., Яковлева С. З. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры, Северная Карелия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. № 19. С. 3–25.

Медведев П. В., Светов С. А., Светова А. И. Реликты термофильной хемолитотрофной микробиоты в кремнистых породах архейского возраста (Центральная Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 135–147.

Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 414 с.

Розанов А. Ю., Астафьева М. М., Вревский А. Б., Алфимова Н. А., Матреничев В. А. Микрофоссилии раннедокембрийских континентальных кор выветривания Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 83–90.

Розен О. М., Аббясов А. А., Аксаментова Н. В., Бреданова Н. В., Злобин В. Л., Мигдисо А. А., Сафронов В. Т., Толкачикова А. А., Трусов А. И., Чехович П. А., Ярошевский А. А. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. 400 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А., Иващенко В. И., Рыбникова З. П., Гоголев М. А., Назарова Т. Н. Неоархейская (2.60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Волдозерского террейна // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 10. С. 1–18. doi: 10.17076/geo360

Светов С. А., Медведев П. В. Мезоархейские хемогенные силициты – уникальная среда сохранности ранней жизни // Литосфера. 2013. № 6. С. 3–13.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И.,

Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. 148 с.

Светова А. И., Рыбаков С. И. Архейская кора выветривания в осадочно-вулканогенных комплексах Койкарской структуры (Центральная Карелия) // Геология и петрология: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. С. 10–15.

Фелицын С. Б., Алфимова Н. А., Матреничев В. А., Климова Е. В. Распределение редкоземельных элементов в палеопротерозойских корях выветривания Балтийского щита // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Сер. Гео-биологические системы в прошлом. М.: ПИН РАН, 2010. С. 23–35.

Astafieva M. M., Chistyakov A. A., Bogina M. M., Sharkov E. V. Early Proterozoic Pillow Lavas of Suisari as Habitats of the Earliest Microorganisms // Paleontol. J. 2013. Vol. 47, no. 10. P. 1110–1115. doi: 10.1134/S0031030113100055

Bandopadhyay P. C., Eriksson P. G., Roberts R. J. A Vertic Paleosol at the Archean-Proterozoic Contact from the Singhbhum-Orissa Craton, Eastern India // Precamb. Res. 2010. Vol. 177, no. 3–4. P. 277–290. doi: 10.1016/j.precamres.2009.12.009

Brasier A. T. Archaean Soils, Lakes and Springs: Looking for Signs of Life / Eds. Y. Dilek, H. Furnes. Netherlands: Springer International Publishing. 2013. Vol. 7. P. 367–384. doi: 10.1007/978-94-007-7615-9\_13

Crowe S. A., Døssing L. N., Beukes N. J., Bau M., Kruger S. J., Frei R., Canfield D. E. Atmospheric oxygenation three billion years ago // Nature. 2013. Vol. 501. P. 535–538. doi: 10.1038/nature12426

Fossil and Recent Biofilms. A natural history of life on Earth / Eds. W. E. Krumbein, D. M. Paterson, G. A. Zavarzin. Dordrecht: Kluwer Ac. Press, 2003. 482 p. doi: 10.1017/S0016756805260776

Johnson I. J., Watanabe Y., Yamaguchi K., Hama-saki H., Ohmoto H. Discovery of the oldest (~3.4 Ga) lateritic paleosols in the Pilbara Craton Western Australia // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2008. Vol. 40, no. 6. 143 p.

Macfarlane A. W., Danielson A., Holland H. D. Geology and major and trace element chemistry of the late Archean weathering profiles in the Fortescue Group, Western Australia: Implications for atmospheric PO<sub>2</sub> // Precamb. Res. 1994. Vol. 65. P. 297–317. doi: 10.1016/0301-9268(94)90110-4

Maynard J. B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols // J. Geol. 1992. Vol. 100. P. 279–289. doi: 10.1086/629632

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Mukhopadhyay J., Crowley Q. G., Ghosh S., Ghosh G., Chakrabarti K., Misra B., Heron K., Bose S. Oxygenation of the Archean atmosphere: New paleosol

constraints from eastern India // *Geology*. 2014. Vol. 42, no. 10. P. 923–926. doi: 10.1130/G36091.1

Nesbitt H. W. Diagenesis and metasomatism of weathering profile, with emphasis on Precambrian paleosols / Eds. I. P. Martini, W. Chesworth. New York: Elsevier, 1992. P. 127–152. doi: 10.1016/B978-0-444-89198-3.50011-8

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of litites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717. doi: 10.1038/299715a0

Rye R., Holland H. D. Paleosols and the Evolution of Atmospheric Oxygen: A Critical Review // *Am. J. Science*. 1998. Vol. 298, no. 8. P. 621–672. doi: 10.2475/ajs.298.8.621

Tomescu A. M. F., Klymiuk A. A., Matsunaga K. K. S., Bippus A. C., Shelton G. W. K. Microbes and the Fossil Record: Selected Topics in Paleomicrobiology / Ed. C. J. Hurst. Switzerland: Springer International Publishing, 2016. P. 69–169. doi: 10.1007/978-3-319-28071-4\_3

Thurston P. C., Kozevnikov V. N. An archean quartz arenite-andesite associations in the eastern Baltic Shield, Russia: implications for assemblage types and shield history // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 101. P. 313–340. doi: 10.1016/S0301-9268(99)00093-5

Watanabe Y., Martini J. E. J., Ohmoto H. Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago // *Nature*. 2000. Vol. 408. P. 574–578. doi: 10.1038/35046052

Watanabe Y., Stewart B. W., Ohmoto H. Organic- and carbonate-rich soil formation ~2.6 billion years ago at Shagen, East Transvaal district, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. Vol. 68, no. 9. P. 2129–2151. doi: 10.1016/j.gca.2003.10.036

Поступила в редакцию 04.07.2017

## References

Alfimova N. A., Matrenichev V. A. Kontinental'noe vyvetrivanie v rannem dokembrii: osobennosti mineral'nykh preobrazovaniy i sostav gipergennykh rastvorov [Continental weathering in the Early Precambrian: the features of mineral transformations and the composition of hypergenic solutions]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 2006. No. 41. P. 518–529.

Alfimova N. A., Felitsyn S. B., Matrenichev V. A. Podvizhnost' Ce v ekzogennykh obstanovkakh Baltiiskogo shchita 2.8–2.1 mlrd let nazad: dannye po koram vyvetrivaniya i osadochnym karbonatam [Ce mobility in exogenic conditions of the Baltic Shield 2.8–2.1 Ga: paleosols and sediment carbonates]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 2011. No. 5. P. 1–13.

Astaf'eva M. M. Vulkanogenno-osadochnye porodny sortaval'skoi serii – sreda obitaniya drevneishikh mikroorganizmov [Volcano-sedimentary rocks of the Sortavala group: a habitat of ancient microorganisms]. *Paleontol. J.* 2017. No. 1. P. 83–88. doi: 10.7868/S0031031X17010020

Astaf'eva M. M., Gerasimenko L. M., Geptner A. R., Zhegallo E. A., Zhmur S. I., Karpov G. A., Orleanskii V. K., Ponomarenko A. G., Rozanov A. Yu., Sumina E. L., Ushatinskaya G. T., Khuver R., Shkol'nik E. L. Iskopaemye bakterii i drugie mikroorganizmy v zemnykh porodakh i astromaterialakh [Fossil bacteria and other microorganisms in terrestrial rocks and astromaterials]. Moscow: PIN RAN, 2011. 172 p.

Astaf'eva M. M., Rozanov A. Yu. Drevneishie kory vyvetrivaniya i mikrofosilii (na primere Karelii) [Paleosols and microfossils (the case of Karelia)]. *Paleopochvy i indikator kontinental'nogo vyvetrivaniya v istorii biosfery. Ser. Geo-biologicheskii sistemy v proshlom* [Paleosols and Indicators of Continental Weathering in the History of Biosphere. Ser. Geo-Biological Systems in the Past]. Moscow: PIN RAN, 2010. P. 10–22.

Astaf'eva M. M., Rozanov A. Yu. Drevnie kory vyvetrivaniya kak sreda obitaniya nazemnoi bioty

[Paleosol as the environment of terrestrial biota]. *Rannyaya kolonizatsiya sushy. Seriya Geo-biologicheskii sistemy v proshlom* [Early Colonization of Land. Ser. Geo-Biological Systems in the Past]. Moscow: PIN RAN, 2012. P. 57–68.

