

## Метабазиты Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: состав, строение и условия метаморфизма

©2021 В. В. Устинова<sup>✉</sup>, О. А. Максимов, С. В. Егорова

*Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
ул. Пушкинская, 11, 185910, Петрозаводск, Российская Федерация*

### Аннотация

**Введение:** Интрузии базитов являются важными объектами при расшифровке истории формирования складчатых областей. В рамках данного исследования были детально изучены особенности геологического строения и минералого-петрографические характеристики Келейногубского массива – одного из ключевых объектов, который рассматривается при расшифровке истории развития Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита.

**Методика:** Оценки параметров метаморфизма, выраженного в формировании коронарных структур в центре Келейногубского массива, были произведены методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU в программе TWQ. Расчёты условий метаморфических преобразований, приведших к образованию новых минеральных парагенезисов в краевой части интрузива, выполнены в системе NCTiFMnASHO с использованием химического состава пород (метод псевдосекций) в Perple\_X.

**Результаты и обсуждение:** Минералого-петрографическое изучение Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса показало, что породы интрузива варьируют по степени сохранности от интенсивно метаморфизованных пород краевых частей до сохранивших реликты первично-магматических минералов и коронарных структур пород центра интрузива. Одним из породообразующих минералов массива является оливин: установлен как магматический оливин, сохранившийся в породах центра массива и в его краевых частях, так и метаморфический оливин, присутствующий только в краевых частях интрузива. Оба оливина имеют близкую магнезиальность, но метаморфический оливин отличается более высокими концентрациями Mn и содержит включения метаморфических минералов: диопсида, амфибола, ортопироксена. Оценка условий формирования метаморфического оливина указывает на то, что его кристаллизация могла происходить при  $T \sim 900^\circ\text{C}$  и  $P \geq 8$  кбар. Оценка P-T условий метаморфических преобразований в породах центра массива показала, что реликтовые ранние метаморфические ортопироксен-клинопироксеновые каймы вокруг магматического оливина формировались при  $T \sim 850\text{--}950^\circ\text{C}$  и  $P = 3\text{--}4$  кбар.

**Заключение:** По результатам изучения метабазитов Келейногубского массива выделено два этапа гранулитового метаморфизма. Ранний метаморфический этап, соответствующий условиям гранулитовой фации низких давлений ( $T=850\text{--}950^\circ\text{C}$ ,  $P=3\text{--}4$  кбар), выражен в формировании коронарных структур, сохранившихся в центральной части массива. Поздний гранулитовый метаморфизм повышенных давлений фиксируется по гранатовым каймам центральной части интрузива и интенсивной метаморфической переработке ( $T=900^\circ\text{C}$ ,  $P \geq 8$  кбар) пород краевой части массива с формированием вторичного оливина.

**Ключевые слова:** оливин, палеопротерозой, Келейногубский массив, Беломорский подвижный пояс, гранулитовый метаморфизм



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

---

<sup>✉</sup> Устинова Виктория Владимировна, e-mail: [vikaustinova@yandex.ru](mailto:vikaustinova@yandex.ru)

*Источник финансирования:* Исследования выполнены в рамках темы госзадания ИГ КарНЦ РАН № АААА-А18-118020290085-4.

*Для цитирования:* Устинова В. В., Максимов О. А., Егорова С. В. Метабазиты Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: состав, строение и условия метаморфизма // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология.* 2021. №.3 С. 25–37. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2021.3/3648>

### Введение

Фенноскандинавский щит (ФЩ) является самым крупным выходом на поверхность докембрийских комплексов Восточно-Европейского кратона. Формирование ФЩ происходило в различных геодинамических обстановках, а история его тектонического развития характеризуется неоднократными локальными преобразованиями архейских и протерозойских комплексов [1, 2]. Одной из наиболее острых проблем на протяжении всей истории изучения щита является расшифровка событий и условий формирования складчатых областей. Классическим примером раннекембрийской складчатой области является Беломорский подвижный пояс (БПП), располагающийся в северо-восточной части щита (рис 1). БПП представляет собой сложный тектонический коллаж, сложенный архейскими и палеопротерозойскими комплексами [3].

Значимый след в истории развития Беломорского подвижного пояса оставил палеопротерозойский этап магматизма. На сегодняшний день установлено несколько импульсов (2.5, 2.45, 2.4, 2.2, 2.1 млрд лет) основного магматизма [4], представленных в пределах БПП в виде многочисленных малых интрузий и даек основного состава [5–8]. В период около 2.0–1.8 млрд лет назад Беломорский пояс входил в состав Лапландско-Кольского коллизионного орогена [9] и рассматривается как его юго-западный форланд [10, 11]. Именно с этапом развития Лапландско-Кольского орогена связаны наиболее интенсивные метаморфические преобразования пород в коре БПП, в том числе и интрузии базитов, достигавшие условий высокобарической амфиболитовой и гранулитовой (до эклогитовой) фации [12, 13]. Важной особенностью интрузий базитов Беломорского пояса является развитие коронарных (друзитовых) структур на границе темноцветных минералов с плагиоклазом [14, 15]. Вопрос возраста и условий образования коронарных структур по-прежнему является дискуссионным. Ряд авторов предполагает, что их формирование происходило в субсолидных условиях, в результате кристаллизации расплавов в условиях нижней коры [6, 7]. Другие исследователи связывают их развитие с тектоно-метаморфическими процессами [16, 17], происходившими в ходе Лапландско-Кольской (2.0–1.8 млрд лет) орогении. Сложность расшифровки истории формирования таких пород обусловлена одновременным присутствием в породах магматических и метаморфических минералов нескольких

генераций, что затрудняет не только оценку возраста магматической кристаллизации пород, но и определение P-T условий более поздних метаморфических событий.

На протяжении многих лет Келейногубский мафит-ультрамафитовый массив является одним из ключевых палеопротерозойских интрузивов, который рассматривается при расшифровке тектоно-метаморфической истории развития БПП. В рамках нашего исследования анализируются его минералого-петрографические и геохимические особенности.

### Методы исследования

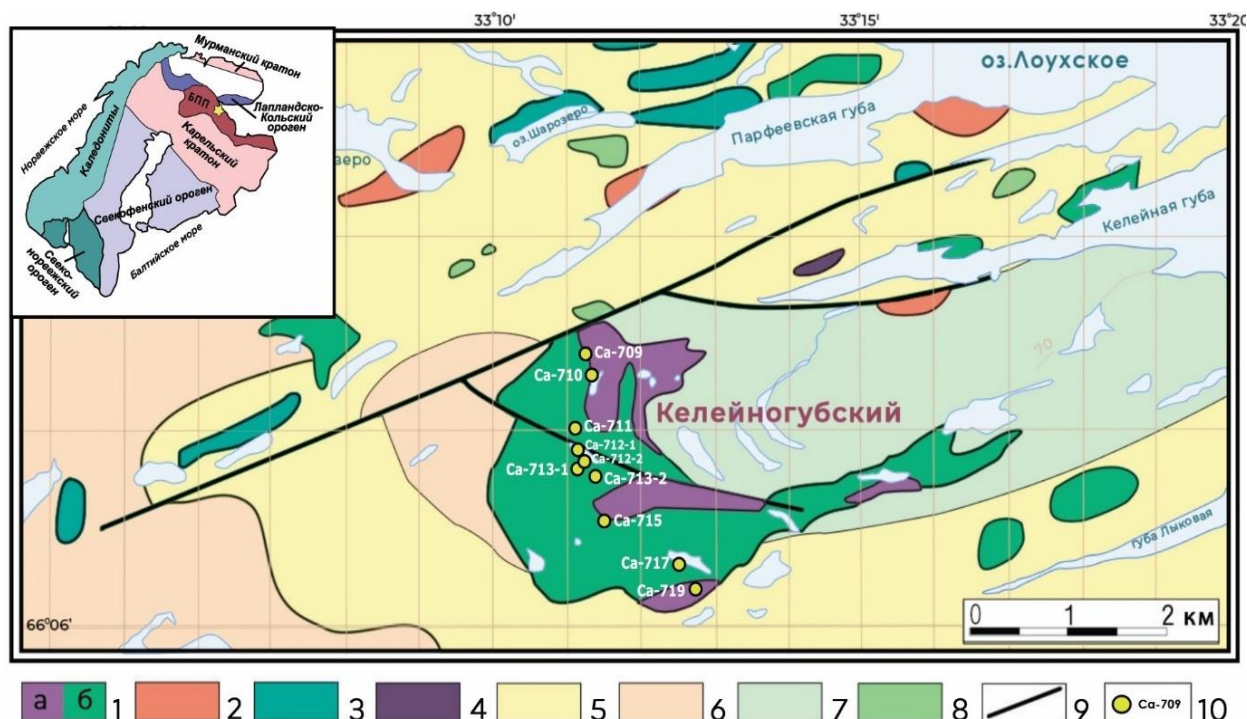
Минералого-петрографические исследования проводились с помощью оптического поляризационного микроскопа и растрового электронного микроскопа TESCAN Vega II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа “Inca Energy-350” в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН) (г. Петрозаводск).

