

# Эволюция раннепротерозойского (людиковийского) рифтогенного бассейна юго-западной окраины Карельского кратона (Балтийский щит)

И. К. Котова<sup>1</sup>, Ф. А. Гордон<sup>2</sup>, А. Н. Магаева<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет,

Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН),

Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

<sup>3</sup> ООО «Институт Гипроникель»,

Российская Федерация, 195220, Санкт-Петербург, Гражданский пр., 11

**Для цитирования:** Котова, И. К., Гордон, Ф. А., Магаева, А. Н. (2020). Эволюция раннепротерозойского (людиковийского) рифтогенного бассейна юго-западной окраины Карельского кратона (Балтийский щит). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 65 (1), 51–73. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.104>

Изучены геологическое строение и стратиграфические разрезы типовых участков людиковийских толщ в районе северо-восточного побережья Ладожского озера (Республика Карелия). Формирование этих толщ связано со становлением и развитием в людиковийское время обширного осадочного бассейна, который закладывался на архейском кристаллическом фундаменте Карельского кратона. Вариации состава и мощности этих метаморфизованных нижнепротерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, как по латерали, так и в разрезе, позволяют говорить о весьма расчлененном рельефе дна людиковийского палеобассейна и меняющихся условиях осадконакопления в процессе развития этой структуры. На основе петрохимических и петрографических характеристик проведена реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород людиковия. Протолитом пород, залегающих в основании людиковийских толщ, являлись преимущественно карбонатные и отчасти терригенные песчано-глинистые осадки; центральная часть разреза сложена метабазальтами; протолитом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород верхней части разреза послужил пепловый, карбонатный и глинистый осадочный материал при участии кремнистого вещества, скорее всего связанного с поствулканическими подводными эксгаляциями и гидротермальной деятельностью. Обозначены различные обстановки осадконакопления в людиковийском палеобассейне: комплекс графитсодержащих пород формировался в глубоководных условиях палеодепрессий дна морского бассейна при дефиците кислорода; карбонатные и глинистые осадки накапливались в зонах свободной гидродинамики. По результатам анализа содержаний редкоземельных элементов выделены комплексы «континентальных» и «океанических» метабазальтов, пространственно совмещенные в результате надвиговой тектоники аккреционно-коллизийного этапа развития территории. Предлагается схема эволюции людиковийского палеобассейна, формировавшегося в условиях развивающегося рифтогенеза, в обстановках, переходных от континентальных к океаническим, с образованием осадков «красноморского» типа.

**Ключевые слова:** людиковийские отложения, метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, графитсодержащие комплексы, сульфидсодержащие кремнистые породы.

---

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2020

## 1. Введение

Карельский массив в структуре Балтийского щита рассматривается как сформированный в архейское время протоконтинент (Ранний докембрий..., 2005). Юго-западная граница Карельского палеоконтинента является зоной его сочленения со Свекофеннским раннепротерозойским аккреционно-коллизийным (Глубинное строение, эволюция..., 2010) поясом. Эта зона сочленения протяженностью не менее 1000 км и шириной до 80–100 км именуется зоной Раахе-Ладога (Ранний докембрий..., 2005; Балтыбаев и др., 2000; Глубинное строение, эволюция..., 2010), прил. 1.1<sup>1</sup>. В пределах юго-восточного сегмента Раахе-Ладожской зоны, вдоль юго-западной окраины Карельского кратона проявлены многочисленные выходы пород архейского фундамента в обрамлении раннепротерозойских толщ. Эти структуры образуют куполовидные выступы, центральная часть которых сложена гранитогнейсами фундамента — это гранитогнейсовые ядра куполов. Купольное ядро окаймляется раннепротерозойскими метаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами, которые являются составной частью купола. Такие структуры в целом принято обозначать как гранитогнейсовые окаймленные купола. Раннепротерозойские комплексы обрамляют гранитогнейсовые ядра куполов и слагают межкупольное пространство. Область развития купольных структур располагается к северу от Ладожского озера (Северное Приладожье), сопряжена с поднятиями ремобилизованного архейского кристаллического фундамента и по современным представлениям соответствует континентальной окраине древнего кратона (Ранний докембрий..., 2005).

Нижний интервал стратиграфического разреза указанных нижнепротерозойских комплексов в Северном Приладожье выделен в ранге сортавальской серии, песчано-сланцевые толщи верхней части разреза отнесены к ладожской серии (Кратц, 1963). Отчетливо выделяются две области скопления куполов — западная (сортавальская группа куполов) и восточная (питкьярантская группа куполов), прил. 1.2.

В многочисленных публикациях (Светов, Свириденко, 1992; Иваников и др., 1997; Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010) в качестве сортавальской серии обсуждают осадочно-вулканогенные толщи в обрамлении сортавальской группы куполов (Сортавальское поднятие). В северо-восточном Приладожье, где мощность указанных толщ существенно уменьшается, их традиционно именуют питкьярантской свитой, которая представляет здесь сортавальскую серию и сопряжена с питкьярантской группой куполов (Питкьярантское поднятие) (Металлогения Карелии, 1999).

Сортавальская серия известна как продуктивный уровень в стратиграфическом разрезе нижнепротерозойских толщ Северного Приладожья. Более 80 % рудных объектов Питкьярантского рудного района приурочены именно к этому стратиграфическому интервалу. Это месторождения и рудопроявления железа, олова, урана, вольфрама, мрамора, графита (Металлогения Карелии, 1999).

---

<sup>1</sup> Здесь и далее приложения 1.1–1.11 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/2934/5257>. Приложения даны в авторской редакции.

Соотносимые с сортавальской серией метаморфизованные вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы залегают на гранитогнейсах архейского фундамента и на породах ятулийского надгоризонта нижнего карелия, перекрываются нижнепротерозойскими терригенными толщами ладожской серии калевийского надгоризонта. Таким образом, возрастная позиция сортавальской серии соответствует людиковийскому надгоризонту (возрастные границы — 2100–1920 млн лет (Общая стратиграфическая..., 2002)) верхнего карелия.

В последние годы (Матреничев и Матреничев, 2010) для пород, залегающих в основании сортавальской серии, получен абсолютный возраст  $2213 \pm 30$  млн лет, что соответствует ятулийскому надгоризонту (нижний карелий). Датировки протерозойских цирконов метатолеитовых даек, которые рассматриваются как подводящие каналы сортавальских вулканитов, ограничиваются рамками 1,95–1,97 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005).