Bakaeva A. V., Chazhengina S. Yu., Svetov S. A. Relikt mezoarkheiskoi kory vyvetrivaniya komatiitov Koikarskoi struktury (Tsentral'naya Kareliya) [Relict of Meso-Archean paleosol developed on the komatiites from Koikary Area, Central Karelia]. *Vestnik SPbGU. Nauki o Zemle* [Proceed. of SpbSU. Earth Sciences]. 2017. Vol. 62, no. 2. C. 119–140. doi: 10.21638/11701/spbu07.2017.201

Felitsyn S. B., Alfimova N. A., Matrenichev V. A., Klimova E. V. Raspredelenie redkozemel'nykh elementov v paleoproterozoiskikh korakh vyvetrivaniya Baltiiskogo shchita [Distribution of rare-earth elements in the Palaeoproterozoic weathering crust of the Baltic Shield]. *Paleopochvy i indikator kontinental'nogo vyvetrivaniya v istorii biosfery. Ser. Geo-biologicheskii sistemy v proshlom* [Paleosols and Indicators of Continental Weathering in the History of Biosphere. Ser. Geo-Biological Systems in the Past]. Moscow: PIN RAN, 2010. P. 23–35.

*Geologicheskii slovar'* [Geological dictionary]. Ed. O. V. Petrov. St. Petersburg: VSEGEI, 2010. Vol. 1. 267 p.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsiionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. 223 p.

Koryakin A. S. Diagnosticheskie kriterii metamorfizovannoi kory vyvetrivaniya (na primere Tsentral'noi Karelii) [Diagnostic criteria of metamorphosed weathering crust (the case of Central Karelia)]. Moscow: VIMS, 1975. P. 28–33.

Matrenichev V. A., Alfimova N. A., Levchenkov O. A., Savatenkov V. M., Belyatskii B. V., Astaf'eva M. M., Makeev A. F., Yakovleva S. Z. Stratigrafiya i izotopnyi vozrast lopiiskogo kompleksa Lekhtinskoi struktury,

Severnaya Kareliya [Stratigraphy and isotope age of the Lopi complex of the Lehtin structure, North Karelia]. *Stratografiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geological Correlation]. 2011. No. 19. P. 3–25. doi: 10.1134/S0869593811050078

Medvedev P. V., Svetov S. A., Svetova A. I. Relikty termofil'noi khemolitotrofnoi mikrobioty v kremnistykh porodakh arkheiskogo vozrasta (Tsentral'naya Kareliya) [Relics of thermophilic chemolithotrophic microbiota in siliceous rocks of the Archaean age (Central Karelia)]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2014. No. 1. P. 135–147.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornyykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AN SSSR, 1961. 414 p.

Rozanov A. Yu., Astaf'eva M. M., Vrevskii A. B., Alfimova N. A., Matrenichev V. A. Mikrofosilii ranne-dokembriiskikh kontinental'nykh kor vyvetrivaniya Fennoskandinavskogo shchita [Microfossils of the Early Precambrian continental weathering crusts of the Fennoscandian shield]. *Otechestvennaya geologiya* [National Geology]. 2008. No. 3. P. 83–90.

Rozen O. M., Abbyasov A. A., Aksamentova N. B., Bredanova N. B., Zlobin V. L., Migdisov A. A., Safonov V. T., Tolkachikova A. A., Trusov A. I., Chehovich P. A., Yaroshevsky A. A. Sedimentatsiya v rannem dokembrii: tipy osadkov, metamorfizovannye osadochnyye basseiny, evolyutsiya terrigennykh otlozhenii [Sedimentation in the Early Precambrian: types of precipitation, metamorphosed sedimentary basins, evolution of terrigenous deposits]. Moscow: Nauchuy mir, 2006. 400 p.

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony perekhoda okean – kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems of the ocean-continent transition zone in the Archaean of the eastern part of the Fennoscandian shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 230 p.

Svetov S. A., Ivashchenko V. I., Rybnikova Z. P., Gogolev M. A., Nazarova T. N. Neoarkheiskaya (2.60 mlrd let) reaktivatsiya sdvigovykh zon i orogennykh zolotorudnykh sistem v zapadnom segmente Vodlozerskogo terreina [Neo-Archaean (2.60 billion years) reactivation of shear zones and orogenic gold ore systems in the western segment of the Vodlozero terrain]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2016. No. 10. P. 1–18. doi: 10.17076/geo360

Svetov S. A., Medvedev P. V. Mezoarkheiskie khemogennyye silitsity – unikal'naya sreda sokhrannosti rannei zhizni [The Mesoarchean chemogenic silicites – a unique environment of early life preservation]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2013. No. 6. P. 3–13.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhoval M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precise (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock composition and minerals: a technique and assessment of results accuracy by the example of the Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans.

of KarRC of RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Svetova A. I. Arkheiskii vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [The Archaean volcanism of the Vedlozero-Segozero greenstone belt of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1988. 148 p.

Svetova A. I., Rybakov S. I. Arkheiskaya kora vyvetrivaniya v osadochno-vulkanogennykh kompleksakh Koikarskoi struktury (Tsentral'naya Kareliya) [The Archaean weathering crust in sedimentary-volcanogenic complexes of the Koikarskaya structure (Central Karelia)]. *Geologiya i petrologiya* [Geology and Petrology]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1987. P. 10–15.

Volodichev O. I., Kuleshevich L. V., Kuzenko T. I. Endogennyye rezhimy metamorfizma v razlichnykh geodinamicheskikh obstanovkakh dokembriya Karelii [Endogenous metamorphism regimes in various geodynamic settings of the Precambrian of Karelia]. Rukopisnyi nauchnyi otchet [Hand-written Scientific Report]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2002. 187 p.

Zavarzin G. A., Rozhnov S. V. Vyvetrivanie i paleopochvy [Weathering and paleosols]. *Paleopochvy i indikatory kontinental'nogo vyvetrivaniya v istorii biosfery* [Paleosols and Indicators of Continental Weathering in the History of Biosphere]. Ser. *Geo-biologicheskie protsessy v proshlom* [Ser. Geo-Biological Systems in the Past]. Moscow: PIN RAN, 2010. P. 4–9.

Astaf'eva M. M., Chistyakov A. A., Bogina M. M., Sharkov E. V. Early Proterozoic Pillow Lavas of Suisari as Habitats of the Earliest Microorganisms. *Paleontol. J.* 2013. Vol. 47, no. 10. P. 1110–1115. doi: 10.1134/S0031030113100055

Bandopadhyay P. C., Eriksson P. G., Roberts R. J. A Vertic Paleosol at the Archaean-Proterozoic Contact from the Singhbhum-Orissa Craton, Eastern India. *Precam. Res.* 2010. Vol. 177, no. 3–4. P. 277–90. doi: 10.1016/j.precamres.2009.12.009

Brasier A. T. Archaean Soils, Lakes and Springs: Looking for Signs of Life. *Evolution of Archaean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences.* Netherlands: Springer Int. Publ., 2013. Vol. 7. P. 367–384. doi: 10.1007/978-94-007-7615-9\_13

Crowe S. A., Døssing L. N., Beukes N. J., Bau M., Kruger S. J., Frei R., Canfield D. E. Atmospheric oxygenation three billion years ago. *Nature.* 2013. Vol. 501. P. 535–538. doi: 10.1038/nature12426

*Fossil and Recent Biofilms. A natural history of life on Earth.* Dordrecht: Kluwer Ac. Press. 2003. 482 p. doi: 10.1017/S0016756805260776

Johnson I. J., Watanabe Y., Yamaguchi K., Hama-saki H., Ohmoto H. Discovery of the oldest (~3.4 Ga) lateritic paleosols in the Pilbara Craton Western Australia. *Geological Society of America Abstracts with Programs.* 2008. Vol. 40, no. 6. 143 p.