Изучение химического состава пород проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) ЦКП КарНЦ РАН. XRF анализ проводился из стеклообразных дисков, полученных при сплавлении пробы с тетраборатом лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Время выдержки при температуре 950°C – 30 мин. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Оценка условий кристаллизации магматических оливинов проводилась по ортопироксен-оливиновому термометру Podvin, 1988 [18] с использованием программы PTQuick, разработанной Д. В. Доливо-Добровольским. Оценка P-T-параметров метаморфизма пород центральной части тела (обр. Са-711) рассчитаны методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU в программе TWQ [19] с базой данных BA96a [20, 21]. С использованием программ TWQ\_Comb и TWQ\_View Д.В. Доливо-Добровольского. Расчёты P-T условий формирования метаморфической ассоциации в породах краевой части массива выполнены в системе NCTiFMnASHO с использованием химического состава пород (обр. Са-709). Псевдосечения рассчитаны в *Perple\_X* версии 6.7.4 [22] с базой данных Холланда и Пауэлла [23]. В расчетах использовались модели твердых растворов: Ol (HP) для оливина, Орх (HP) для ортопироксена, G1TrTsPg для амфибола [23]. Содержания воды рассчитывались с помощью уравнения состояния CORK [23].

### Геологическое строение Келейногубского массива

Келейногубский массив – достаточно крупный для Беломорского подвижного пояса интрузив, расположенный в одном километре к югу от окончания губы Парфеевской озера Лоухского (рис. 1). Массив имеет серповидную форму, его породы вскрыты на площади 5x2 км. Непосредственные контакты пород массива с



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Келейногубского массива с точками отбора образцов. (Геологическая основа по материалам ФГУП “Минерал”). Условные обозначения: 1 – Куземский комплекс лерцолит-габброноритовый (а – перидотиты, б – габбронориты); 2 – Никольский комплекс плагиогранитовый; 3 – Боярский комплекс перидотит-габбро-анортозитовый; 4 – Серяжский комплекс гипербазитовый; 5 – Лоухский подкомплекс гранат-биотитовых гнейсов и гранитов; 6 – Колозерский подкомплекс мигматит-плагиогранитовый; 7 – Хетолабинский подкомплекс ортоамфиболитовый; 8 – Амфиболиты с реликтами габбровой структуры; 9 – Тектонические разломы; 10 – Точки отбора проб. На врезке схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита по [27].

**[Fig. 1.** Schematic geological map of the Keleinozubskiy intrusion with sampling points. (Geological basis based on materials of FSUE “Mineral”). Legend: (1) – Kuzemsky complex of lherzolite-gabbro-norite (a-peridotites, b-gabbro-norites); (2) – Nikolsky complex of plagiogranite; (3) – Bojarsky complex of peridotites-gabbro-anorthosite; (4) – Serjajkskiy complex of hyperbasite; (5) – Loukhsky subcomplex of garnet-biotite gneisses and granites; (6) – Kolozersky subcomplex of migmatite-plagiogranite; (7) – Hetolambinskiy subcomplex is orthoamphibolite; (8) – Amphibolites with relics of the gabbro structure; (9) – Tectonic faults; (10) – Sampling points. The inset shows a diagram of the tectonic zoning of the Fennoscandian Shield after [26]. Translation symbols from the map: Келейногубский – Keleinozubskiy, Оз. Лоухское – Lake Loukhsky, Келейная губа – Keleynaya Bay, Парфеевская губа – Parfeevskaya Bay, Оз. Шарозеро – Lake Sharozero, Губа Лыковая – Lykovaya Bay, Норвежское море – Norwegian Sea, Мурманский кратон – Murmansk Craton, Лапландско-Кольский ороген – Lapland-Kola orogeny, Балтийское море – Baltic Sea, Карельский кратон – Karelian Craton, Каледониты – caledonites, Свело-норвежский ороген – Sveco-Norwegian orogeny, Свелофенский ороген – Svekofennian orogeny, БПП – BMB.]

вмещающими гранат-биотитовыми гнейсами, плагиогранитами и амфиболитами перекрыты четвертичными отложениями. Краевые части интрузивного тела интенсивно метаморфизованы и представлены среднезернистыми, слабо рассланцованными существенно амфиболовыми породами. Центральная часть массива сложена средне-крупнозернистыми лерцолитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами, оливиновыми меланогабброноритами, оливиновыми габброноритами, габброноритами и оливиновыми габбро, которые характеризуются наличием коронарных структур. Контакты между разновидностями пород постепенные, в западном направлении наблюдается снижение основности пород [24].

По данным предыдущих исследователей [1, 25] считалось, что контакты интрузива с вмещающими гнейсами занимают близкое к первичному, согласное положение, а заметные деформации в контактовых зонах отсутствуют. В связи с этим предполагалось, что внедрение и остывание расплавов происходило в

условиях активной тектоники: расплавы внедрялись в зоны подвижек и отслаивания, возникающие на контакте разнородных пород при сплющивании Келейногубской синформы и ее опрокидывании.

#### Геохимическая характеристика

Породы Келейногубского массива по составу относятся к низкощелочным базитам толеитовой серии. Несмотря на широкие вариации петрогенных и рассеянных элементов в пределах интрузива, характерный для всех пород является высокое содержание  $MgO$  (15.7–25.6 мас. %),  $Cr$  (от 1464 до 2489 ppm) и  $Ni$  (от 399 до 648 ppm), а также повышенные концентрации  $SiO_2$  (45.9 до 49.3 мас. %) и низкие –  $TiO_2$  (от 0.23 до 0.41 мас. %) (табл. 1). Породы Келейногубского массива обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЭ,  $(La/Sm)_n = 2.59–3.18$ ) и крупноионными литофильными элементами ( $Rb, Ba, Th$ ) и деплетированы тяжелыми РЗЭ ( $(Gd/Yb)_n = 1.45–1.75$ ) и  $Nb$  ( $(Nb/Nb^*) =$  варьирует от 0.17 до 0.28).

**Табл. 1.** Химический состав пород Келейногубского массива  
(Ca-709 и Ca-719 – край массива; Ca-710 - Ca-717 – центр массива.)  
[**Table.1.** The chemical composition of the rocks of the Keleinogubsky massif  
(Ca-709 and Ca-719 – the edge of the massif; Ca-710 - Ca-717 - the centre of the massif.)]