*Актуальность работы.* Формирование сортавальской серии связано со становлением и развитием в людиковийское время обширного осадочного бассейна, который закладывался на архейском кристаллическом фундаменте Карельского кратона. Вариации состава и мощности метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов сортавальской серии, как по латерали, так и в разрезе, позволяют говорить о весьма расчлененном рельефе дна людиковийского палеобассейна и меняющихся условиях осадконакопления в процессе развития этой структуры. Однако закономерности таких вариаций на данный момент остаются необобщенными. В публикациях практически не обсуждается указанный палеобассейн как отдельная самостоятельная структура. В настоящей работе рассматриваются изменения состава и строения толщ, слагающих восточную часть этого палеобассейна (район Питкярантского поднятия), и на основании выявленных закономерностей предлагается схема его эволюции.

*Цель работы* — выявить условия осадконакопления и закономерности развития структуры людиковийского палеобассейна.

Статья написана на основе материалов, собранных за последние годы в процессе полевых исследований в рамках учебных и научно-производственных студенческих практик на площади Импилахтинского учебного полигона Санкт-Петербургского государственного университета.

## **2. Основные элементы геологического строения площади и результаты детальных исследований**

Площадь распространения людиковийских толщ восточной части обозначенного выше палеобассейна с запада ограничена породами ладожской серии, заполняющими обширный прогиб между Сортавальским и Питкярантским поднятиями. Восточная граница палеобассейна в настоящее время определяется Салминским массивом гранитов рапакиви. С севера людиковийские толщи Питкярантского поднятия граничат с породами ладожской серии. На юге распространение этих толщ ограничено акваторией Ладожского озера (см. прил. 1.2).

При заметном разнообразии разрезов обрамления куполов питкярантской группы устойчиво выделяются три базовых элемента в составе питкярантской сви-

ты. Ее полный сводный разрез включает три основных подразделения (снизу вверх по разрезу):

- нижняя толща, в значительной степени сложенная мраморами, нередко тремолит-диопсидовыми; отмечаются слои кварцитовидных метапесчаников и биотитовых сланцев с прослоями амфиболитов;
- средняя толща, соответствующая вулканогенному интервалу разреза; состоит из амфиболитов, преобладающая часть которых по составу интерпретируется как метаморфизованные в амфиболитовой фации базальты;
- верхняя толща — комплекс скарноподобных пород (скарноидов), зачастую углеродсодержащих, с прослоями биотитовых, графитовых, амфиболовых сланцев и мраморов; скарноиды рассматриваются нами как метаморфизованные туфы и глинисто-карбонатные породы.

Состав обозначенных толщ отчетливо указывает, что породы метаморфизованы в амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Помимо того, выявлены (многочисленными предшественниками и нами) зоны более поздних метасоматических и кварцево-жильных изменений в метаморфических толщах питкьярантской свиты. В составе метасоматических ассоциаций — актинолит, биотит, хлорит, кварц, эпидот, скарновые и апоскарновые грейзеновые парагенезисы, связанные с поздне- и постколлизийным гранитоидным магматизмом. В связи с этим при изучении стратиграфических разрезов питкьярантской свиты выбирались участки, не подвергшиеся указанным жильно-метасоматическим преобразованиям, чтобы исключить из рассмотрения породы, первичный химический состав которых был заведомо изменен.

На всей площади Питкьярантского поднятия стратиграфические разрезы нижней и средней толщ питкьярантской свиты не демонстрируют ярко выраженных принципиальных различий по латерали.

*Нижняя толща* питкьярантской свиты в рельефе выражается явно отрицательными формами (ложбины и заболоченные низины) вследствие выветривания мраморов, слагающих основную часть толщи. В подошве разреза залегают нестратифицированные образования купольного ядра, представленные мелкосреднезернистыми полосчатыми гранитогнейсами с линзами гранитов и многочисленными кварцевыми жилами мощностью, составляющей несколько десятков сантиметров.

В основании нижней толщи встречаются базальные кварцитовидные метапесчаники. По простиранию на всем своем протяжении толща представлена мраморизованными известняками и мраморами, которые перекрывают гранитогнейсы фундамента или согласно залегают на базальных метапесчаниках. Мраморы прослеживаются в обрамлении всех куполов. В структуре купола Ристиниеми, где проводилась разработка мраморов нижней толщи, их мощность превышает 10 м. При этом в обрамлении Коккосельского купола нижняя толща практически не наблюдается: амфиболиты средней толщи залегают непосредственно на гранитогнейсах купольного ядра без видимых признаков наложенной тектоники: лишь на отдельных локальных участках отмечено присутствие мраморов, перекрывающих гранитогнейсы.

Амфиболиты *средней толщи* представляют яркий характерный интервал разреза питкьярантской свиты. Толща согласно перекрывает нижележащие мрамори-

зованные известняки, или же, как упоминалось выше, залегает непосредственно на гранитогнейсах фундамента (Коккосельский купол). Амфиболиты закартированы в обрамлении всех гранитогнейсовых куполов, преимущественно именно эти породы выполняют межкупольное пространство. Непосредственно в обрамлении купольных гранитогнейсов они залегают, как правило, моноклинально, повторяя контуры купольного ядра. В межкупольном пространстве амфиболиты смяты в пологие, крутые, иногда близкие к изоклинальным складки. Замеренная на участках детализации мощность толщи при моноклинальном залегании пород не менее 120 м.

*Верхняя толща* питкьярантской свиты отличается неоднородным составом и строением, как в разрезе, так и по латерали. В различной мере постоянными составляющими этой толщи являются диоксидсодержащие скарноиды, мраморы и биотит-амфиболовые сланцы. Практически все породы верхней толщи «заражены» мелкой рассеянной сульфидной вкрапленностью, в ряде случаев сопровождающейся рудными скоплениями; поэтому очень часто коренные выходы этой толщи выделяются коричнево-бурыми, до охристых, тонами окраски. Латеральная зональность выражена появлением графита в составе пород при движении с запада на восток-северо-восток Питкьярантского поднятия. В юго-западной части Питкьярантского поднятия (западное — северо-западное обрамление Импилахтинского купола) разрез представлен преимущественно карбонат-диоксид-плаггиоклазовыми скарноидами с прослоями амфиболовых сланцев. Для центральной и северной части поднятия (северное — северо-восточное обрамление Импилахтинского купола, Мурсульский купол, Коккосельский купол) характерно присутствие графита практически во всех разновидностях пород верхней толщи, вплоть до обособления слоев графитовых сланцев.

Нижний контакт с амфиболитами средней толщи питкьярантской свиты согласный, может быть резким и четким (амфиболиты сменяются биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми сланцами) или же постепенным, в виде зоны переслаивания амфиболитов и гранат-биотит-амфиболовых сланцев.

Верхний контакт, с породами ладожской серии, удается наблюдать крайне редко. Обычно это тектонические взаимоотношения. Мощность толщи, по отдельным замерам, может превышать 80 м.

При всем разнообразии можно выделить два типа разрезов верхней толщи: сложенные графитовыми и графитсодержащими породами; безграфитовые.