Macfarlane A. W., Danielson A., Holland H. D. Geology and major and trace element chemistry of the late Archaean weathering profiles in the Fortescue Group, Western Australia: Implications for atmospheric PO<sub>2</sub>. *Precam. Res.* 1994. Vol. 65. P. 297–317. doi: 10.1016/0301-9268(94)90110-4

Maynard J. B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.* 1992. Vol. 100. P. 279–289. doi: 10.1086/629632

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chemical geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Mukhopadhyay J., Crowley Q. G., Ghosh S., Ghosh G., Chakrabarti K., Misra B., Heron K., Bose S. Oxygenation of the Archean atmosphere: New paleosol constraints from eastern India. *Geology*. 2014. Vol. 42, no. 10. P. 923–926. doi: 10.1130/G36091.1

Nesbitt H. W. Diagenesis and metasomatism of weathering profile, with emphasis on Precambrian paleosols. New York: Elsevier, 1992. P. 127–152. doi: 10.1016/B978-0-444-89198-3.50011-8

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lithites. *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717. doi: 10.1038/299715a0

Rye R., Holland H. D. Paleosols and the Evolution of Atmospheric Oxygen: A Critical Review. *Am. J. Science*. 1998. Vol. 298, no. 8. P. 621–672. doi: 10.2475/ajs.298.8.621

Tomescu A. M. F., Klymiuk A. A., Matsunaga K. K. S., Bippus A. C., Shelton G. W. K. Microbes and the Fossil Record: Selected Topics in Paleomicrobiology. *Their World: A Diversity of Microbial Environments, Advances in Environmental Microbiology*. Switzerland: Springer Int. Publ., 2016. P. 69–169. doi: 10.1007/978-3-319-28071-4\_3

Thurston P. C., Kozevnikov V. N. An archean quartz arenite-andesite associations in the eastern Baltic Shield, Russia: implications for assemblage types and shield history. *Precam. Res.* 2000. Vol. 101. P. 313–340. doi: 10.1016/S0301-9268(99)00093-5

Watanabe Y., Martini J. E. J., Ohmoto H. Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago. *Nature*. 2000. Vol. 408. P. 574–578. doi: 10.1038/35046052

Watanabe Y., Stewart B. W., Ohmoto H. Organic- and carbonate-rich soil formation ~2.6 billion years ago at Shagen, East Transvaal district, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. Vol. 68, no. 9. P. 2129–2151. doi: 10.1016/j.gca.2003.10.036

Received July 04, 2017

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Чаженгина Светлана Юрьевна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: chazhengina@mail.ru

### Бакаева Александра Владимировна

аспирант  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: sashe-ku@yandex.ru

### Рыбникова Зоя Павловна

младший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: zoya\_rybnikova@mail.ru

### Медведев Павел Владимирович

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: pmedved@krc.karelia.ru

### Светов Сергей Анатольевич

врио директора, руководитель лаб., д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru

## CONTRIBUTORS:

### Chazhengina, Svetlana

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: chazhengina@mail.ru

### Bakaeva, Alexandra

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: sashe-ku@yandex.ru

### Rybnikova, Zoya

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: zoya\_rybnikova@mail.ru

### Medvedev, Pavel

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: pmedved@krc.karelia.ru

### Svetov, Sergey

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

## ХРОНИКА

### **ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ «ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ПРИЛАДОЖЬЯ», ПОСВЯЩЕННАЯ ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА СПБГУ АИДЫ АНДРЕЕВНЫ КОВТУН (Петрозаводск, 22–24 мая 2017 г.)**

22–24 мая в Институте геологии Карельского научного центра РАН состоялась конференция, целью которой явилось изучение связи глубинных геолого-геофизических и геодинамических процессов с поверхностными структурами. Организаторами конференции выступили

Российская академия наук, Отделение наук о Земле, Институт геологии КарНЦ РАН, Геологический институт Кольского научного центра РАН, Институт физики Земли РАН, Геологический факультет Московского государственного университета, Санкт-Петербургский



государственный университет и Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН. Издание материалов докладов поддержано ФАНО России и Отделением наук о Земле РАН. Электронная версия размещена на сайте: <http://igkrsc.ru/geoladoga2017/books.php>

В работе конференции приняли участие 120 специалистов, в том числе 78 участников из Петрозаводска, 30 участников из других городов России и 12 иностранных участников (из Украины, Польши, Чехии). Было заслушано 40 устных докладов.

Открыл конференцию заведующий лабораторией геофизики ИГ КарНЦ РАН Н. В. Шаров. С приветственным словом выступили врио директора ИГ КарНЦ РАН С. А. Светов и председатель Карельского отделения РГО, чл.-корр. РАН Н. Н. Филатов.

Работа проводилась по секциям.

Секция 1. Исследование глубинного строения Земли.

С докладами выступили: Е. Ю. Соколова, к. ф.-м. н., ИФЗ РАН Москва; Н. В. Шаров, д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; Э. В. Исанина, вед. геофизик, ОП «РГЭЦ» АО «Урангео», Санкт-Петербург; А. А. Жамалетдинов, д. г.-м. н., ИЗМИРАН, Санкт-Петербург; Katarzyna Slezak; Szymon Orynski, Варшава, Польша; S. Kovacicova, PhD, Прага, Чехия; В. А. Куликов, д. г.-м. н., МГУ, Москва; Я. В. Таран, аспирант, МГУ, Москва; П. Ю. Пушкарев, к. ф.-м. н., МГУ, Москва.

Секция 2. Геофизические модели геологических структур.

Доклады представили: М. В. Минц, д. г.-м. н., ГИН РАН, Москва; П. Ю. Пушкарев, к. ф.-м. н., МГУ, Москва; В. А. Спиридонов, к. т. н., ВНИГРНИ, Москва; А. А. Жамалетдинов, д. г.-м. н., ИЗМИРАН, Санкт-Петербург; Э. И. Золототрубова, инженер-исследователь, ВГУ, Воронеж; А. В. Любимова, ВНИГНИ, Москва; В. Е. Колесников, младший научный сотрудник, ГИ КНЦ РАН, Апатиты; С. Я. Соколов, научный сотрудник, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск.

Секция 3. Геология и геодинамика Приладожья.

С докладами выступили: В. С. Куликов, д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; В. И. Иващенко, к. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; Л. П. Свириденко, д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; В. В. Щипцов, д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; О. Б. Лавров, научный сотрудник, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; А. А. Иванов, научный сотрудник, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; Б. З. Белашев, д. ф.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск.

Конференция акцентировала внимание научно-практических исследований на одном из важнейших опорных геолого-геофизических полигонов Фенноскандинавского щита – Ладожско-Ботнической зоне (ЛБЗ). ЛБЗ является границей структурного сопряжения Карельского и Свекофеннского геоблоков, отчетливо



прослеживается в современной структуре щита на протяжении около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе и фиксируется интенсивными аномалиями электропроводности, гравитационной ступенью, высокоградиентным магнитным полем и системой разломов, трасируемых геофизическими методами.

Можно отметить главные особенности конференции «Геолодага 2017».

- Нацеленность всех докладов на решение конкретных задач, как правило, фундаментального или практического характера, и расширение представлений о строении и свойствах геологической среды – коры и верхней мантии.
- Значительный удельный вес научных докладов, посвященных изучению строения земной коры с применением электромагнитных методов, что обусловлено наличием региональных аномалий электропроводности как главной отличительной особенностью ЛБЗ.
- Повышенное внимание большинства исследователей к поиску генетической взаи-

мосвязи и взаимообусловленности разно-масштабных, разноглубинных процессов и структур – на локальном, региональном и надрегиональном масштабных уровнях.

В процессе работы конференции поддерживалась атмосфера взаимопонимания и диалога участников из разных городов России с гостями из ближнего и дальнего зарубежья. Участники конференции выразили благодарность организаторам и приняли решение на основе заслушанных докладов рекомендовать издать книгу «Ладожская протерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)». Ответственные редакторы В. А. Глебовицкий, Ш. К. Балтыбаев, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов.

Для участников конференции была организована научно-образовательная экскурсионная программа «Дорога горных промыслов» с посещением Тулмозерского горного завода и Горного парка «Рускеала» в Северном Приладожье, разработанная в рамках международного проекта «Mining Road».