Образец [Sample]	Ca-709	Ca-710	Ca-711	Ca-712-1	Ca-712-2	Ca-713	Ca-715	Ca-717	Ca-719
SiO <sub>2</sub>	48.27	46.02	49.20	45.92	47.45	49.26	49.25	48.42	48.64
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.23	0.33	0.37	0.41	0.29	0.41	0.31	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.17	5.14	8.18	7.18	8.44	12.43	7.85	6.95	5.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.50	12.11	11.09	12.45	12.35	9.76	11.75	12.17	11.63
MnO	0.191	0.187	0.177	0.190	0.192	0.156	0.187	0.196	0.192
MgO	24.02	25.58	20.08	24.64	21.07	15.72	19.32	20.97	22.21
CaO	7.79	6.63	8.70	5.84	7.66	9.67	8.82	8.31	8.84
Na <sub>2</sub> O	0.88	0.70	1.14	1.41	1.27	1.54	1.17	1.05	0.84
K <sub>2</sub> O	0.31	0.14	0.21	0.31	0.20	0.24	0.21	0.20	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
LOI	0.86	2.47	0.36	0.95	0.39	0.48	0.48	0.85	1.07
V	96.26	0	88.56	141.6	146.3	101.2	0	94.03	87.86
Cr	2489	2027	1760	2424	1862	1464	1622	1735	1973
Co	84.53	81.17	70.15	72.79	62.10	55.96	64.69	68.74	64.34
Ni	630	648	471	606	515	399	426	458	464
Cu	51.25	20.94	76.11	45.99	53.15	55.68	66.24	71.23	34.05
Zn	63.60	39.37	51.87	64.48	59.95	50.14	59.58	52.58	51.69
Rb	5.88	3.27	4.51	3.92	3.01	4.77	4.29	3.82	6.25
Sr	78.22	58.7	98.17	76.26	79.76	158.4	94.27	81.73	57.58
Y	6.47	3.97	5.75	5.27	6.06	5.11	6.47	3.97	5.75
Nb	1.17	0.52	1.03	0.69	0.98	0.58	0.73	0.72	1.02
Ba	88.84	76.71	103.3	84.36	68.4	94.46	119.8	112.9	96.67
La	3.95	1.92	3.24	3.39	3.27	3.09	3.71	2.6	3.19
Ce	7.76	3.63	6.48	7.61	7.47	5.96	7.78	5.25	6.32
Pr	1.16	0.57	1.01	1.01	1.03	0.89	1.26	0.8	0.98
Nd	5.48	2.62	4.66	4.52	4.68	4.23	5.93	3.85	4.54
Sm	1.24	0.65	1.11	1.08	1.15	0.99	1.43	0.92	1.11
Eu	0.38	0.23	0.36	0.36	0.39	0.38	0.45	0.32	0.33
Gd	1.34	0.77	1.18	1.12	1.25	1.04	1.53	1.04	1.18
Tb	0.22	0.13	0.20	0.19	0.22	0.18	0.26	0.17	0.20
Dy	1.34	0.81	1.2	1.16	1.29	1.07	1.56	1.05	1.2
Ho	0.28	0.17	0.26	0.24	0.28	0.24	0.32	0.23	0.25
Er	0.82	0.53	0.75	0.71	0.81	0.67	0.95	0.66	0.73
Tm	0.12	0.08	0.10	0.11	0.12	0.09	0.13	0.10	0.11
Yb	0.77	0.53	0.7	0.67	0.77	0.64	0.89	0.63	0.69
Th	0.73	0.32	0.58	0.57	0.5	0.5	0.56	0.51	0.66
U	0.17	0.08	0.14	0.13	0.1	0.11	0.14	0.11	0.15
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.18	2.94	2.92	3.13	2.85	3.14	2.59	2.83	2.88
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.75	1.45	1.69	1.69	1.62	1.62	1.72	1.65	1.72
Nb/Nb*	0.25	0.24	0.27	0.18	0.17	0.24	0.18	0.23	0.25

**Петрография и минералогия**

**Центральная часть тела.** Породы центральной части Келейногубского массива по составу варьируют от оливинсодержащих габбро до оливиновых вебстеритов. В единичных случаях среди оливинсодержащих габбро появляются небольшие шпильки габбро-

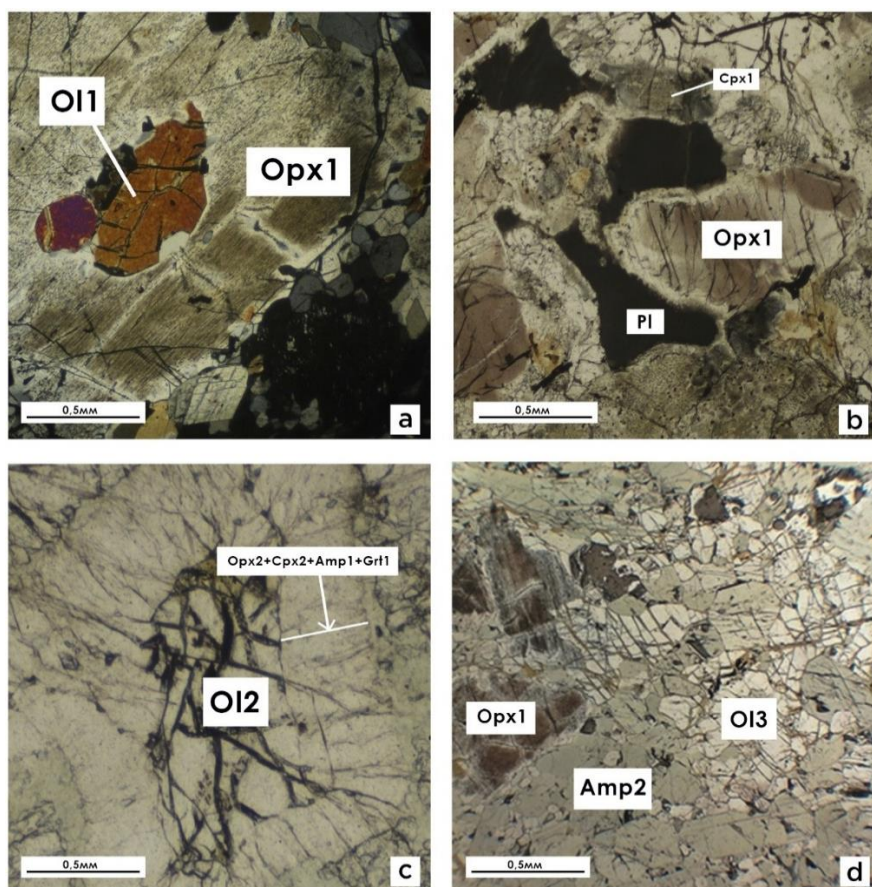
пегматитов, являющиеся наиболее дифференцированными разновидностями пород в массиве. Породы центра тела преимущественно характеризуются хорошей сохранностью: в них установлены реликты магматических минералов и первичных текстурно-структурных особенностей. Одновременно с реликтами магматичес-

ких минералов и структур, в них хорошо выражены типичные для друзитов метаморфические коронарные структуры. Реликтовые магматические минералы представлены ортопироксеном ( $Orx_1$ ), авгитом ( $Cpx_1$ ), оливином ( $Ol_1$  и  $Ol_2$ ) и хромшпинелью ( $Cr-Spl$ ), редко сохраняется плагиоклаз ( $Pl$ ) и биотит. Коронарные структуры сложены метаморфическим ортопироксеном ( $Orx_2$ ), диопсидом ( $Cpx_2$ ), гранатом ( $Grt_1$ ), амфиболом ( $Amp_1$ ) – паргаситом.

Магматический ортопироксен ( $Orx_1$ ,  $X_{Mg}^{Fe^{2+}} = 0.79-0.82$ ) (рис. 2а) формирует идиоморфные зерна размером до 6 мм, в большинстве случаев слабо окрашен в бурые, реже в буро-красные тона (рис. 2б). Некоторые кристаллы ортопироксена содержат включения мелких (размером до 0.4 мм) ксеноморфных зерен магматического оливина ( $Ol_1$ ,  $Fo=77-80$ ) и хромшпинели. Довольно крупные (размером 1–2 мм, в единичных случаях до 3 мм) зерна магматического оливина ( $Ol_2$ ,  $Fo=76-79$ ) представлены гипидиоморфными кристаллами, окруженными коронарными структурами. Магматический клинопироксен (авгит,  $Cpx_1$ ) характеризуется интенсивной коричнево-серой окраской, размер зерен варьирует в разных частях интрузива от 0.5 до 3 мм (рис. 2б). Плагиоклаз в большинстве образцов полностью или частично замещается гранатовыми кай-

мами, развивающимися вокруг оливинов ( $Ol_2$ ). Содержание плагиоклаза в породах варьирует от 5 до 50%. В диопсиде, паргасите и плагиоклазе присутствуют мелкие включения глиноземистой шпинели. Наличие таких включений в плагиоклазе (рис. 2б) обуславливает его интенсивную коричнево-серую окраску в проходящем (плоско-поляризованном) свете.

Характерной особенностью пород центральной части Келейногубского массива является развитие коронарных структур на границе оливина ( $Ol_2$ ) с плагиоклазом. В наиболее сохранных породах центральной части тела они представлены четырехслойными ортопироксен-клинопироксен-гранат-амфиболовыми широкими реакционными каймами (рис. 2с). Непосредственно вокруг оливина ( $Ol_2$ ,  $Fo=76-79$ ) формируется ортопироксеновая кайма ( $X_{Mg}^{Fe^{2+}}=0.81-0.82$ ), сменяющаяся тонкой каймой диопсида ( $X_{Mg}^{Fe^{2+}}=0.91$ ). Далее следует мощная (до 0.25 мм) кайма амфибола (паргасита,  $X_{Mg}^{Fe^{2+}}=0.94-0.96$ ), во внешней части которой (на границе с плагиоклазом) появляются пылевидные включения глиноземистой шпинели. Во внутренней части амфиболовой каймы присутствует гранатовая оторочка, которая практически вплотную прилегает к диопсидовой кайме. Гранат содержит включения амфибола и имеет состав:  $Alm_{35}Prp_{40}Grs_{24}$ .