Полные разрезы с участием всех трех перечисленных подразделений ярко выражены в обрамлении Импилахтинского купола. Этот купол является крайним юго-западным выступом в структуре Питкьярантского поднятия. В его строении принимают участие гранитогнейсы фундамента, образующие купольный выступ, и метаморфические породы питкьярантской свиты, обрамляющие гранитогнейсовый выступ; верхи разреза сложены породами ладожской серии. Здесь питкьярантская свита залегает непосредственно на гранитогнейсовом фундаменте. Протерозойские толщи слагают восточное и западное обрамление купольной структуры и прослеживаются в ее северном замыкании. Они образуют полосу шириной около 200 м. В соответствии с морфологией купола простираение этой полосы меняется с северо-северо-восточного в западном обрамлении купола на субширотное в северном его замыкании и северо-северо-западное в его восточ-

ном крыле. Залегание пород близко к вертикальному (от 70 до 90°) и в целом согласное с границами купольного ядра. В пределах локальных участков с моноклинальным залеганием пластов удается проследить изменение разреза от подошвы к кровле.

С учетом изложенного участки детальных исследований выбраны на площади Импилахтинского купола: в его западном обрамлении (участок Западный) и в северо-восточном обрамлении (участок Северовосточный), см. прил. 1.2. На этих двух участках полно представлены два принципиальных типа разрезов питкьярантской свиты — безграфитовый и графитсодержащий соответственно. Микроскопические исследования позволили выделить разновидности пород в разрезе толщ. Химический состав пород изучался методом рентгенофлуоресцентного спектрального анализа (анализатор ARL Advant'X). Вариации содержаний редкоземельных элементов в амфиболитах изучены методом ICP-MS.

## **2.1. Участок Западный**

Геологическое строение участка Западный определяется присутствием небольшого гранитогнейсового куполообразного выступа, обрамленного питкьярантской свитой (рис. 1). Обозначенный выступ является частью гранитогнейсового ядра Импилахтинского купола. В области этого малого купольного выступа питкьярантская свита образует антиформу. Здесь, в соответствии с падением контактов гранитогнейсов, западное крыло антиформы моноклинально падает на запад, восточное крыло — на восток. В северо-западной части площади питкьярантская свита граничит с породами ладожской серии. Таким образом, на западе участка представлен полный разрез питкьярантской свиты от подошвы к кровле в моноклинальном залегании (см. рис. 1).

Залегающие в основании разреза мелкосреднезернистые гранитогнейсы представлены серыми и серо-розовыми разновидностями. Питкьярантская свита облекает гранитогнейсовый выступ: линия ее нижнего контакта повторяет контуры ядра. Плоскость западного контакта гранитогнейсов выполнена кварцевой жилой мощностью 35 см. Гранитогнейсы вблизи зоны контакта утрачивают признаки гнейсовидности.

Разрез нижней толщи питкьярантской свиты (PR<sub>1</sub>pt<sub>1</sub>) сложен мраморами, диопсидсодержащими, белыми и бело-серыми, среднезернистыми, с прослоями амфиболовых сланцев. В основании толщи вдоль контакта наблюдается переслаивание тонкорассланцованных амфиболитов с мраморами. Полная мощность толщи — 6 м.

Средняя толща (амфиболитовая, PR<sub>1</sub>pt<sub>2</sub>), мощностью до ста метров, в низах разреза представлена темно-серыми до черного, массивными мелкозернистыми амфиболитами, которые при движении к кровле сменяются переслаиванием амфиболитов и амфибол-биотит-гранатовых сланцев. Амфиболиты согласно залегают на мраморах нижней толщи. Контакт четкий, с падением на запад-северо-запад. Химический состав амфиболитов средней толщи приведен в таблице в прил. 1.3.

В составе верхней толщи питкьярантской свиты (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>) участка Западный выделяются четыре пачки (снизу вверх по разрезу):

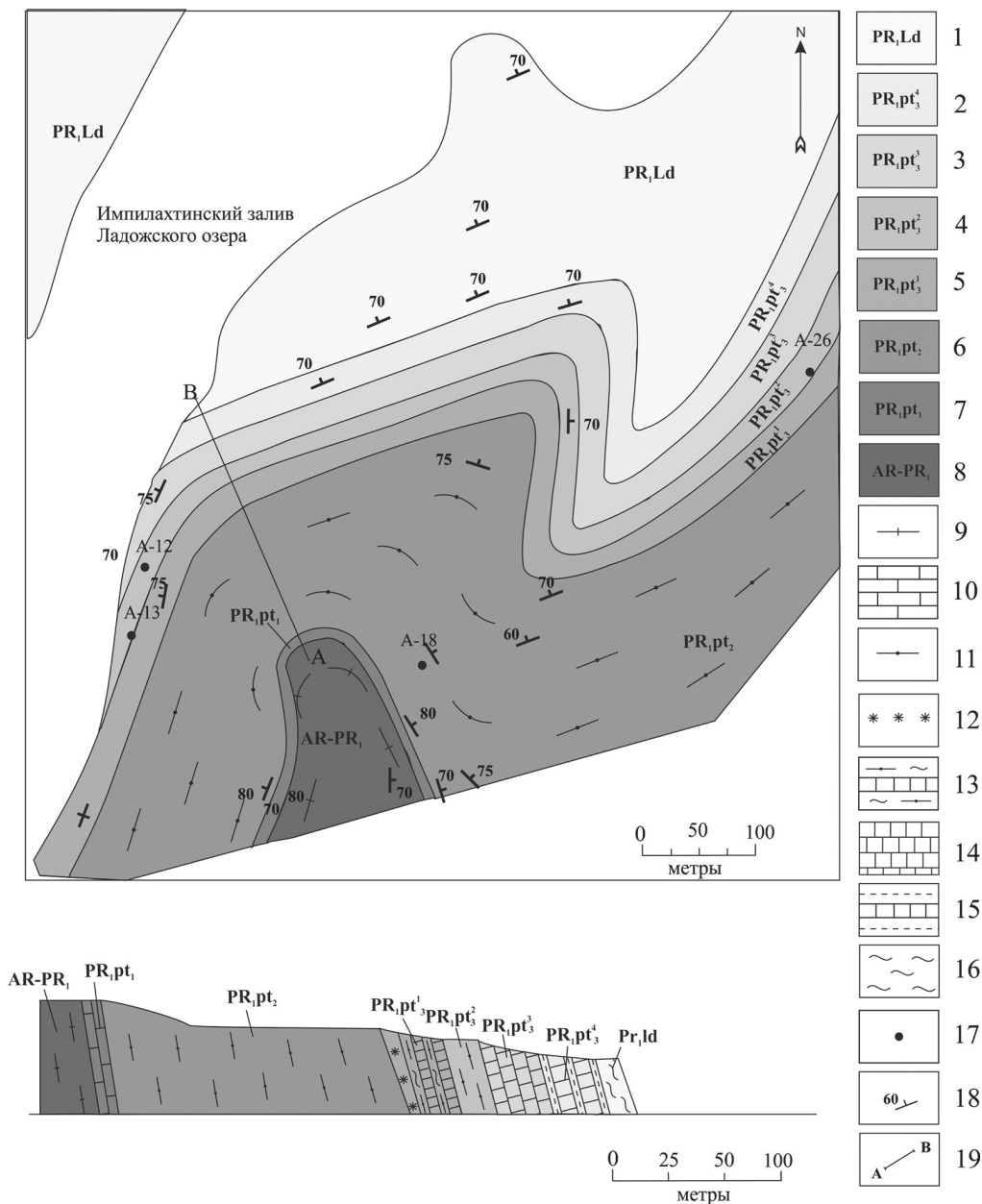


Рис. 1. Схема геологического строения участка детализации Западный:

1 — ладожская серия; верхняя толща питкьярантской свиты (2–5): четвертая пачка (2), третья пачка (3), вторая пачка (4), первая пачка (5); 6 — средняя толща питкьярантской свиты; 7 — нижняя толща питкьярантской свиты; 8 — нестратифицированные образования купольного ядра; 9 — гранитогнейсы; 10 — мраморы; 11 — амфиболиты; 12 — биотит-гранат-амфиболовый сланец; 13 — чередование биотит-амфиболовых сланцев и диоксид-плагноклазовых скарноидов; 14 — массивные скарноиды; 15 — рассланцованные скарноиды; 16 — биотитовые сланцы; 17 — точки опробования амфиболитов (метабазальтов) на содержание редких земель; 18 — элементы залегания слоистости, директивности; 19 — линия разреза

- пачка 1 ( $PR_{1pt_3^1}$ ) — переслаивание тонкополосчатых биотит-амфиболовых сланцев и диопсид-плаггиоклазовых скарноидов с рассеянной тонкой сульфидной вкрапленностью и прослоями и линзами мраморизованных известняков; мощность слоев варьируется от 1 до 5 м; в основании пачки — сланец биотит-гранат-амфиболовый; суммарная мощность пачки — 25 м;
- пачка 2 ( $PR_{1pt_3^2}$ ) — амфиболит рассланцованный с тонким чередованием (1–2 мм) меланократовых и лейкократовых (амфибол-плаггиоклазовых) слоев; мощность — 12–13 м;
- пачка 3 ( $PR_{1pt_3^3}$ ) — плотные, массивные и слоистые скарноиды, карбонат-диопсид-плаггиоклазовые, сульфидсодержащие, мощностью до 25 м;
- пачка 4 ( $PR_{1pt_3^4}$ ) — рассланцованные скарноиды с прослоями амфиболовых сланцев, карбонат-диопсид-плаггиоклазовые, неравномернозернистые, сульфидсодержащие, обохренные; мощностью 25 м.

Химический состав пород верхней толщи приведен в таблице в прил. 1.3. В амфиболитах средней и верхней толщ участка Западный определены содержания редкоземельных элементов (прил. 1.4).

В центре участка выявлен согласный контакт диопсид-плаггиоклазовых скарноидов верхней толщи питкьярантской свиты и кварц-биотитовых кристаллических сланцев ладожской серии; линия контакта ровная, четкая, без видимых признаков тектонического нарушения. Сланцы ладожской серии залегают согласно на породах пачки 4 верхней толщи питкьярантской свиты. Контакт имеет северо-восточное простирание (40–50°). Линия контакта выделяется в виде узкого линейного выступа вдоль небольшой возвышенности в центральной части участка.

## 2.2. Участок Северовосточный

Участок расположен в северо-восточном обрамлении Импилахтинского купола, вдоль правого борта долины реки Сумерианйоки. В пределах площади обнажаются гранитогнейсы купольного ядра и обрамляющие его породы питкьярантской свиты. Юго-западная граница определяется контактом питкьярантской свиты с гранитогнейсами купольного ядра, северо-восточная — четвертичными отложениями, перекрывающими породы питкьярантской свиты. Простирание пород северо-западное с углами падения, близкими к вертикальным (рис. 2). Геологическое строение участка здесь отражено в строении двух детальнейших геологических разрезов.

*Разрез А–В* (см. рис. 2) пересекает крутой обрывистый склон, северо-восточное подножие которого выходит в долину реки Сумерианйоки и перекрыто четвертичными отложениями. Породы залегают моноклинально, простирание плоскостей напластования и сланцеватости в целом совпадает и составляет 300–310° при юго-западном падении с углами 75–88°. Учитывая, что подошва разреза — купольные гранитогнейсы — располагается в юго-западной части площади, можно говорить об опрокинутом залегании. При движении сверху вниз по склону можно наблюдать практически полный разрез питкьярантской свиты от подошвы к кровле. В основании залегают нестратифицированные образования купольного ядра. Они представлены полосчатыми гранитогнейсами, мелкосреднезернистыми, с линзовидными обособлениями гранитов. Отмечены секущие маломощные кварцевые