*Н. В. Шаров*

**НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ  
«ГЕОДИНАМИКА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ:  
СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ С ФАНЕРОЗОЕМ» –  
“EARLY PRECAMBRIAN VS MODERN GEODYNAMICS”  
(Петрозаводск, 29–31 мая 2017 г.)**

29–31 мая в Институте геологии Карельского научного центра РАН состоялась Всероссийская научная конференция с участием зарубежных ученых «Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (“Early Precambrian vs Modern Geodynamics”). Конференция была организована ИГ КарНЦ РАН совместно с Институтом геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) при поддержке Научного совета по докембрию Отделения наук о Земле РАН. Председатель оргкомитета – А. И. Слабунов,

сопредседатели – Ш. К. Балтыбаев и С. А. Светов. В состав Оргкомитета конференции входил выдающийся российский ученый Виктор Андреевич Глебовицкий, ушедший из жизни в августе этого года.

Целью мероприятия было обсуждение актуальных вопросов геодинамики в раннем докембрии и сопоставление их с процессами в фанерозое, поиск решений и актуализации обозначенных проблем. В частности, рассматривались вопросы сходства и различия строения разновозрастных структур, петрологии



В заключительной дискуссии выступает член Оргкомитета чл.-корр. РАН В. А. Глебовицкий



Участники научной конференции «Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (“Early Precambrian vs Modern Geodynamics”) в зале КарНЦ РАН

магматических и метаморфических процессов в раннедокембрийских и фанерозойских геодинамических системах, плюмовых процессов в раннем докембрии и фанерозое, геохимических и изотопно-геохимических ограничений геодинамических реконструкций, геодинамических процессов и эволюции жизни.

На конференции представили доклады как ведущие, так и молодые ученые,

специализирующиеся на изучении геодинамики, петрологии магматических и метаморфических процессов в раннедокембрийских и фанерозойских геодинамических системах.

В работе совещания приняли участие 85 ученых из России, Канады, Китая и Финляндии. Российские участники представляли академические институты, университеты и геологические организации Москвы, Санкт-Петербурга,



Доклад Михаила Сидорова о находке алмазов в эклогитах Беломорья



Участники полевой экскурсии по раннему докембрию Фенноскандинавского щита

Апатит, Воронеж, Екатеринбург, Новосибирск, Сыктывкар. В целом на заседаниях секций было представлено 50 устных и 14 стендовых докладов. Ученые Института геологии КарНЦ РАН выступили с 10 устными и 4 стендовыми докладами.

В рамках конференции активно обсуждалась одна из фундаментальных проблем геологии, касающаяся особенностей геодинамических процессов в раннем докембрии. Рассматривались геодинамические обстановки формирования земной коры в архее, протерозое и фанерозое. Значительное внимание докладчиков было посвящено магматизму и метаморфизму. Отдельно выделен блок докладов, касающихся вопросов становления докембрийских эклогитсодержащих комплексов, их геологии, петрологии и геохронологии. В работе конференции также обсуждались вопросы металлогении раннего докембрия и фанерозоя, затронуты проблемы изотопной геохронологии и геохимии, а также ранней жизни. Конференция ознаменовалась тем, что на ней впервые была представлена новая метаморфическая карта Финляндии (докладчик П. Хёлтта), а также обнародованы результаты исследования алмазов в эклогитах Беломорской провинции (докладчики М. Ю. Сидоров, А. А. Щипанский). Все дни работы научного мероприятия

завершались увлекательными и продуктивными дискуссиями.

К началу конференции были изданы ее материалы, содержащие 72 оригинальные авторские публикации на русском и английском языках, подготовленные более чем 160 учеными из Азербайджана, Индии, Канады, Китая, России, США, Таджикистана, Украины, Финляндии и ЮАР. Кроме того, том включает путеводитель научных экскурсий по раннему докембрию Фенноскандинавского щита. Электронная версия материалов конференции и путеводителя экскурсий доступна для скачивания на сайте: <http://igkrc.ru/epg2017/proceedings.php>.

Для участников совещания была организована многодневная экскурсия по раннему докембрию Фенноскандинавского щита. Экскурсанты познакомились с южной частью Карельского архейского кратона, с Койкарский и Хаутаваарской структурами Ведлозерско-Сегозерской мезоархейской гранит-зеленокаменной системы (руководитель – д. г.-м. н. С. А. Светов), а также с Ладожско-Ботнической, Раахе-Ладожской и Свекофеннской зонами Свекофеннского палеопротерозойского подвижного пояса (орогена) (руководитель – д. г.-м. н. Ш. К. Балтыбаев).

*А. И. Слабунов, Н. С. Нестерова*

## ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

### АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ СЛАБУНОВ (к 60-летию со дня рождения)

Александр Иванович Слабунов работает в Институте геологии КарНЦ РАН с 1980 года после окончания с отличием геологического факультета МГУ. В 1990 году защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности «общая и региональная геология», в 2005 году – докторскую диссертацию. В институте прошел путь от старшего лаборанта до заведующего лабораторией петрологии и тектоники (с 2017 г. – лаборатории геологии и геодинамики докембрия). В течение 5 лет, с 1997 по 2002 г., работал главным ученым секретарем Карельского научного центра РАН.

Благодаря работам А. И. Слабунова и сотрудников возглавляемой им лаборатории получены принципиально важные для понимания ранней истории развития Земли данные по эволюции архейских подвижных поясов, месту и роли докембрийских эклогитов и офиолитов в них. Он автор и соавтор более 280 научных работ, в том числе 10 монографий (или разделов в них) и 60 статей в ведущих российских и международных журналах. Участвовал с докладами в работе геологических конгрессов (МГК – Флоренция-2004, Осло-2008, Кейптаун-2016), выступал с докладами на 4-м и 5-м симпозиумах по архею в Перте (Австралия), а также на конференциях в России, Австрии, Бразилии, Индии, Канаде, Китае, США, Финляндии, Швеции, Японии.

Под научным руководством А. И. Слабунова успешно проведены исследования по программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН, проектам РФФИ и международным проектам



с учеными Индии, Китая, Финляндии, Швеции, ЮАР. В 2000–2002 гг. он являлся руководителем регионального проекта по комплексному исследованию Заонежского полуострова «Составление карты геоэкологического районирования Онежского рудного района масштаба 1:200 000». Руководил международными научными проектами: 1996–1998 гг. – российско-шведским, 1997–2000 гг. – карельской частью



общеввропейского проекта SVEKALAPKO, с 2011 г. – российско-индийским и российско-южноафриканским. В 2006 г. получил грант Академии Финляндии для реализации совместно с Геологической службой Финляндии проекта «Геодинамика Фенноскандинавского щита в архее», в 2015 году – грант РФФИ на совместные российско-индийские исследования по проблеме «Пространственная структура и вариации состава неoarхейских комплексов высокомагнезиальных гранитоидов (санукитоидов) Карельского и Бунделкхандского кратонов как отражение геодинамических процессов на ранней Земле».

Талантливый ученый и организатор, он был инициатором проведения в Петрозаводске, на базе института, научных конференций и экскурсий, посвященных геологии докембрия, с участием российских и зарубежных ученых, в 1997, 2002, 2005, 2008, 2011, 2013, 2014, 2017 гг. В 2008 г. руководил научной экскурсией в рамках 33-го МГК.

А. И. Слабунов активно занимается научно-организационной работой, он член Президиума Карельского научного центра РАН, член Ученых советов ИГ КарНЦ РАН и Института водных проблем Севера КарНЦ РАН, ответственный редактор ряда изданий, член научного совета РАН по проблемам геологии докембрия и научного совета по проблемам тектоники и геодинамики при ОНЗ РАН, член редколлегий журналов «Bulletin of the Geological Society of Finland» (Финляндия), «Труды Карельского научного центра РАН» (серий «Биогеография» и «Геология

докембрия»), входил в состав приглашенных редакторов специального выпуска журнала «Gondwana Research» (2011 г.), эксперт Министерства образования и науки РФ (свидетельство № 06–04856), эксперт РАН (сертификат № 2016-01-2623-5384).

Он является профессором кафедры геологии и геофизики Института лесных, горных и строительных наук ПетрГУ (по совместительству), читает курс «Геотектоника». Руководит подготовкой аспирантов, двое из которых в 2012 и 2017 гг. защитили диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Коллеги и друзья поздравляют Александра Ивановича с 60-летием и желают доброго здоровья, много сил и реализации всех намеченных планов и замыслов.