**Рис. 2.** Микрофотографии пород Келейногубского интрузива: а – включение магматического оливина ( $Ol_1$ ) в ортопироксене ( $Orx_1$ ), центральная часть массива; б – центральная часть массива, соотношение ортопироксена ( $Orx_1$ ), авгита ( $Cpx_1$ ) и плагиоклаза ( $Pl$ ); в – оливин ( $Ol_2$ ), окруженный коронарной структурой, центр массива; д – магматический ортопироксен ( $Orx_1$ ) и метаморфический оливин ( $Ol_3$ ) в метаультрамафитах краевой части массива.

[Fig. 2. Photomicrographs of rocks of the Keleynogubsky intrusion. Legend: (a) – inclusion of magmatic olivine (Ol<sub>1</sub>) in orthopyroxene (Orp<sub>x1</sub>), the central part of the intrusion; (b) – ratio of orthopyroxene (Orp<sub>x1</sub>), augite (Cpx<sub>1</sub>), and plagioclase (Pl) in the central part of the intrusion; (c) – olivine (Ol<sub>2</sub>) surrounded by a corona structure, the central part of the massif; (d) – magmatic orthopyroxene (Orp<sub>x1</sub>) and metamorphic olivine (Ol<sub>3</sub>) in metaultramafites of the edge of the intrusion.]

По мере продвижения от центра тела к его краевым частям сохранность пород снижается, что в первую очередь выражается в сохранности коронарных структур: в эндоконтактах диопсидовая кайма не установлена, а ортопироксеновая и гранатовые оторочки практически полностью замещены амфиболом.

**Краевая часть тела.** Краевые части массива интенсивно метаморфизованы и сложены слабо расщепленными, среднезернистыми существенно амфиболовыми породами, в которых сохраняются реликты магматического ортопироксена (Orp<sub>x1</sub>), авгита (Cpx<sub>1</sub>) и оливина (Ol<sub>1</sub>). Среди новообразованных метаморфических минералов установлены амфибол (эденит, Amp<sub>2</sub>), оливин (Ol<sub>3</sub>), ортопироксен (Orp<sub>x3</sub>) и диопсид (Cpx<sub>2</sub>).

Реликтовый магматический ортопироксен представлен крупными (до 6 мм) окрашенными в коричневый цвет кристаллами (X<sub>Mg</sub><sup>Fe<sup>2+</sup></sup>=0.77–0.79), содержащими включения мелких (до 0.5 мм) округлых зерен оливина (Ol<sub>1</sub>, Fo=72–76). Коричневая окраска зерен ортопироксена обусловлена наличием многочисленных мелких (до 0.01 мм) включений хромшпинели. Магматический клинопироксен (авгит, Cpx<sub>1</sub>) в породах краевых частей интрузива формирует зерна размером до 3 мм и за счет тонких ламелей ильменита имеет серую окраску.

Метаморфический оливин (Ol<sub>3</sub>, Fo=71–76) составляет около 15% объема породы, представлен ксеноморфными кристаллами (рис. 2d) размером от 0.3 до 3 мм. Ol<sub>3</sub> содержит включения метаморфических минералов: ортопироксена (Orp<sub>x3</sub>, X<sub>Mg</sub><sup>Fe<sup>2+</sup></sup> = 0.76–0.78), диопсида (Cpx<sub>2</sub>, X<sub>Mg</sub><sup>Fe<sup>2+</sup></sup>=0.91–0.93), амфибола (X<sub>Mg</sub><sup>Fe<sup>2+</sup></sup>=0.83–0.86), а также хлор-апатита и ильменита. Вместе с Ol<sub>3</sub> в основной ткани породы распространены ксеноморфные бесцветные зерна ортопироксена (размером до 0.3 мм) (Orp<sub>x2</sub>, X<sub>Mg</sub><sup>Fe<sup>2+</sup></sup>=0.76–0.77), диопсида (Cpx<sub>2</sub>, X<sub>Mg</sub><sup>Fe<sup>2+</sup></sup>=0.9) и амфибола поздней генерации (Amp<sub>2</sub>). Поздний амфибол эденитового состава преобладает в породе и составляет от 60 до 80% объема. Он представлен (рис. 2d) ксеноморфными, реже — гипидиоморфными, зернами, размером около 0.5 мм и более. Коронарные структуры, их реликты и плагиоклаз в породах краевых частей тела не установлены.

### Обсуждение результатов

Мелкозернистые и тонкозернистые закаленные базиты, типичные для краевых частей тела интрузива основного состава, в Беломорской провинции [4] в том числе и в Келейногубском массиве не установлены. Краевые части массива сложены наиболее интенсивно преобразованными, среднезернистыми, слабо расщепленными и существенно амфиболовыми породами. Центральная часть тела преимущественно характеризуется хорошей сохранностью: в ее пределах установ-

лены реликтовые первично-магматические минералы и коронарные структуры.

Химический состав пород Келейногубского массива позволяет рассматривать их как результат фракционной кристаллизации первичного расплава, отвечающего высоко-Mg базальту толеитовой серии. По содержанию петрогенных и рассеянных элементов и по характеру их распределения, породы Келейногубского массива близки к породам лерцолит-габброноритового комплекса [5], в том числе и к оливиновым габброноритам Амбарнского массива, возраст кристаллизации которых оценивается в 2.4 млрд лет [27].

**Интерпретация минеральных равновесий.** Породы центральной части тела в целом характеризуются хорошей сохранностью – в них установлены реликтовые магматические минералы (оливин, ортопироксен, авгит), а также присутствуют коронарные структуры, сложенные метаморфическими ортопироксеном, диопсидом, паргаситом и гранатом. Несмотря на преобладание метаморфических минералов (амфибола, пироксенов и оливина), в краевых частях тела также присутствуют единичные зерна магматических пироксенов и оливина.

Оливин, установленный как в наиболее интенсивно метаморфизованных породах краевых частей тел, так и в породах хорошей сохранности из центра тела, является одним из главных минералов пород Келейногубского интрузива. Считается, что оливин является индикатором условий кристаллизации пород [28], а его изучение в раннедокембрийских интрузивах может дать важный вклад в понимание процессов их петрогенезиса [29].

Особенности морфологии и строения оливинов Келейногубского интрузива позволили выделить 3 разновидности данного минерала в породах:

(1) Ol<sub>1</sub>, обнаруженный в породах и центральной, и краевой частей массива, формирует мелкие (до 0.5 мм) ксеноморфные включения в крупных зернах реликтового магматического ортопироксена (рис. 2а; рис. 3а). В разных частях тела он варьирует по составу от Fo<sub>72</sub> до Fo<sub>81</sub>, зерна незональные. Содержание Fo в Ol<sub>1</sub> не зависит от магнезиальности породы, при этом наблюдается четкая положительная корреляция с магнезиальностью ортопироксена, в котором заключен данный оливин. Структурная позиция, морфология и состав включений в Ol<sub>1</sub> позволяют рассматривать его как магматический оливин, формировавшийся на ранних стадиях кристаллизации пород.