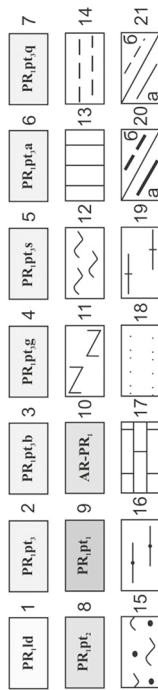
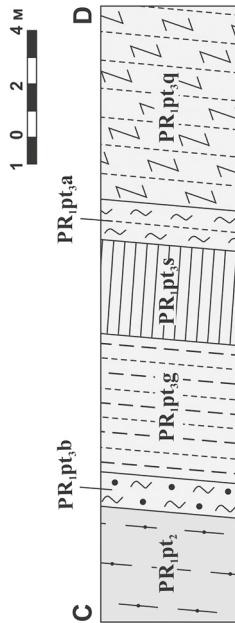
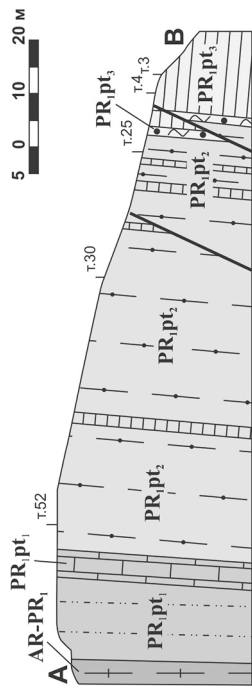
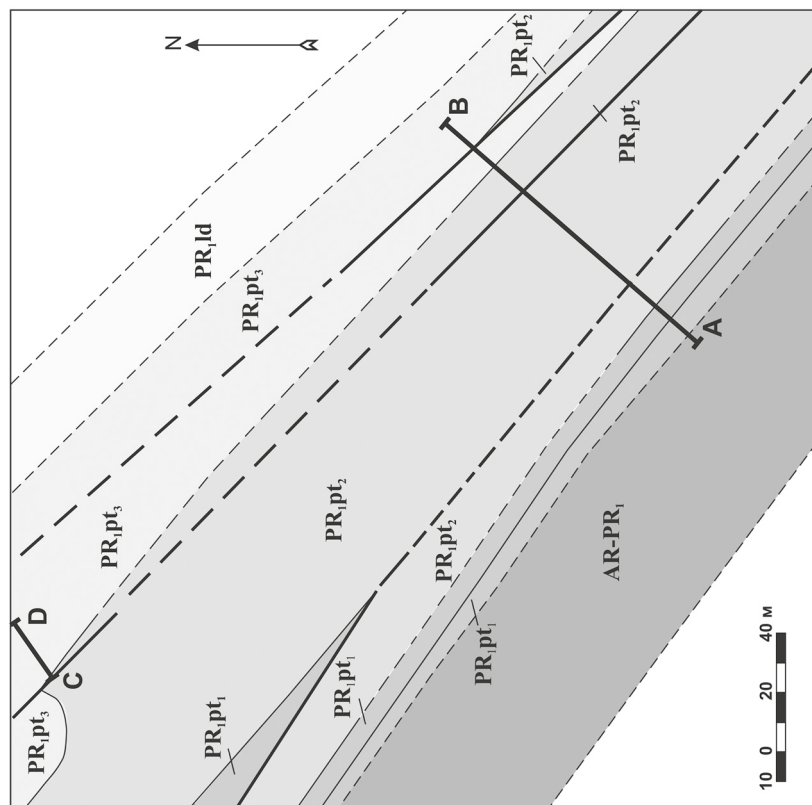


Рис. 2. Схема геологического строения участка детализации Северо-восточный:

1 — ладожская серия; 2 — верхняя толща питкьярантской свиты, пакчи (3-7); биотит-амфиболовых сланцев (3), графитовых сланцев (4), скарноидов (5), амфибол-биотитовых сланцев (6), микрозернистых кварцитов (7); 8 — средняя толща питкьярантской свиты; 9 — нижняя толща питкьярантской свиты; 10 — нерасчлененные образования купольного ядра; 11 — кварциты; 12 — биотитовые сланцы; 13 — скарноиды; 14 — графитовые сланцы; 15 — гранатосодержащие сланцы; 16 — амфиболиты; 17 — мраморы; 18 — метатесчаники; 19 — гранитоиднейсы; 20 — разломы достоверные (а), предполагаемые (б); 21 — геологические границы достоверные (а), предполагаемые (б)

жилы. Выше по разрезу в составе питкьярантской свиты выделено три толщи: нижняя, средняя, верхняя.

Разрез нижней толщи ( $PR_{1pt_1}$ ) открывается базальными кварцитовидными метапесчаниками, которые обнажаются в склоновой ложбине. Это неоднородно-зернистые породы, сложенные преимущественно кварцем с незначительным количеством амфибола. Породы рассланцованы в соответствии с простирием толщи ( $S_3 310^\circ$ ). Нижний контакт с гнейсами перекрыт делювиальными отложениями. Мощность базальных метапесчаников — 13 м.

Верхняя часть разреза нижней толщи сложена серо-белыми мраморами, которые согласно залегают на метапесчаниках. Контакт резкий, вскрыт в стенках канавы. Мраморы вдоль контакта скарнированы. В прикровельной части, вблизи контакта с залегающими выше амфиболитами, в составе мраморов появляется диопсид, и они приобретают зеленоватый цвет. Мощность мраморов — 5 м.

Средняя толща ( $PR_{1pt_2}$ ) сложена амфиболитами с редкими тонкими (1–15 см) прослоями скарноидов. Общая мощность толщи — 115 м. Амфиболиты сложены роговой обманкой (50–90 %) и плагиоклазом (от 5 до 30 %, ряд олигоклаз-андезин), до 10 % — сульфиды железа и меди, титанит. Породы мелко- и среднезернистые, практически черного цвета, массивные или директивные, иногда рассланцованы. Структура однородная или полосчатая. Полосчатость пород обусловлена вариациями содержаний лейкократовой и меланократовой фаз или же чередованием слоев амфиболитов и скарноидов. Сланцеватость обычно обеспечивается тонкими (< 1 мм) прослоями вторичного метаморфогенного биотита и в большинстве случаев совпадает с полосчатостью и слоистостью; однако встречается секущая по отношению к полосчатости сланцеватость. Отдельные горизонты в составе толщи выделяются присутствием плагиоклазовых скоплений в однородной мелкозернистой матрице породы, а также небольших пустот, выполненных кварцем и хлоритом. Учитывая существующие представления о вулканогенной природе пород этой толщи (Светов, Свириденко, 1992; Матреничев и Матреничев, 2010 и др.), можно полагать, что протолитом таких горизонтов являлись миндалекаменные микропорфиновые метабазалты.

Частота появления скарноидных слоев увеличивается вверх по разрезу от одного слоя на 30 м до одного слоя на 5 м. Сложены они преимущественно диопсидом, в качестве второстепенных минералов выступают андезин, пирит, пирротин, халькопирит (до 15 %), встречаются единичные зерна карбонатов.

В таблице в прил. 1.5 приведены петрохимические характеристики пород средней (амфиболитовой) толщи участка Северовосточный. Содержание редкоземельных элементов в этих амфиболитах приводятся в прил. 1.4.

Верхняя толща ( $PR_{1pt_3}$ ) характеризуется присутствием карбонатсодержащих пород: это преимущественно скарноиды. Кроме того, выявлены микрозернистые кварциты, а также хлорит-биотитовые, амфибол-кварц-биотитовые и графитовые сланцы. Графит характерен для всех перечисленных разновидностей: его содержание варьируется от 2–3 до 80 % (графитовые сланцы). Породы толщи выходят в северо-восточном склоне горы ближе к ее основанию. Простирием толщи составляет  $300\text{--}310^\circ$ . В составе толщи выделено 5 пачек (снизу вверх по разрезу):

- пачка биотит-амфиболовых сланцев ( $PR_{1pt_3b}$ ) залегает согласно на породах амфиболитовой толщи; контакт резкий, мелкосреднезернистые амфиболи-

ты нижежающей амфиболитовой толщи сменяются более крупнозернистыми кварц-биотитовыми и кварц-биотит-амфиболовыми сланцами коричнево-бурых, до охристых тонов; мощность — 1 м;

- пачка графитовых сланцев (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>g), представленная линзовидным слоем углеродистых сланцев, содержание графита в которых доходит до 80%; это серо-черные породы с жирным блеском и буро-рыжими зонами обожренности; мощность — 1 м;
- пачка скарноидов (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>s) серого, серо-зеленого цвета, частично ожелезненных, выветрелых; породообразующие минералы — диопсид, карбонаты и кварц, структуры от мелко- до гигантозернистых, мощность пачки — 5 м;
- пачка амфиболовых сланцев (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>a), мелкосреднезернистых, серо-черных, вдоль нижнего контакта интенсивно обожренных; мощность пачки — 2 м;
- пачка мелкозернистых кварцитов (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>q) представлена плотными серо-черными мелкозернистыми кварцитами с обильной сульфидной вкрапленностью; контакты не обнажены; неполная мощность пачки не менее 5 м.