*Редакционная коллегия  
серии «Геология докембрия»*

#### **ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ А. И. СЛАБУНОВА**

**1989.** Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 175 с. (Совместно с В. С. Степановым.)

**1991.** Late Archean sedimentary and volcanogenic deposits in the boundary zone between the Karelian and Belomorian segments of the Baltic shield in the lake Keret area, Northern Karelia (on the relation of the Lopian and Belomorian supracrystal complexes // Precambrian geology of the

Southern Canadian Shield and the Eastern Baltic Shield. – St, Paul: Minnesota Geological Survey, Information Circular 34. P. 122–130.

**1999.** Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным урано-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. № 8. С. 842–857. (Совместно с Е. В. Бибиковой, С. В. Богдановой, Т. Шельдом.)

**2004.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. Т. 12, № 6. С. 609–631. (Совместно с О. И. Володичевым, Е. В. Бибиковой, А. Н. Кониловым, Т. И. Кузенко.)

**2006.** Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. С. 3–32. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибиковой, В. В. Балаганским, П. Сорьонен-Вардом, О. И. Володичевым, А. А. Щипанским, С. А. Световым, В. П. Чекулаевым, Н. А. Арестовой, В. С. Степановым.)

Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee. D. G. & Stephenson R. A. (eds) / Geological Society, London. Memoirs, 32. P. 627–644. (Совместно с S. B. Lobach-Zhuchenko, E. V. Bibikova, P. Sorjonen-Ward, V. V. Balagansky, O. I. Volodichev, A. A. Shchipansky, S. A. Svetov, V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, V. S. Stepanov.)

**2008.** Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской

провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 298 с.

**2009.** Палеомагнетизм неоархейской полифазной Панозерской интрузии Фенноскандинавского щита: новые результаты // Вестник МГУ. Сер. Геология. № 6. С. 18–25. (Совместно с Н. В. Лубниной.)

**2010.** Неоархейские и палеопротерозойские эклогиты района с. Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и геодинамические условия образования // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 135–136. (Совместно с О. И. Володичевым.)

Archean evolution of the Belomorian province: from an ocean to a collision orogen // 5th International Archean Symposium. Abstracts / Eds. I. M. Teyler & C. M. Knox-Robinson. Perth: Geological Survey of Western Australia. Record 2010/18. P. 212–215.

Сейсмографическая модель земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша – Море» Калевала – горло Белого моря // Строение и история развития литосферы. Т. 4 / Отв. ред. Ю. Г. Леонов. М.: Паулсен. С. 291–308. (Совместно с Н. В. Шаровым, Э. В. Исаниной, Н. А. Крупновой, Ю. В. Рословым, Н. И. Щипцовой.)

Сейсмографический разрез земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша – Море» Калевала – горло Белого моря // Геофизический журнал. Т. 32, № 5. С. 21–34. (Совместно



с Н. В. Шаровым, Э. В. Исаниной, Н. А. Крупновой, Ю. В. Рословым, Н. И. Щипцовой.)

**2011.** Реконструкция неоархейского суперконтинента Кенорленд по палеомагнитным и геологическим данным // Вестник МГУ. Сер. Геология. № 4. С. 18–25. (Совместно с Н. В. Лубниной.)

Главные стадии формирования палеопротерозойских эцлогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. Т. 437, № 2. С. 238–242. (Совместно с О. И. Володичевым, С. Г. Скубловым, А. В. Березиным.)

4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии: от архея до наших дней: Материалы конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 13–21. (Совместно с П. Хёлтта, Н. В. Шаровым, Н. С. Нестеровой.)

Continental crust growth in the Archean: example from the Fennoscandian Shield // The International Conference on Craton Formation and Destruction (ICCFD). Beijing, China. Abstracts. P. 149.

Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эцлогитовые комплексы в истории Земли: Материалы конференции и путеводитель экскурсий. Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 1–20. (Совместно с О. С. Сибелевым, Н. Е. Король, О. И. Володичевым.)

U-Pb изотопные возрасты эндербитов и чарнокитов Нотозерского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорской провинции // Гранулитовые и эцлогитовые комплексы в истории Земли: Материалы конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 217–220. (Совместно с Е. В. Бибиковой, О. И. Володичевым.)

**2012.** Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эцлогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. № 8. С. 734–748. (Совместно с О. И. Володичевым, О. С. Сибелевым, С. Г. Скубловым, Т. И. Кузенко.)

Comparison of crustal evolution of the Karelian (NW Russia) and Kaapvaal (RSA) Cratons in Meso- to Neoarchean times // Craton Formation and Destruction. Abstract volume. University of Johannesburg, South Africa. P. 36–37. (Совместно с А. Hofmann, N. Lubnina, S. Svetov, A. Stepanova, M. Klausen.)

4-D model of the Archean crustal evolution of the Fennoscandian Shield based on geological data // Geophysical Research Abstracts. Vienna. Vol. 14. P. 2438 (EGU-2012).

Геохимия и изотопный возраст эцлогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геофизический журнал. Т. 53, № 3. С. 341–364. (Совместно с А. А. Щипанским, Л. И. Ходоровской.)

Эцлогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геофизический журнал. Т. 53, № 3. С. 3–29. (Совместно с А. А. Щипанским, Л. И. Ходоровской, А. Н. Кониловым.)

**2014.** The Central Bundelkhand craton, Central India: geology, composition and geochronology of supracrystal rocks // International Geology Review. P. 1–16. (Совместно с V. K. Singh.)

Архейские цоизититы Гридинского эцлогитсодержащего меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, U-Pb возрасты цирконов и геодинамические следствия // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 85–105. (Совместно с О. И. Володичевым, Ли Сяоли, О. А. Максимовым.)

**2015.** Neoarchean Kenorland Supercontinent<sup>^</sup> geological and paleometric arguments // Annual Convention & 12<sup>th</sup> International Conference on Gondwana to Asia 21–23 October 2015. Tskukuba, Japan Abstract v. IAGR Conference Series No. 21. P. 102–103. (Совместно с N. V. Lubnina.)

**2016.** Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // ДАН. Т. 472, № 2. С. 71–74. (Совместно с П. Я. Азимовым, В. А. Глебовицким, Л. Жангом, В. И. Кевlichem.)

Two types of Archean supracrystal belts in the Bundelkhand craton, India: geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution // Journal of the Geological society of India. Vol. 88, iss. 5. P. 539–548. (Совместно с V. K. Singh.)

**2017.** Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000. Новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. № 2. С. 3–41. (Совместно с В. С. Куликовым, С. А. Световым, В. В. Куликовой, А. К. Полиным, А. И. Голубевым, В. Я. Горьковцом, В. И. Иващенко, М. А. Гоголевым.)

The metamorphic evolution of Paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian Province, Russia: Constraints from P-T pseudosections and zircon dating // Precambrian Research. Vol. 289. P. 31–47. (Совместно с F. Liu, L. Zhang, X. Li, C. Wei, T. Bader.)

Paleoarchean zircons from quartzite of South Bundelkhand Supracrustal Complex: origin and implications for crustal evolution in Bundelkhand Craton, Central India // CURRENT SCIENCE, T. 112, вып. 4. С. 794–801. (Совместно с V. K. Singh, K. B. Joshi и др.)

## ВЛАДИМИР АЛЕКСЕЕВИЧ СОКОЛОВ (к 90-летию со дня рождения)

19 августа 2017 года исполнилось 90 лет со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки Республики Карелия, кавалера ордена «Знак Почета», председателя президиума Карельского филиала АН СССР (1976–1986) Владимира Алексеевича Соколова.

В. А. Соколов (19.08.1927–06.07.1999) родился в Петрозаводске в семье работника знаменитого Онежского тракторного завода. В 1946 году поступил на геологический факультет Карело-Финского государственного университета, а после окончания его в 1950 году сразу был принят в аспирантуру. Этот шаг свидетельствовал о целеустремленности молодого специалиста, желающего быть лидером в научной и общественной жизни. В 1954 году он успешно защищает кандидатскую диссертацию на тему «Карбонатные породы Прионежья» и переходит на работу в отдел геологии Карело-Финской базы АН СССР (теперь это Карельский научный центр РАН).