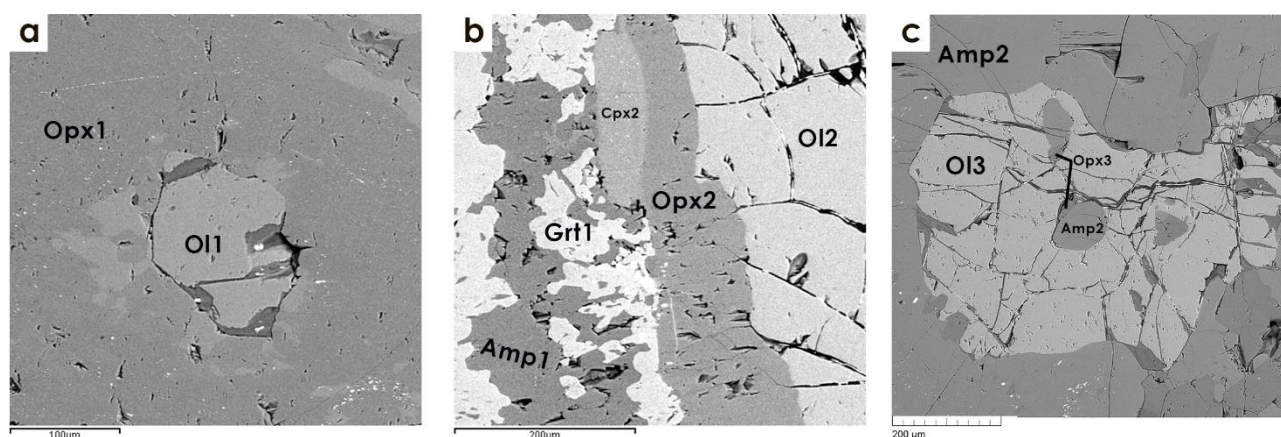
(2) относительно крупные и идиоморфные кристаллы Ol<sub>2</sub>, окруженные коронарными структурами, установлены только в центральной части тела (рис. 2с; рис. 3б). Оливин незонален, содержание Fo варьирует от 76 до 79. Характерной особенностью Ol<sub>2</sub> является присутствие NiO (0.44–0.68 мас. %) (табл. 2.).

(3) Ol<sub>3</sub> – формирует однородные по составу (Fo варьирует в разных образцах от 72–73 (обр. Са-719) до 76 (обр. Са-709)) ксеноморфные кристаллы размером от 0.3 до 3 мм. Установлен только в краевых частях тела. Важной особенностью Ol<sub>3</sub> является присутствие в его

составе марганца ( $MnO = 0.33-0.59$  мас. %) (табл. 2.), а также мелких включений метаморфических минералов: амфибола ( $X_{Mg}^{Fe^{2+}} = 0.83-0.86$ ), диопсида ( $X_{Mg}^{Fe^{2+}} = 0.91-0.93$ ), ортопироксена ( $X_{Mg}^{Fe^{2+}} = 0.76-0.78$ ), а также хлор-апатита и ильменита (рис. 2d; рис. 3c). Коронарные структуры вокруг оливинов отсутствуют, наблюдается положительная корреляция с магнезиальностью пород. Морфология зерен  $Ol_3$ , а также присутствие в них включений метаморфических

минералов, предполагают их метаморфическое происхождение.

Температура кристаллизации магматических оливинов центральной части тела, оцененная с применением ортопироксен-оливинового термометра [18], варьирует от  $\sim 1130^\circ C$  для наиболее ранних и магнезиальных оливинов ( $Ol_1$ ), выполняющих включения в магматическом ортопироксене ( $Op_{x1}$ ), до  $\sim 840^\circ C$  для оливинов ( $Ol_2$ ), окруженных коронарными структурами.



**Рис. 3.** Разновидности оливина в породах Келейногубского массива. Фотографии в обратно-отраженных электронах. Условные обозначения: *a* – включение магматического оливина ( $Ol_1$ ) в магматическом ортопироксене ( $Op_{x1}$ ); *b* – магматический оливин ( $Ol_2$ ), окруженный коронарной структурой; *c* – метаморфический оливин ( $Ol_3$ ) с включениями метаморфического амфибола ( $Am_{p2}$ ) и ортопироксена ( $Op_{x3}$ ).

**[Fig. 3.** Varieties of olivine in the rocks of the Kelejnogubskij intrusion. Photographs in back reflected electrons. Legend: (*a*) – inclusions of magmatic olivine ( $Ol_1$ ) in magmatic orthopyroxene ( $Op_{x1}$ ); (*b*) – corona structure around magmatic olivine ( $Ol_2$ ); (*c*) – metamorphic olivine ( $Ol_3$ ) with inclusions of metamorphic amphibole ( $Am_{p2}$ ) and orthopyroxene ( $Op_{x3}$ ).]

**Табл. 2.** Представительные составы оливинов (в вес. %) Келейногубского интрузива.  
**[Table 2.** Representative compositions of olivines (in wt.%) of the Kelejnogubsky intrusion.]

Оливин [Olivine]	Ol <sub>1</sub>							
	Часть тела [Part of the body]		Центр [Center]			Край [Edge]		
	Образец [Sample]		Ca-717-2			Ca-709		Ca-719
SiO <sub>2</sub>	38.40	38.61	38.56	37.56	38.64	38.38	37.61	37.81
FeO	17.84	18.12	20.38	20.26	21.35	21.73	21.61	24.41
MnO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
MgO	41.81	41.32	39.83	40.04	39.44	38.39	38.64	37.06
NiO	0.34	0.00	0.00	0.46	0.00	0.41	0.41	0.31
Total	98.47	98.04	98.76	98.32	99.42	98.91	98.27	99.91
Формульные количества на 4 атома кислорода [Formula quantity for 4 atoms of oxygen]								
Si	0.995	1.003	1.005	0.988	1.004	1.007	0.995	0.996
Fe	0.386	0.394	0.444	0.446	0.464	0.477	0.478	0.538
Mn	0.002	0	0	0	0	0	0	0.007
Mg	1.615	1.600	1.547	1.570	1.528	1.501	1.524	1.456
Ni	0.007	0	0	0.010	0	0.009	0.009	0.006
Total	3.005	2.997	2.995	3.012	2.996	2.993	3.005	3.004
Fo	80	80	78	77	77	76	76	73
Mg#rock	0.66	0.66	0.65	0.65	0.65	0.70	0.70	0.68
$X_{Mg}^{Fe^{2+}+Opx}$	0.83	0.82	0.81	0.81	0.80	0.79	0.79	0.77

Оливин [Olivine]	O <sub>2</sub>							
Часть тела [Part of the body]	Центр [Center]							
Образец [Sample]	Ca-717		Ca-712-2				Ca-710	
SiO <sub>2</sub>	38.71	39.07	38.33	38.58	38.74	38.54	40.10	39.76
FeO	20.00	21.81	21.13	21.11	20.84	21.17	19.64	20.05
MnO	0.12	0.06	0.06	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	40.37	39.05	39.71	39.83	39.49	40.07	41.34	41.13
NiO	0.66	0.57	0.30	0.29	0.47	0.14	0.50	0.44
Total	99.86	100.55	99.53	99.94	99.54	99.93	101.58	101.38
<i>Формульные количества на 4 атома кислорода</i> [Formula quantity for 4 atoms of oxygen]								
Si	0.999	1.008	0.997	0.999	1.005	0.997	1.011	1.007
Fe	0.432	0.470	0.460	0.457	0.452	0.458	0.414	0.425
Mn	0.003	0.001	0.001	0.003	0	0	0	0
Mg	1.553	1.501	1.539	1.537	1.528	1.545	1.554	1.553
Ni	0.014	0.012	0.006	0.006	0.010	0.003	0.010	0.009
Total	3.001	2.992	3.003	3.001	2.995	3.003	2.989	2.993
Fo	78	76	77	77	77	77	79	78
Mg# rock	0.66	0.66	0.65	0.65	0.65	0.65	0.70	0.70