В северо-восточной части разреза выявлены кососекущие к простиранию пород разрывы слоев со смещением сдвигового типа (см. рис. 2). Макроскопически породы сложно различимы, и при неудовлетворительной обнаженности проследить пласты по простиранию не удалось. Уже на завершающем этапе камеральных исследований, по результатам изучения шлифов, было установлено, что пласты одних пород по простиранию утыкаются в пласты других пород. Следует отметить, что выделенные разрывные нарушения никак не фиксируются в рельефе, не сопровождаются видимыми участками брекчирования, дробления, милонитизации. Скорее всего, эти смещения предшествовали региональному метаморфизму, во всяком случае в связи с ними не обнаружено зон трещиноватости или сместителей, секущих метаморфическую сланцеватость. Мы полагаем, что они предвзяли формирование купольного поднятия и в начальный момент развивались как пологие надвиги в пределах горизонтально залегающей толщи.

*Разрез С–D* пройден в северной части участка, приурочен к коренным выходам, вскрытым в железнодорожной выемке. Выемка образована в скальных породах, ее ширина равна 10 м, длина — 70 м, высота боковых стенок — от 1 до 7 м, угол наклона стенок колеблется от 75 до 90°. Породы залегают моноκлиально, простирание плоскостей напластования и сланцеватости совпадает и в целом составляет 290–300° при вертикальном падении. Вскрыт непрерывный разрез верхней толщи питкьярантской свиты (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>). В основании разреза наблюдаются породы средней (амфиболитовой) толщи (PR<sub>1</sub>pt<sub>2</sub>). Они представлены массивными серыми, серо-черными амфиболитами с редкими тонкими (1–5 см) прослоями скарноидов. Азимут простирания сланцеватости совпадает с азимутом простирания слоев амфиболитов и скарноидов и составляет 290°. Наблюдаемая мощность толщи составляет 14 м.

Выше по разрезу разновидности пород верхней толщи (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>) макроскопически трудно различимы, так как все они характеризуются серыми, серо-черными цветами за счет графита, линейно-параллельными текстурами и мелкозернистыми структурами. С учетом результатов микроскопических исследований выделено 5 пачек (снизу вверх по разрезу):

- биотит-амфиболовые сланцы (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>b) с альмандином, содержание графита доходит до 20 %, мощность — до 2 м;
- графитовые сланцы (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>g), слагающие пласто- и линзообразные слои мощностью от 1 до 4 м, содержание графита достигает 80 %; мощность пачки — 6 м;
- скарноиды (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>s) плагиоклаз-диопсидовые и кварц-карбонат-диопсидовые, графитсодержащие, с линзами графитовых сланцев; карбонаты представлены доломитом, сидеритом и кальцитом; мощность составляет 5 м;
- амфибол-биотитовые графитсодержащие сланцы (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>a) мощностью 2 м;
- кварциты микрозернистые (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>q) графитовые, сульфидсодержащие, с гидрогематитом, мощностью не менее 25 м; сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, марказитом, их содержание в породе достигает 25 %.

Наличие графита в породах верхней толщи — отличительная особенность не только участка Северовосточный, но и более обширной площади в центре Питкярантского поднятия (см. прил. 1.2). Как показали микроскопические исследования, графит образует мелкую равномерно рассеянную вкрапленность во всех породах. Нередко сопровождается тонкозернистыми сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин). При содержании более 10 % появляются сегрегации и линзовидные прослои графита.

Химический состав пород верхней толщи участка Северовосточный отражен в таблице в прил. 1.5.

### 3. Анализ и интерпретация результатов

#### 3.1. Методика интерпретации

Интерпретация первичной природы метаморфических пород проводилась последовательно на всех этапах исследования. При интерпретации мы исходили из общепринятого положения о том, что при региональном метаморфизме меняется минеральный состав породы без существенного изменения ее исходного химического состава. Предварительное заключение составлялось во время полевых наблюдений, исходя из характера залегания пород, их минерального состава, текстур и структур. Так, очевидно, что для мелкозернистых биотитовых сланцев и кварцитовидных метапесчаников, а также мраморизованных известняков исходным протолитом служили глинистые, песчанистые и карбонатные осадки соответственно.

Типизация тонкозернистых пород осуществлялась при микроскопических исследованиях в проходящем и отраженном свете. В большинстве случаев окончательная оценка возможной первичной природы метаморфических пород питкярантской свиты выполнялась на основе результатов анализа химического состава пород с использованием диаграммы Н. П. Семененко (Ефремова и Стафеев, 1985). Диаграмма предназначена для химической классификации метаморфических пород с целью реконструкции типа их исходного протолита.

Оценка геологических условий формирования питкьярантской свиты выполнена на основе петрохимических и геохимических характеристик амфиболитов, слагающих центральную часть разреза: использовались данные о содержании петрогенных и редкоземельных элементов.

### **3.2. Реконструкция состава и условий формирования протолита метаморфитов питкьярантской свиты**

Как показывают петрографические исследования детальных разрезов и геологические наблюдения, состав и строение *нижней* и *средней* толщ питкьярантской свиты достаточно единообразны на всей территории Питкьярантского поднятия. Соответственно, условия формирования этих толщ были единообразны на обозначенной площади. Протолит диопсид- и амфиболсодержащих мраморов нижней толщи сформирован вследствие первичного карбонатного и терригенного песчано-глинистого осадконакопления.

Слоистые и массивные амфиболиты (средняя толща) мелкосреднезернистой структуры с варьирующей долей плагиоклаза в составе породы рассматриваются как результат метаморфизма базальтовых покровов (Светов и Свириденко, 1992; Матреничев и Матреничев, 2010 и др.). Реликтовые элементы текстур (миндалекаменные пустоты, агрегаты плагиоклаза порфиroidного облика) подтверждают эту позицию. Метаморфизованные лавовые покровы средней толщи являются результатом активного базальтоидного вулканизма в пределах акватории древнего морского бассейна.