Его энергичная успешная работа в геологических экспедициях и преподавательская деятельность в качестве лектора по курсу «Геология СССР» в Петрозаводском университете способствовали уже в свои 33 года стать во главе сектора региональной геологии геологического отдела, а с 1961 года – заведующим лабораторией литологии и палеовулканологии Института геологии Карельского филиала АН СССР. В 1966 году В. А. Соколов был назначен директором Петрозаводского института.

Этот институт вернулся в состав восстановленного КарФАН СССР в 1967 году, и его фактически более 20 лет (с небольшим перерывом) возглавлял Владимир Алексеевич, совмещая в период с 1976 по 1986 г. с работой председателя Филиала АН СССР. В 1970 году он защищает докторскую диссертацию на тему «Геология, литология и палеогеография ятулия Карелии» и получает главную медаль СССР и РФ «За



доблестный труд» в ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина».

Владимир Алексеевич был основателем и руководителем научного направления по литологии и палеовулканологии докембрия и являлся председателем региональной стратиграфической комиссии по СЗ СССР. Это была фактически своеобразная школа, из которой выросло три доктора геолого-минералогических наук (А. П. Светов, К. И. Хейсканен, В. С. Куликов) и четыре кандидата наук (А. В. Рылеев, В. В. Макарихин, А. И. Светова, А. И. Голубев). Он вместе с Л. П. Галдобиной

обосновал выделение нового стратиграфического подразделения палеопротерозоя ранга системы – людиковия (возрастом 2,1–1,92 млрд лет), которое включено в стратиграфическую шкалу докембрия России.

В дальнейшем В. А. Соколов, объединив большой коллектив исследователей, подготовил и опубликовал монографию «Геология Карелии» (1987). В ней отражены практически все достижения института по изучению карельских недр и существовавшие представления об их формировании и эволюции на середину 80-х годов XX века. Как потом неожиданно стало ясно в связи с неизлечимой болезнью В. А. Соколова, это была его «лебединая песня» в научной карьере. Всего им опубликовано более 160 работ (монографии, статьи, карты, тезисы), из которых наиболее известны: «Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии», 1963; «Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии» (в соавторстве), 1970; «Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования» (ред. и соавторы В. А. Соколов, Ю. К. Калинин), 1975; «Геология Карелии» (отв. ред. и соавтор), 1987.

Несомненны достижения В. А. Соколова в научно-организационной и общественной деятельности. Оценка его труда как руководителя филиала была дана на заседании Президиума АН СССР 23 декабря 1982 года под председательством Президента АН СССР акад. А. П. Александрова, на котором рассматривался отчет о научно-исследовательской и научно-организационной деятельности филиала за 1976–1982 гг. В своем выступлении академик-секретарь Отделения наук о Земле Б. С. Соколов подчеркнул, что Владимир Алексеевич Соколов – это удивительный карельский самородок и ему надо помогать. Результаты работ филиала были одобрены, утверждены основные направления научной деятельности. Итоги внедренческой деятельности подразделений филиала были рассмотрены на совместном заседании Совета филиала и Госплана КАССР 19.10.1982 в присутствии первых лиц республики.

Во время руководства филиалом В. А. Соколов способствовал введению в эксплуатацию здания Института водных проблем Севера (1986 г.) на пр. Невского и общежития аспирантов на Первомайском пр. (1985). Деятельность

В. А. Соколова имела широкий диапазон – член обкома КПСС, депутат Верховного Совета и член Президиума ВС КАССР, председатель Карельского отделения Общества «Знание» РСФСР, автор научно-популярных брошюр о выдающихся геологах, работавших на территории Карелии (П. А. Пузыревский, А. А. Иностранцев, Г. П. Гельмерсен, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. А. Борисов, В. М. Тимофеев), за что был удостоен специального благодарственного письма члена Президиума РАН, акад. А. Л. Яншина.

Большая заслуга Владимира Алексеевича и в установлении и развитии научных связей Института геологии с зарубежными учеными – из США, Германии, Австралии, Финляндии и других стран. Более 10 лет он являлся членом Советско-Финляндской рабочей группы по геологии Комиссии по научно-техническому сотрудничеству между СССР и Финляндией. Финляндские коллеги высоко оценили эту работу, и он был избран почетным доктором философии Университета г. Оулу (1983).

В 1984 году В. А. Соколов активно участвовал в работе 27-го Международного геологического конгресса в Москве в качестве члена оргкомитета, соруководителя двух геологических экскурсий (карельская и история геологии). Он возглавлял представительную (9 человек) делегацию Института геологии и был награжден «Дипломом (с золотым значком)» оргкомитета конгресса.

У Владимира Алексеевича и Ольги Сергеевны Соколовых три сына. Старший из них, Андрей Владимирович, ныне доктор физико-математических наук, профессор Петрозаводского государственного университета и ведущий научный сотрудник Института прикладных математических исследований КарНЦ РАН. Владимир Алексеевич при его большой занятости был человеком доступным, активно участвовал во многих общественных мероприятиях и проявлял заботу о сотрудниках Института геологии и филиала.

На здании Института геологии установлена памятная плита из ропручейского габбродолерита, символизирующая признание больших заслуг В. А. Соколова в изучении геологии, организации научных исследований и освоении минерально-сырьевых ресурсов Карелии.

*В. С. Куликов*

## УТРАТЫ

### ПАМЯТИ ВИКТОРА АНДРЕЕВИЧА ГЛЕБОВИЦКОГО (1935–2017)



18 августа 2017 года ушел из жизни выдающийся специалист в области геологии докембрия, трудолюбивый и вдумчивый ученый, интеллигентный и чуткий человек, чл.-корр. РАН Виктор Андреевич Глебовицкий.

Он родился 26 января 1935 года в Ленинграде. Основные вехи его жизни: в 1958 году

окончил Ленинградский горный институт, в 1964 году защитил кандидатскую диссертацию, в 1974 году защитил докторскую диссертацию, в 1991 году избран членом-корреспондентом РАН, в 2003 году ему присвоено ученое звание профессора, 1968–1973 гг. – руководитель межведомственного коллектива по составлению Карты метаморфических поясов СССР, с 1973 г. работал в Восточно-Сибирском и Европейском региональных петрографических секциях, заместитель председателя Комиссии по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию при Петрографическом комитете, с 1985 г. – председатель Балтийской секции Научного совета АН СССР по проблемам комплексных исследований земной коры и верхней мантии, с 1991 по 2007 годы – директор Института геологии и геохронологии докембрия РАН, в последнее время – заведующий лабораторией петрологии и кафедрой петрографии Института наук о Земле Санкт-Петербургского госуниверситета. Виктор Андреевич входил в состав Ученых советов ИГГД РАН и СПбГУ, Института наук о Земле СПбГУ, был председателем и членом диссертационных советов и редколлегий.

В. А. Глебовицкий принадлежит к плеяде видных российских ученых-геологов. На протяжении полувековой истории он был связан с ИГГД (ЛАГЕД), посвятив свою научную деятельность геологии, метаморфизму, металлогении докембрия, пройдя путь от старшего лаборанта до директора знаменитого института, став членом-корреспондентом Российской академии наук. Под руководством

В. А. Глебовицкого укрепился и развивался ИГГД РАН как авторитетное научное учреждение, возрадившее и воспитавшее поколения ученых-специалистов в исследовании древнейших образований планеты. Виктор Андреевич всегда поддерживал молодых ученых в их начинаниях, ценил идеи маститых специалистов, был открыт для научного диалога. Последние годы посвятил себя педагогической деятельности, что стало прекрасным примером самоотдачи и служению науке и геологическому образованию.

Наряду с Кауко Оттовичем Кратцем Виктор Андреевич Глебовицкий по праву считается одним из основоположников школы геологии докембрия. Он является поистине пионером в исследованиях ключевых вопросов геологии и геодинамики, петрологии магматических и метаморфических комплексов древних щитов.

Многих из нас связывали с Виктором Андреевичем долгие годы плодотворного сотруд-

ничества и общность научных идей. Мы вспоминаем, листая страницы, наши встречи на зелено-голубых просторах Карелии, его доклады высочайшего уровня в стенах Карельского научного центра, наши простые по форме, но глубокие по содержанию беседы, споры и обсуждения в различных уголках России.