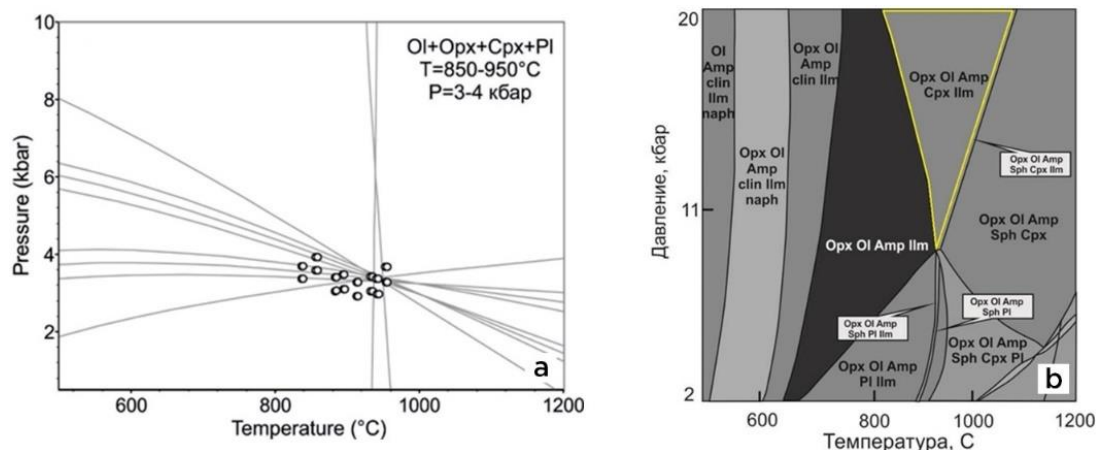
Оливин [Olivine]	O <sub>3</sub>							
Часть тела [Part of the body]	Край [Edge]							
Образец [Sample]	Ca-719				Ca-709			
SiO <sub>2</sub>	37.54	37.73	37.78	38.16	38.46	38.17	38.24	38.00
FeO	25.28	25.39	25.37	25.04	21.22	21.81	21.69	21.88
MnO	0.33	0.36	0.46	0.37	0.33	0.45	0.28	0.45
MgO	36.75	36.45	36.81	36.03	39.21	38.52	37.99	38.24
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.27
Total	99.89	99.92	100.41	99.60	99.44	98.95	98.20	98.84
<i>Формульные количества на 4 атома кислорода</i> [Formula quantity for 4 atoms of oxygen]								
Si	0.993	0.997	0.994	1.009	1.002	1.002	1.010	1.001
Fe	0.559	0.561	0.558	0.554	0.462	0.479	0.479	0.482
Mn	0.007	0.008	0.010	0.008	0.007	0.010	0.006	0.010
Mg	1.448	1.436	1.444	1.420	1.523	1.507	1.495	1.501
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.01
Total	3.007	3.003	3.006	2.991	2.998	2.998	2.990	3.00
Fo	72	72	72	72	76	76	76	75
Mg# rock	0.68	0.68	0.68	0.68	0.70	0.70	0.70	0.70

**Р-Т условия метаморфизма.** Метаморфические процессы в породах центра тела Келейногубского интрузива в первую очередь выражены в развитии коронарных структур на границе оливина с плагиоклазом. Определение Р-Т условий метаморфизма для пород с коронарными структурами связано с рядом сложностей. В коронарных структурах одновременно присутствуют магматические и метаморфические минералы, которые не всегда достигают локального равновесия.

Поэтому для оценки Р-Т условий метаморфизма в центральной части тела применялся комплексный подход с использованием классического и мультиравновесного методов в термобарометрии [19].

Полученные TWQ-диаграммы (рис. 4а) с хорошей сходимостью служат дополнительным доказательством локального равновесия среди минеральной ассоциации и корректной оценки условий формирования.





**Рис. 4.** *a* – TWQ-диаграмма для первого этапа формирования коронарных структур в породах центральной части интрузива с минеральной ассоциацией OI-Pl-Cpx-Opx; *b* – P–T псевдосекция в системе NCTiFMnASHO для амфиболитованного ультрамафита Ca-709. Желтым цветом выделено поле формирования Opx<sub>3</sub>-Ol<sub>3</sub>-Amp<sub>2</sub>-Cpx<sub>2</sub>-Ilm минеральной ассоциации.

[**Fig. 4.** (*a*) – TWQ diagram for the first stage of the formation of corona structures in rocks of the central part of the intrusion with the OI-Pl-Cpx-Opx mineral association; (*b*) – P–T pseudosection in the NCTiFMnASHO system for the Ca-709 amphibolised ultramafites. The field of formation of the Opx<sub>3</sub>-Ol<sub>3</sub>-Amp<sub>2</sub>-Cpx<sub>2</sub>-Ilm mineral association is highlighted in yellow.]

Первый этап метаморфического преобразования породы связан с формированием на границе магматического оливина и плагиоклаза, в центральной части, коронарных структур в результате реакции OI+Pl→Cpx+Opx+Spl+Pl. P–T параметры этого этапа по OI<sub>2</sub>-Opx<sub>2</sub>-Di-Pl минеральной ассоциации определены в интервале 850–950°C и 3–4 кбар, что соответствует области низких давлений гранулитовой фации. Более позднее метаморфическое событие привело к формированию гранатовой каймы в краевой части корон и более широкому развитию паргасита в основной ткани породы. Оно определяется реакцией Opx+Cpx+ Spl→Grt. Ограниченный набор парагенетичных гранату минералов не позволяет достоверно установить температуры и давления формирования гранатовой каймы. Однако по наличию новообразованного граната можно судить о повышении барических условий в ходе второго этапа метаморфизма. Таким образом, формирование реакционных коронарных структур в породах Келейногубского интрузива происходило в ходе двух эпизодов гранулитового (низко- и высокобарного, соответственно) метаморфизма.

В породах краевой части массива наиболее ярко проявлены процессы метаморфической переработки с интенсивной амфиболитацией. В породе преобладает минеральная ассоциация Ol<sub>3</sub>-Amp<sub>2</sub>-Cpx<sub>2</sub>-Opx<sub>2</sub>-Ilm и не обнаружены парагенетичные зерна граната и плагиоклаза. Это условие не позволяет использовать классический и мультиравновесный методы расчета P–T параметров. В связи с этим для измененных пород краевой части массива построено псевдосечение (рис 4b) в программном комплексе Perple\_X версии 6.7.4 [22] с использованием валового химического состава амфиболитованных ультрамафитов из северной части тела. Согласно псевдоразрезу поле стабильности Opx<sub>3</sub>-Ol<sub>3</sub>-Amp<sub>2</sub>-Cpx<sub>2</sub>-Ilm метаморфической минеральной ассоциации располагается в области высокобарной гранулитовой фации с минимальными условиями образо-

вания при T= 900°C и P ≥ 8 кбар.

### Заключение

Келейногубский массив является типичным представителем широко распространенных на территории БПП пород комплекса лерцолитов-габброноритов [5] и сложен характерными для пород этого комплекса кремнистыми высокомагнезиальными базитами (содержание SiO<sub>2</sub> варьирует от 45.9 до 49.3, MgO от 15.7 вес. % до 25.6 вес. %).

Непосредственные контакты интрузива с вмещающими комплексами перекрыты четвертичными отложениями, а краевые части тел интенсивно преобразованы. Зоны закалки и секущие соотношения с вмещающими породами не установлены. Породы Келейногубского интрузива сохраняют реликты магматических минералов (в центре тела магматические минералы составляют до 70% объема породы, в краевых частях присутствуют единичные зерна), которые могут нести информацию об условиях кристаллизации интрузива. Характерные для центральной части тела коронарные структуры позволяют оценить условия метаморфических преобразований.

Установленный в породах краевых частей тел метаморфический оливин имеет близкую магнезиальность с магматическим оливином. Однако особенности морфологии, наличие включений метаморфических минералов (диопсида, эденита и др.) и более существенные концентрации марганца позволяют предположить его метаморфическую природу.

Рассчитанные P–T параметры преобразований пород массива позволяют выделить два этапа гранулитового метаморфизма. Ранний этап, соответствующий условиям гранулитовой фации низких давлений (T=850–950°C, P=3–4 кбар), выражен в формировании коронарных структур, сохранившихся в центральной части массива. Поздний гранулитовый метаморфизм повышенных давлений фиксируется по гранатовым

каймам центральной части тела и интенсивной метаморфической переработке ( $T=900\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P \geq 8\text{ кбар}$ ) пород краевой части тела с формированием метаморфического оливина ( $\text{Ol}_3$ ).