Необходимо заметить, что на всем интервале разреза питкьярантской свиты периодически встречаются скарноиды, которые слагают согласно залегающие слои и пласты различной мощности (от 1–2 см до нескольких метров), с отчетливо выраженными контактами. Это дает основание полагать, что в данном случае такие слои являются составной частью первичного разреза, а скарноидные парагенезисы сформировались в результате регионального метаморфизма пород алюмосиликатно-карбонатного состава. Изначально термин «скарноид» был введен Д. С. Коржинским (Коржинский, 1945; 1953), который рассматривал скарноиды как метасоматические образования, возникшие вследствие термального воздействия на карбонатные породы, содержащие исходный силикатный и алюмосиликатный материал. В отличие от скарнов, скарноиды характеризуются полиминеральностью, отсутствием зональности и формируются только за счет материнских известково-силикатных пород без переноса Ca и Si; по генезису они промежуточны между скарнами и роговиками. В нашем случае силикатно-известковый материал в составе питкьярантской свиты под действием высоких температур, обусловивших региональный метаморфизм, подвергся внутрипластовому метасоматозу с перераспределением компонентов, но без изменения валового химического состава породы.

На диаграммах в прил. 1.8, 1.9 фигуративные точки *амфиболитов средней толщи* обоих участков детализации располагаются компактно в поле IX ортопород основного состава щелочноземельно-глиноземистых. Это согласуется с принятой точкой зрения о соответствии амфиболитов питкьярантской свиты метабазальтам. В рамках существующих классификаций магматических горных пород (Магматические..., 1983; Le Bas, 2000) по содержанию  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ , MgO и коэф-

фициенту глиноземистости ( $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ ), который варьируется от 0.33 до 1.07, ортоамфиболиты питкьярантской свиты соответствуют низко- и умеренно-глиноземистым базальтам, а также пикробазальтам, пикритами и коматитами (см. прил. 1.3, 1.5, 1.6). При сравнении на петрохимических диаграммах фигуративные точки ортоамфиболитов питкьярантской свиты попадают в поле тренда метавулканитов сортавальской серии, см. прил. 1.6 (для сопоставления использованы данные из работы (Матреничев и др., 2004) о составе метавулканитов северо-восточного обрамления Кирьяволахтинского купола Сортавальского поднятия).

*Породы скарноидных слоев в амфиболитах средней толщи* разделились на диаграмме Н. П. Семененко на две группы (см. прил. 1.8): 1) фигуративные точки, соответствующие диопсидовым и карбонат-плагноклаз-диопсидовым скарноидам, располагаются в поле известковых глиноземистых (XI) и известково-карбонатных (X) пород; 2) плагноклаз-диопсидовые скарноиды занимают совместно с амфиболитами поле ортопород основного состава (IX). Можно полагать, что протолитами скарноидных слоев в амфиболитах являлись горизонты вулканогенно-осадочных пород: скорее всего, это были туфы с различной долей карбонатного осадочного материала, чередующиеся с базальтовыми покровами.

Породы *верхней толщи* питкьярантской свиты западной части Питкьярантского поднятия (*безграфитовые разрезы* участка детализации Западный) на диаграмме Н. П. Семененко распределены в широких пределах в соответствии с разнообразием петрографических разновидностей (см. прил. 1.9). Фигуративные точки биотит-амфиболовых и гранат-биотит-амфиболовых сланцев и отчасти диопсид-плагноклазовых скарноидов первой пачки ( $PR_{1pt_3}^1$ ) занимают поле IX ортопород основного состава щелочноземельно-глиноземистых и поле II алюмосиликатных железисто-магнезиальных пород. Очевидно, протолитом этих сланцев и скарноидов являлся осадочно-вулканогенный материал со значительной долей вулканического пепла основного состава и примесью глинистого вещества. Некоторые фигуративные точки скарноидов первой пачки попадают в поле XI глиноземисто-известковых пород; протолитом этих скарноидов являлись, по-видимому, карбонатные и глинистые осадки. Фигуративные точки мраморизованных известняков первой пачки соответствуют щелочноземельно-известковым породам (поле X и XI); протолитом для них служили карбонатные осадки.

Амфиболиты второй пачки верхней толщи участка Западный ( $PR_{1pt_3}^2$ ) соответствуют метаморфизованным базальтам: на диаграмме они располагаются компактно в поле IX ортопород основного состава. Протолитом этой пачки послужил, очевидно, лавовый покров, обусловленный затухающим вулканизмом предшествующей стадии.

Протолитом скарноидов и сланцев пачек 3 и 4 ( $PR_{1pt_3}^3$  и  $PR_{1pt_3}^4$ ) послужил осадочно-вулканогенный материал (вулканический пепел основного состава с примесью глинисто-карбонатного вещества) и карбонатно-глинистые осадки: на диаграмме фигуративные точки пород этих двух пачек занимают поле IX ортопород основного состава и поля глиноземистых известковых (XI) и железисто-магнезиальных (II) пород. Наличие мелкой рассеянной сульфидной вкрапленности в указанных пачках позволяет предполагать, что формирование этих осадков проходило в условиях сероводородного заражения.

Состав пород, слагающих *графитсодержащие разрезы* (верхняя толща участка детализации Северовосточный), широко варьируется (см. прил. 1.5, 1.8). На диаграмме Н.П.Семеново существенная доля биотит-амфиболовых сланцев и часть скарноидов и микрозернистых кварцитов занимает поле пород орторяда (IX и III): здесь в качестве протолита можно предполагать осадочно-вулканогенный материал со значительной долей вулканического пепла основного состава и примесью глинисто-силикатного и карбонатного вещества. Преобладающая часть фигуративных точек скарноидов попадает в область щелочноземельно-известковых пород (поля XI и X): протолитом этих скарноидов могли служить глинисто-карбонатные осадки. Биотит-графитовые сланцы располагаются в поле железисто-магнезиально-алюмосиликатных (II) и глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых (V) пород: в этом случае в качестве протолита могли выступать глинистые и кремнистые осадки. Значительная часть фигуративных точек микрозернистых графитовых кварцитов занимает поле железисто-кремнистых пород (V и VI), что соответствует, по-видимому, железисто-кремнистым осадкам в качестве исходного протолита.

Таким образом, можно полагать, что породы верхней толщи питкьярантской свиты образовались в результате метаморфизма сложного комплекса осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в формировании которых существенную роль сыграл пепловый, карбонатный и глинистый осадочный материал при участии кремнистого вещества, скорее всего связанного с поствулканическими подводными эксгаляциями и гидротермальной деятельностью.

Латеральные вариации строения и состава верхней толщи питкьярантской свиты позволяют говорить о двух типах геологических обстановок, в которых формировались породы этой толщи.