Ему была присуща неторопливая манера общения и спокойный, чуть приглушенный голос. Незаурядный его интеллект демонстрировал нам возможность избегать хаоса в этой гетерогенной системе, подверженной метаморфизму, показывая независимость и устойчивость взглядов на прошлое, настоящее и будущее.

Виктор Андреевич останется в нашей памяти и сердцах как один из лидеров геологии докембрия.

*Редколлегия серии  
«Геология докембрия»  
журнала «Труды Карельского  
научного центра РАН»*

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации  
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук», с 2015 г.)

«Труды Карельского научного центра Российской академии наук» (далее – Труды КарНЦ РАН) публикуют результаты завершенных оригинальных исследований в различных областях современной науки: теоретические и обзорные статьи, сообщения, материалы о научных мероприятиях (симпозиумах, конференциях и др.), персоналии (юбилеи и даты, потери 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 учетом 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 распечатанная версия статьи, которая вычитывается, подписывается авторами и возвращается в редакцию.

Журнал имеет полноценную электронную версию на базе Open Journal System (OJS), позволяющую перевести предоставление и редактирование рукописи, общение автора с редколлегиями серий и рецензентами в электронный формат и обеспечивающую прозрачность процесса рецензирования при сохранении анонимности рецензентов (<http://journals.krc.karelia.ru/>).

Редакционный совет журнала «Труды Карельского научного центра РАН» (Труды КарНЦ РАН) определил для себя в качестве одного из приоритетов полную открытость издания. Это означает, что пользователям на условиях свободного доступа разрешается: читать, скачивать, копировать, распространять, печатать, искать или находить полные тексты статей журнала по ссылке без предварительного разрешения от издателя и автора. Учредители журнала берут на себя все расходы по редакционно-издательской подготовке статей и их опубликованию.

Содержание номеров Трудов КарНЦ РАН, аннотации и полнотекстовые электронные варианты 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: 185000, 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.

Объем 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. Объем рисунков не должен превышать 1/4 объема статьи. Рукописи большего объема (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 на сайте <http://journals.krc.karelia.ru> либо на e-mail: [trudy@krc.karelia.ru](mailto:trudy@krc.karelia.ru), или же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502). К рукописи желательно прилагать два бумажных экземпляра, напечатанных на одной стороне листа формата А4 в одну колонку.

## ОБЩИЙ ПОРЯДОК РАСПОЛОЖЕНИЯ ЧАСТЕЙ СТАТЬИ

Элементы статьи должны располагаться в следующем порядке: *УДК* курсивом на первой странице, в левом верхнем углу; заглавие статьи на русском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; инициалы, фамилии всех авторов на русском языке полужирным шрифтом; полное название 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 учреждениям, в которых они работают; если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно); аннотация на русском языке; ключевые слова на русском языке; инициалы, фамилии всех авторов на английском языке полужирным шрифтом; название статьи на английском языке заглавными буквами полужирным шрифтом; аннотация на английском языке; ключевые слова на английском языке; текст статьи (статья экспериментального характера, как правило, должны иметь разделы: **Введение. Материалы и методы. Результаты и обсуждение. Выводы** либо **Заключение**); благодарности и указание источников финансирования выполненных исследований; списки литературы: с библиографическими описаниями на языке и алфавите оригинала (**Литература**) и транслитерированный в латиницу с переводом русскоязычных источников на английский язык (**References**); таблицы (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языке; должности, научные звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты для каждого автора; телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов).

ЗАГЛАВИЕ СТАТЬИ должно точно отражать содержание статьи\* и состоять из 8–10 значимых 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 (не менее 5). Ключевые слова или словосочетания отделяются друг от друга точкой с запятой, в конце фразы ставится точка. Слова, фигурирующие в заголовке статьи, ключевыми являться не могут.

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. Следует ссылаться на табличный и иллюстративный материал так: на рисунки, фотографии и таблицы в тексте (рис. 1, рис. 2, табл. 1, табл. 2 и т. д.), фотографии, помещаемые на вклейках (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 начальным 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. На полях бумажного экземпляра рукописи (слева) карандашом указываются места расположения таблиц при первом упоминании их в тексте. 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 (при соблюдении вышеуказанных параметров страницы).

РИСУНКИ представляются отдельными файлами с расширением TIF (\* .TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки из текста статьи должны быть убраны и представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указа-

\* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

\*\* Обращаем внимание авторов, что в связи с подготовкой журнала к включению в международные базы данных библиографических описаний и научного цитирования расширенная аннотация на английском языке, а также транслитерированный в латиницу список использованной литературы приобретают особое значение.

нием желательного размера рисунка, пожеланий и требований 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 желательно 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 был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

**ПОДПИСИ К РИСУНКАМ** должны содержать достаточно полную 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.

**ЛАТИНСКИЕ НАЗВАНИЯ.** В расширенных латинских названиях таксонов не ставится запятая между фамилией авторов и годом, чтобы была понятна разница между полным названием таксона и ссылкой на публикацию в списке литературы. Названия таксонов рода и вида печатаются курсивом. Вписывать латинские названия в текст от руки недопустимо. 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 желательно 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 groenlandicits* (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 сокращения должны быть расшифрованы, за исключением небольшого числа общеупотребительных.

**БЛАГОДАРНОСТИ.** В этой рубрике выражается признательность частным лицам, сотрудникам учреждений и фондам, оказавшим содействие в проведении исследований и подготовке статьи, а также указываются источники финансирования работы.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.** Пристатейные ссылки и/или списки пристатейной литературы следует оформлять по ГОСТ Р 7.0.5-2008. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления ([http://www.bookchamber.ru/GOST\\_P\\_7.0.5.-2008](http://www.bookchamber.ru/GOST_P_7.0.5.-2008)). Список работ представляется 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 ставится пробел.

**ТРАНСЛИТЕРИРОВАННЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (References).** Приводится отдельным списком, повторяя все позиции основного списка литературы. Описания русскоязычных работ указываются в латинской транслитерации, рядом в квадратных скобках помещается их перевод на английский язык. Выходные данные приводятся на английском языке (допускается транслитерация названия издательства). При наличии переводной версии источника можно указать его библиографическое описание вместо транслитерированного. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала. Для составления списка рекомендуется использование бесплатной программы транслитерации на сайте <http://translit.ru/>, вариант BSI.

Внимание! С 2015 года каждой статье, публикуемой в «Трудах Карельского научного центра РАН», редакцией присваивается уникальный идентификационный номер цифрового объекта (DOI) и статья включается в базу данных Crossref. **Обязательным условием является указание в списках литературы DOI для тех работ, у которых он есть.**

## ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ 1-Й СТРАНИЦЫ

УДК 631.53.027.32:635.63

### ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ ПРЕДПОСЕВНОГО ЗАКАЛИВАНИЯ СЕМЯН НА ХОЛОДОУСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ ОГУРЦА

Е. Г. Шерудило<sup>1</sup>, М. И. Сысоева<sup>1</sup>, Г. Н. Алексейчук<sup>2</sup>, Е. Ф. Марковская<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт биологии Карельского научного центра РАН

<sup>2</sup>Институт экспериментальной ботаники НАН Республики Беларусь им. В. Ф. Купревича

Аннотация на русском языке

Ключевые слова: *Cucumis sativus* L.; кратковременное снижение температуры; устойчивость.

**E. G. Sherudilo, M. I. Sysoeva, G. N. Alekseichuk, E. F. Markovskaya. EFFECTS OF DIFFERENT REGIMES OF SEED HARDENING ON COLD RESISTANCE IN CUCUMBER PLANTS**

Аннотация на английском языке

Key words: *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ**

Таблица 2. Частота встречаемости видов нематод в исследованных биотопах

Биотоп (площадка)	Кол-во видов	Встречаемость видов нематод в 5 повторностях				
		100 %	80 %	60 %	40 %	20 %
1Н	26	8	4	1	5	8
2Н	13	2	1	1	0	9
3Н	34	13	6	3	6	6
4Н	28	10	5	2	2	9
5Н	37	4	10	4	7	12

Примечание. Здесь и в табл. 3–4: биотоп 1Н – территория, заливаемая в сильные приливы; 2Н – постоянно заливаемый луг; 3Н – редко заливаемый луг; 4Н – незаливаемая территория; 5Н – периодически заливаемый луг.