**Конфликт интересов:** Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

**Благодарность:** Авторы выражают благодарность сотруднику лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН к.г.-м.н. Степановой А. В. за ценные советы и рекомендации, полученные в ходе выполнения данного исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Миллер Ю. В., Львов А. Б., Мыскова Т. А., Милькевич Р. И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 1995. Сер 7. Вып. 4, 28. С. 63–71.
2. Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикина Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // *Геотектоника*. 2006. № 6. С. 3–32.
3. Слабунов А. И., Володичев О. И., Балаганский В. В., Бибикина Е. В., Степанов В. С., Степанова А. В. Беломорский подвижный пояс: Общие черты геологического строения и эволюции. *Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения*. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2005. С. 6–12.
4. Stepanova A. V., Stepanov V. S., Larionov A. N., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Azimov P., Egorova S. V., Larionova Y. O., Sukhanova, M. A., Kervinen A. V., Maksimov O. A., Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen. *Spec. Publ. Geological Society of London*. 2021.
5. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.
6. Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
7. Шарков Е. В., Красивская И. С., Чистяков А. В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 10. С. 632–655.
8. Stepanova A. V., Stepanov V. S. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*. 2010. V. 183. P. 602–616.
9. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. Gee D. G., Stephenson R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London. Memoirs, 32. 2006. P. 579–598.
10. Бабарина И. И., Степанова А. В., Азимов П. Я., Серебряков Н. С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // *Геотектоника*. 2017. № 5. С. 3–19.
11. Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген. *Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ*. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2006. С. 142–155.
12. Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 268. P. 74–96.
13. Березин А. В., Скублов С. Г., Марин Ю. Б., Мельник А. Е., Богомолов Е. С. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // *Доклады АН*. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.
14. Травин В. В., Козлова Н. Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гриндинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // *Доклады АН*. 2005. Т. 405. № 3. С. 376–380.
15. Володичев О. И., Парфенова О. И., Кузенко Т. И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса перцолит-габброноритов) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 11. 2008. С. 37–62.
16. Morgunova A. A., Perchuk A. L. Petrology of Precambrian metaultramafites of the Gridino high-pressure complex (Karelia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. 53(2). P. 131–146.
17. Мельник А. Е. Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма: дис. кандидата геолого-минералогических наук. СПб., 2015. 196 с.
18. Podvin P. Ni-Mg partitioning between synthetic olivines and orthopyroxenes: Application to geothermometry // *American Mineralogist*. 1988. V.73. P. 274–280.
19. Berman R. G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F // *Canadian Miner*. 1991. Vol. 29. P. 833–855.
20. Berman R. G., Aranovich L. Ya. 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> // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1996. V. 126. P. 1–24.
21. Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1996. V. 126. P. 25–37.
22. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2005. Vol. 236 (1–2). P. 524–541.
23. Holland T.J.V., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol*. 1998. Vol. 16. P. 309–344.
24. Колонских Н. С. Особенности вещественного состава и геохимические поисковые признаки малосульфидной платинометаллической минерализации в базит-гипербазитовых массивах Карело-Кольского региона и полярного Урала: диссертация кандидата геолого-минералогических наук. СПб, 2009. 136 с.
25. Сыстра Ю. Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 175 с.
26. Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. EUROPE|East European Craton. In: *Encyclopedia of Geology, Volume 2. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier, Amsterdam, 2016. P. 34–49.
27. Степанова А. В., Степанов В. С., Азимов П. Я., Бабарина И. И., Егорова С. В., Ларионов А. Н., Ларионова Ю. О. «Друзитовый комплекс» Беломорской провинции Фенноскандии: серия разновозрастных дискретных магматических событий. ГРД, Петрозаводск, 2017. С. 242–244.
28. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. // *Nature*. 2005. № 7033 (434). P. 590–597.
29. Ерофеева К. Г., Самсонов А. В., Степанова А. В., Ларионова О.Ю., Дубинина Е.О., Егорова С.В., Арзамасцев А.А., Ковальчук Е.В., Абрамова В.Д. Фенокристы оливина и пироксена как источники информации о первичном расплаве и его коровой эволюции на примере пикродолеритовых интрузивов с возрастом 2.4 млрд лет Кольско-Норвежского террейна, Северная Фенноскандия // *Петрология*. 2020 № 4 (28). С. 370–392.

## **Metabasites of the Keleinogubsky massif of the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian shield: composition, structure and metamorphic conditions**

© 2021 V.V. Ustinova<sup>✉</sup>, O.A. Maksimov, S.V. Egorova

*Institute of Geology, Karelian Scientific Center, Russian Academy of Sciences,  
st. Pushkinskaya, 11, 185910, Petrozavodsk, Russian Federation*

### **Abstract**

*Introduction:* Basite intrusions are important in the process of decoding the history of the formation of folded areas. Within our study we studied in detail the peculiarities of the geological structure as well as mineralogical and petrological characteristics of the Keleinogubsky massif, one of the key objects to be studied when decoding the history of the development of the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian shield.

*Methodology:* The parameters of metamorphism expressed in the formation of corona structures in the centre of the Keleinogubsky massif were assessed using the TWEEQU multi-equilibrium thermobarometry method in the TWQ program. The conditions of metamorphic transformations that led to the formation of new mineral parageneses on the edge of the intrusion were calculated in the NCTiFMMnASHO system using the chemical composition of the rocks (the method of pseudosections) in *Perple\_X*.

*Results and discussion:* Mineralogical and petrological study of the Keleinogubsky massif of the Belomorian mobile belt showed that the rocks of the intrusion had various level of preservation, from intensively metamorphosed rocks of the edges to those with the preserved relicts of the primary-magmatic minerals and corona structures of the rocks in the centre of the intrusion. One of the rock-forming minerals of the massif is olivine: magmatic olivine was preserved in the rocks in the centre of the massif and along its edges and metamorphic olivine was present only in the edges of the intrusion. Both types of olivine have similar magnesium content but metamorphic olivine is different as it has higher concentrations of Mn and contains inclusions of metamorphic minerals, such as diopside, amphibole, and orthopyroxene. The assessment of the conditions of the formation of metamorphic olivine showed that its crystallisation could occur at  $T \sim 900^\circ\text{C}$  and  $P \geq 8$  kbar. The assessment of the conditions of metamorphic transformations in the rocks in the centre of the massif demonstrated that relict early metamorphic orthopyroxene-clinopyroxene rims around the magmatic olivine were formed at  $T \sim 850\text{--}950^\circ\text{C}$  and  $P = 3\text{--}4$  kbar.

*Conclusions:* As a result of the study of metabasites of the Keleinogubsky massif, two stages of granulite metamorphism were identified. The early metamorphic stage corresponding to the conditions of the granulite facies of low pressure ( $T=850\text{--}950^\circ\text{C}$ ,  $P=3\text{--}4$  kbar) is expressed by the formation of corona structures preserved in the central part of the massif. The late granulite metamorphism of high pressure was recorded along the garnet rims of the central part of the intrusion and intensive metamorphic processing ( $T=900^\circ\text{C}$ ,  $P \geq 8$  kbar) of the rocks of the massif edge with the formation of secondary olivine.

**Keywords:** olivine, paleoproterozoic, Keleinogubsky massif, Belomorian mobile belt, granulitic metamorphism



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

---

<sup>✉</sup> Victoria V. Ustinova, e-mail: [vikaystinova@yandex.ru](mailto:vikaystinova@yandex.ru)

**Funding:** The research was conducted within the framework of the state project of the IG KarRC RAS No. AAAA-A18-118020290085-4.

**For citation:** Ustinova V. V., Maksimov O. A., Egorova S. V. Metabasites of the Keleinogubsky massif of the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian shield: composition, structure and metamorphic conditions. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2021, no. 3, pp. 25–37. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2021.3/3648>

**Conflict of interests:** The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

**Acknowledgements:** The authors are grateful to the employee of the Laboratory of Precambrian Geology and Geodynamics, IG KarRC RAS, A.V. Stepanova, PhD in geological and mineralogical sciences, for her valuable advice and recommendations obtained in the course of this study.

#### REFERENCES

1. Miller Ju. V., L'vov A. B., Myskova T. A., Mil'kevich R. I. Pozitsiya ranneproterozoiskikh druzitov v pokrovno-skladchatoi strukture Belomorskogo podvizhnogo poyasa [Position of Early Proterozoic druzites in the cover-folded structure of the Belomorian mobile belt]. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta – Vestnik of the Saint Petersburg University*, 1995, vol 7, no. 4, 28, pp. 63–71. (in Russ.)
2. Slabunov A. I., Volodichev O. I., Svetov S. A., Stepanov V. S., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Bibikova E. V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Shchipansky A.A. The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology, and Geodynamic settings. *Geotectonics*, 2006, vol. 40, no. 6, pp. 409–433. DOI: <https://doi.org/10.1134/S001685210606001X>
3. Slabunov A. I., Volodichev O. I., Balaganskij V. V., Bibikova E. V., Stepanov V. S., Stepanova A. V. Belomorskii podvizhnyi poyas: Obshchie cherty geologicheskogo stroeniya i evolyutsii. [Belomorian mobile belt: Common features of geological structure and evolution]. *Belomorskii podvizhnyi poyas i ego analogi: Geologiya, geokhronologiya, geodinamika, minerageniya* [W Belomorian mobile belt and its analogues: Geology, geochronology, geodynamics, minerageny]. Petrozavodsk, IG KarNTs RAN, 2005, pp. 6–12. (in Russ.)
4. Stepanova A. V., Stepanov V. S., Larionov A. N., Salknikova E. B., Samsonov A. V., Azimov P., Egorova S.V., Larionova Y. O., Sukhanova M. A., Kervinen A. V., Maksimov O. A., Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen. Spec. Publ. *Geological Society of London*. 2021. DOI: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.5490941.v1>
5. Stepanov V. S. *Osnovnoi magmatizm dokembriya Zapadnogo Belomor'ya* [The Precambrian Mafic Magmatism in the Western White Sea Region]. Leningrad, Nauka publ., 1981. 216 p. (in Russ.)
6. Sharkov E. V., Smolkin V. F., Krassivskaya I. S. Early Proterozoic Igneous province of Siliceous High-Mg Boninite-like Rocks in the Eastern Baltic Shield. *Petrology*, 1997, vol. 5, pp. 448–465.
7. Sharkov E. V., Krassivskaya I. S., Chistyakov A. V. Dispersed mafic – ultramafic intrusive magmatism in Early Palaeoproterozoic mobile zones of the Baltic Shield: an example of the Belomorian drusite (coronite) complex. *Petrology*, 2004, vol. 12, pp. 561–582.
8. Stepanova A. V., Stepanov V. S. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 2010, vol.183, pp. 602–616.
9. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. Gee D. G., Stephenson R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London. Memoirs, 32. 2006, pp. 579–598.
10. Babarina I. I., Stepanova A. V., Azimov P. Y., Serebryakov N. S. Heterogeneous basement reworking during Palaeoproterozoic collisional orogeny within the Belomorian province, Fennoscandian Shield. *Geotectonics*, 2017, vol. 51, pp. 463–478. DOI: <https://doi.org/10.1134/S0016852117050028>.
11. Balaganskii V. V., Mints M. V., Deili Dzh. S. Paleoproterozoiskii Laplandsko-Kol'skii orogen. [Paleoproterozoic Lapland-Kola orogen]. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy: rezul'taty issledovaniy po programmam EVROPROBY* [The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe: research results under the EUROPROBA programs]. Moscow, GEO-KART, GEOS publ., 2006, pp. 142–155. (in Russ.)
12. Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia. *Precambrian Research*, 2015, vol. 268, pp. 74–96.
13. Berezin A. V., Skublov S. G., Marin Y. B., Mel'nik A. E., Bogomolov E. S. New occurrence of eclogite in the Belomorian mobile belt: Geology, metamorphic conditions, and isotope age. *Doklady Earth Sciences*, 2013, vol. 448, pp. 43–53. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X13010029>.
14. Travin V. V., Kozlova N. E. Local shear deformations as a cause of eclogitization: Evidence from the Gridino melange zone, Belomorian Mobile Belt. *Doklady Earth Sciences*, 2005, vol. 405, pp. 1275–1278.
15. Volodichev O. I., Parfenova O. I., Kuzenko T. I. Paleoproterozoiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (ob eklogitizatsii gabbro v daike kompleksa lertsolit-gabbronoritov) [Paleoproterozoic eclogites of the Belomorian mobile belt (on the eclogitization of gabbro in the dike of the lercolite-gabbronorite complex)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. [Geology and minerals resource of Karelia]. Vol. 11, 2008, pp. 37–62. (in Russ.)
16. Morgunova A. A., Perchuk A. L. Petrology of Precambrian metaultramafites of the Gridino high-pressure complex (Karelia). *Russian Geology and Geophysics*, 2012, vol. 53(2), pp. 131–146.
17. Mel'nik A. E. *Eklogity severo-zapadnoi chasti Belomorskogo podvizhnogo poyasa: geokhimicheskaya kharakteristika i vremya metamorfizma*. Diss. kand. geol.-min. nauk [Eclogites of the northwestern part of the Belomorian mobile belt: geochemical characteristic and metamorphism. PhD geol. and min. sci. diss]. Saint Petersburg, 2015, 196 p (in Russ.)
18. Podvin P. Ni-Mg partitioning between synthetic olivines and orthopyroxenes: Application to geothermometry. *American Mineralogist*, 1988, vol. 73, pp. 274–280.
19. Berman R. G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in: Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. *Canadian Miner*, 1991, vol. 29, pp. 833–855.
20. Berman R. G., Aranovich L. Ya. 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>. *Contrib. Miner. Petrol*, 1996, vol. 126, pp. 1–24.

21. Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1996, vol. 126, pp. 25–37.
22. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, vol. 236 (1–2), pp. 524–541.
23. Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, 1998, vol. 16, pp. 309–344.
24. Kolonskikh N. S. *Osobennosti veshchestvennogo sostava i geokhimicheskie poiskovyie priznaki malosul'fidnoi platino-metall'noi mineralizatsii v bazit-giperbazitovykh massivakh Karelo-Kol'skogo regiona i polyarnogo Urala*. Diss. kand. geol.-min. nauk [Features of the material composition and geochemical search signs of low-sulfide platinum-metal mineralization in the basite-hyperbasite intrusion of the Karelian-Kola region and the polar Urals. PhD geol. and min. sci. diss.]. Saint Petersburg, 2009, 136 p. (in Russ.).
25. Systra Yu. I. *Tektonika Karel'skogo regiona*. [Tectonics of the Karelian region]. Saint Petersburg, Nauka publ., 1991, 175 p. (in Russ.).
26. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. EU-ROPE|East European Craton. In: *Encyclopedia of Geology*, Volume 2. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, Amsterdam, 34–49, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
27. Stepanova A. V., Stepanov V. S., Azimov P. Ya., Babarina I. I., Egorova S. V., Larionov A. N., Larionova Yu. «Drusites» of the Belomorian province, Eastern Fennoscandia: a series of short distinct igneous events. *EPG*, Petrozavodsk, 2017, pp. 242–244.
28. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 2005, no. 7033 (434), pp. 590–597.
29. Erofeeva K. G., Samsonov A. V., Stepanova A. V., Larionova Yu. O., Dubinina E. O., Egorova S. V., Arzamastsev A. A., Kovalchuk E. V., Abramova V. D. Olivine and Clinopyroxene Phenocrysts as a Proxy for the Origin and Crustal Evolution of Primary Mantle Melts: a Case Study of 2.40 Ga Mafic Sills in the Kola–Norwegian Terrane, Northern Fennoscandia. *Petrology*, 2020, vol. 28(4), pp. 338–356. DOI: <https://doi.org/10.1134/S0869591120040049>

*Устинова Виктория Владимировна* – научный сотрудник, ИГ КарНЦ, Петрозаводск, Республика Карелия, Российская Федерация; E-mail: [vikaustinova@yandex.ru](mailto:vikaustinova@yandex.ru); ORCID <https://orcid.org/0000-0001-6423-199X>

*Максимов Олег Александрович* – научный сотрудник, ИГ КарНЦ, Петрозаводск, Республика Карелия, Российская Федерация; E-mail: [olemaximov@mail.ru](mailto:olemaximov@mail.ru); ORCID <https://orcid.org/0000-0001-8465-6418>

*Егорова Светлана Валерьевна* – к. г.-м. н., научный сотрудник, ИГ КарНЦ, Петрозаводск, Республика Карелия, Российская Федерация; E-mail: [egorova\\_sv@krc.karelia.ru](mailto:egorova_sv@krc.karelia.ru); ORCID <https://orcid.org/0000-0002-6233-7384>

*Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.*

*Victoria V. Ustinova* – research associate, Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, Russian Federation; E-mail: [vikaustinova@yandex.ru](mailto:vikaustinova@yandex.ru); ORCID <https://orcid.org/0000-0001-6423-199X>

*Oleg A. Maksimov* – research associate, Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, Russian Federation; E-mail: [olemaximov@mail.ru](mailto:olemaximov@mail.ru); ORCID <https://orcid.org/0000-0001-8465-6418>

*Svetlana V. Egorova* – PhD in Geol.-Min., research associate, Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, Russian Federation; E-mail: [egorova\\_sv@krc.karelia.ru](mailto:egorova_sv@krc.karelia.ru); ORCID <https://orcid.org/0000-0002-6233-7384>

*All authors have read and approved the final manuscript.*