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ**

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

**ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ СПИСКА ЛИТЕРАТУРЫ**

Ссылки на книги

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.

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.

В транслитерированном списке литературы:

Vol'f G. N. Dispersiya opticheskogo vrasheniya i krugovoj dikhroizm v organicheskoy khimii [Optical rotatory dispersion and circular dichroism in Organic Chemistry]. Ed. G. Snattske. Moscow: Mir, 1970. P. 348–350.

Patrushev L. I. Ekspressiya genov [Gene expression]. Moscow: Nauka, 2000. 830 p.

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.

Ссылки на статьи

Викторов Г. А. Межвидовая конкуренция и сосуществование экологических гомологов у паразитических перепончатокрылых // Журн. общ. биол. 1970. Т. 31, № 2. С. 247–255.

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.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione // Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

В транслитерированном списке литературы:

Viktorov G. A. Mezvidovaya konkurentsiya i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. 1970. Vol. 31, no. 2. P. 247–255.

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.

Noctor G., Queval G., Mhamdi A., Chaouch A., Foyer C. H. Glutathione. Arabidopsis Book. American Society of plant Biologists, Rockville, MD. 2011. doi:10.1199/tab.0142

#### Ссылки на материалы конференций

*Марьянских 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.

#### В транслитерированном списке литературы:

*Mar'yinskikh D. M.* Razrabotka landshaftnogo plana kak neobkhodimoe uslovie ustoichivogo razvitiya goroda (na primere Tyumeni) [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.

#### Ссылки на диссертации или авторефераты диссертаций

*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. ... докт. хим. наук. Петрозаводск, 2006. 481 с.

#### В транслитерированном списке литературы:

*Sheftel' B. I.* *Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezvidovykh vzaimootnoshenii zemlerоек Srednei Sibiri* [Ecological aspects of spatio-temporal interspecies relations of shrews of Middle Siberia]: Summary of PhD (Cand. of Biol.) thesis. Moscow, 1985. 23 p.

*Lozovik P. A.* *Gidrogeokhimicheskie kriterii sostoyaniya poverkhnostnykh vod gumidnoi zony i ikh ustoichivosti k antropogennomu vozdeistviyu* [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.

#### Ссылки на патенты

Патент РФ № 2000130511/28.04.12.2000.

*Еськов Д. Н., Серегин А. Г.* Оптико-электронный аппарат // Патент России № 2122745. 1998. Бюл. № 33.

#### В транслитерированном списке литературы:

*Patent RF № 2000130511/28. 04.12.2000* [Russian patent No. 2000130511/28. December 4, 2000].

*Es'kov D. N., Seregin A. G.* *Optiko-elektronnyi apparat* [Optoelectronic apparatus]. Patent Rossii № 2122745 [Russian patent No. 2122745]. 1998. Bulletin No. 33.

#### Ссылки на архивные материалы

*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.

#### В транслитерированном списке литературы:

*Grebenshchikov Ya. P.* *K nebol'shomu kursu po bibliografii: materialy i zametki*, 26 fevr. – 10 marta 1924 g. [Brief course on bibliography: the materials and notes, Febr. 26 – March 10, 1924]. OR RNB. F. 41. St. un. 45. L. 1–10.

#### Ссылки на интернет-ресурсы

*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: 25.12.2015).

*Демография.* Официальная статистика / Федеральная служба государственной статистики [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gks.ru/> (дата обращения: 25.12.2015).

#### В транслитерированном списке литературы:

*Parinov S. I., Lyapunov V. M., Puzyrev R. L.* *Sistema Sotsionet kak platforma dlya razrabotki nauchnykh informatsionnykh resursov i onlainovykh servisov* [Socionet as a platform for development of scientific information resources and online services]. *Elektron. b-ki [Digital library]*. 2003. Vol. 6, iss. 1. URL: <http://www.elbib.ru/index.phtml?page=elbib/rus/journal/2003/part1/PLP/> (accessed: 25.11.2006).

*Demografiya.* Oficial'naja statistika [Demography. Official statistics]. *Federal'naja sluzhba gosudarstvennoj statistiki [Federal state statistics service]*. URL: <http://www.gks.ru/> (accessed: 25.12.2015).

#### Ссылки на электронные ресурсы на CD-ROM

Государственная Дума, 1999–2003 [Электронный ресурс]: электронная энциклопедия / Аппарат Гос. Думы Федер. Собрания Рос. Федерации. М., 2004. 1 CD-ROM.

#### В транслитерированном списке литературы:

*Gosudarstvennaya Duma, 1999–2003* [State Duma, 1999–2003]. Electronic encyclopedia. The office of the State Duma of the Federal Assembly of the Russian Federation. Moscow, 2004. 1 CD-ROM.

## TABLE OF CONTENTS

A. A. Nikonov, A. V. Poleshchuk, D. S. Zykov. ON RECENT FAULTS AND PALEOSEISMIC FRACTURES IN THE PALEOPROTEROZOIC ONEGA STRUCTURE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD. ....	3
N. V. Sharov, E. V. Isanina, G. M. Drogitskaya. DEEP STRUCTURE OF ORE DISTRICTS OF THE FENNOSCANDIAN AND UKRAINIAN SHIELDS. ....	19
A. M. Ruchyov. KARELIAN GARNET AS A PROMISING SOURCE OF SCANDIUM AND RARE-EARTH METALS. ....	30
A. G. Nikiforov. COMPLEX GARNET ORE CONTROL FACTORS FOR THE VYSOTA-181 DEPOSIT ...	43
L. V. Kuleshevich, O. B. Lavrov, A. V. Dmitrieva, V. M. Tytyk. PRECIOUS-METAL MINERALIZATION AT THE WESTERN EXOCONTACT OF THE HAUTAVAARA MASSIF, SOUTH KARELIA. ....	59
S. Yu. Chazhengina, A. V. Bakaeva, Z. P. Rybnikova, P. V. Medvedev, S. A. Svetov. MICROFOSSILS FROM RELICT MESOARCHEAN PALEOSOL DEVELOPED ON KOMATIITES FROM KOIKARY AREA, CENTRAL KARELIA. ....	78
CHRONICLE	
N. V. Sharov. All-Russian conference with participation of foreign scientists “Deep Structure and Geodynamics of Lake Ladoga Region” in memory of St. Petersburg State University Professor Aida A. Kovtun (Petrozavodsk, May 22–24, 2017) . . . . .	91
A. I. Slabunov, N. S. Nesterova. Scientific conference “Early Precambrian vs Modern Geodynamics” (Petrozavodsk, May 29-31, 2017). . . . .	94
DATES AND ANNIVERSARIES	
Aleksandr I. Slabunov (on the 60 <sup>th</sup> anniversary) . . . . .	97
V. S. Kulikov. Vladimir A. Sokolov (on the 90 <sup>th</sup> anniversary) . . . . .	101
BEREAVEMENTS	
In memory of Victor A. Glebovitskii . . . . .	103
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS . . . . .	105



Научное издание

**Труды Карельского научного центра  
Российской академии наук**  
№ 11, 2017

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению  
Президиума Карельского научного центра РАН*

Выходит 12 раз в год

Свидетельство о регистрации СМИ ПИ № ФС77-65995 от 06.06.2016 г.  
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,  
информационных технологий и массовых коммуникаций

Редактор А. И. Мокеева  
Компьютерная верстка Г. О. Предтеченский

Подписано в печать 17.11.2017. Дата выхода 30.11.2017. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 11,9. Усл. печ. л. 13,0.  
Тираж 150 экз. Заказ 463. Цена свободная

Учредители: Карельский научный центр РАН; Институт биологии КарНЦ РАН;  
Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН; Институт геологии КарНЦ РАН; Институт леса КарНЦ РАН;  
Институт прикладных математических исследований КарНЦ РАН

Издатель: Карельский научный центр РАН, 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Оригинал-макет: Редакция научного издания «Труды КарНЦ РАН»

Типография: Редакционно-издательский отдел КарНЦ РАН  
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50