1. Комплекс графитсодержащих пород формировался при дефиците кислорода: повсеместная равномерно рассеянная мелкая вкрапленность графита указывает на первично-осадочное происхождение углеродистого вещества этих комплексов, а самородная форма углерода — на восстановительные условия осадконакопления. Очевидно, это были застойные обстановки достаточно глубоководных палеодепрессий (впадин) дна морского бассейна. Источником углерода могли служить богатые  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  вулканические эксгаляции, обусловленные затухающим вулканизмом предыдущей стадии; не исключено наличие и биогенного углерода.
2. Комплекс карбонатных пород (скарноиды и мраморы) в ассоциации с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами формировался в условиях существенно карбонатного осадконакопления при участии глиноземистого материала. В отличие от предыдущего типа, это были, по-видимому, зоны свободной гидродинамики без застойных обстановок.

### **3.3. О природе ортоамфиболитов питкьярантской свиты**

Для решения вопроса о геологических условиях формирования питкьярантской свиты можно обратиться к петрохимическим и геохимическим характеристикам ортоамфиболитов (метавулканитов), слагающих центральные интервалы разреза.

Для выявления природы ортоамфиболитов (метабазальтов) были применены дискриминационные петрохимические диаграммы (прил. 1.7). Как видно, на раз-

ных диаграммах фигуративные точки одних и тех же амфиболитов попадают в одном случае в поле континентальных базальтов, в пограничную с океаническими базальтами область, а в другом — занимают поля океанических базальтов.

Более определенную точку зрения позволяют высказать спектры распределения редкоземельных элементов, приведенные в прил. 1.10.

Для амфиболитов западной части Питкьярантского поднятия (участок Западный) на всем интервале разреза тип спектра редкоземельных элементов (РЗЭ) соответствует континентальным базальтам, для которых характерно существенное обогащение легкими РЗЭ. Сходные спектры РЗЭ известны для базальтов трапповых комплексов Норильского района и базальтов узких линейных зон континентальных рифтов Восточной Африки (Смолькин, 1992).

В центральной части Питкьярантского поднятия (участок Северовосточный) выявлена более сложная картина. Здесь для амфиболитов в основании разреза средней толщи тип спектра РЗЭ соответствует континентальным базальтам. При этом графики содержаний РЗЭ в амфиболитах верхней части разреза соответствуют уплощенному спектру РЗЭ базальтов и пикробазальтов спрединговых зон (тип MORB (Смолькин, 1992)): такой спектр с незначительным обогащением по сравнению с хондритовым стандартом и дефицитом легких РЗЭ по отношению к тяжелым характерен только для вулканитов зон океанического спрединга (Балашов, 1976). В обозначенной работе отмечено, что характер спектра РЗЭ наследуется вулканитами при парциальном плавлении верхнемантийных лерцолитов. Указывается, что «океанические» лерцолиты, по сравнению с континентальными аналогами, представляют вещество более глубоких частей верхней мантии вследствие подъема мантийного материала в осевых частях спрединговых зон. Предполагается дефицит легких РЗЭ в таком веществе из-за выноса этих элементов из нижних зон астеносферы в верхние при ее плавлении.

Следует отметить, что спектры РЗЭ для амфиболитов верхней части разреза участка Северовосточный полностью соответствуют спектрам, полученным В. В. Иваниковым с соавторами (Иваников и др., 1997; 1999) для metabазальтов сортавальской серии обрамления Кирьяволахтинского купола. Здесь ими выделено два типа metabазальтов в соответствии с их геохимическими характеристиками: континентальные толеиты и океанические толеиты. Первые образуются в условиях раскрытия континентальных рифтов, вторые — при океаническом рифтогенезе (спрединге). Указанные авторы полагают, что упомянутые океанические толеиты в обрамлении Кирьяволахтинского купола являются фрагментами офиолитового комплекса. Они отмечают сходство этих толеитов с долеритами и базальтами офиолитового комплекса Йормуа Восточной Финляндии и указывают, что офиолиты зоны Йормуа-Оутокумпу в составе Свекофеннского аккреционно-коллизийного пояса интерпретируются исследователями как фрагменты океанической коры красноморского типа.

Таким образом, выявленное изменение характера спектров РЗЭ позволяет полагать, что формирование вулканогенного комплекса питкьярантской свиты сопряжено с двумя принципиально различными источниками расплавов. На раннем этапе, которому соответствуют нижние интервалы стратиграфического разреза, источником расплава служили магматические очаги, зарождавшиеся в условиях рифтогенеза коры континентального типа. На поздних этапах продолжают функ-



ционировать очаги, связанные с развитием континентального рифта, и появляются очаги, зарождающиеся в условиях океанического рифта.

Изложенная точка зрения проиллюстрирована на дискриминационной диаграмме (прил. 1.11): амфиболиты Западного участка и нижнего интервала разреза участка Северовосточный (всего 5 точек) располагаются в поле континентальных базальтов, амфиболиты верхней части разреза участка Северовосточный (4 точки) — в поле пород срединно-океанических хребтов. Пространственную совмещенность континентальных базальтов и вулканитов MORB-типа можно интерпретировать в двух вариантах.

1. Породы амфиболитовой толщи, отвечающие MORB-типу, являются частью офиолитового комплекса, который был обдуцирован на континентальную окраину. Элементы тектоники участка Северовосточный соответствуют этому предположению. Здесь установлена серия кососекущих по отношению к слоистости разломов надвигового типа. Следует заметить, что ранее, по результатам исследования Кирьяволахтинского купола, уже обосновывалось заключение об аллохтонном залегании вулканических комплексов, рассматриваемых в составе сортавальской серии (Иваников и др., 1997). Сочетание элементов шарьяжно-надвиговой тектоники и гранитогнейсовых купольных структур Раахе-Ладожской зоны было показано Ю. А. Морозовым с соавторами (Морозов, 1999; Глубинное строение, эволюция..., 2010).
2. В условиях, переходных от континентального рифтогенеза к океаническому, когда океанский рифтогенез постепенно сменил континентальный и угас на стадии рифта красноморского типа, разновозрастные магматические очаги «континентального» и «океанического» типов оказались пространственно сближенными. Это могло обеспечить совмещение вулканитов разного типа в пределах одной площади на разных уровнях разреза. Подобное сочетание вулканитов с разным типом спектров РЗЭ демонстрируется для района современного развивающегося рифта о. Исландия (Смолькин, 1992). Здесь, в пределах относительно небольшой площади, платобазальты третичного времени существенно обогащены легкими РЗЭ, а низкокальциевые толеиты четвертичного времени характеризуются плоским спектром РЗЭ, сходным с MORB-типом. Существование в Исландии двух типов источников магматического расплава обосновывается изотопно-геохимическими данными (Богатиков и др., 2010).

#### 4. Схема эволюции людиковийского палеобассейна

При рассмотрении схемы эволюции приняты во внимание следующие заключения, сделанные на основе полученных результатов:

- протолитом пород, залегающих в основании питкьярантской свиты на гранитогнейсовом фундаменте, являлись преимущественно карбонатные и отчасти терригенные песчано-глинистые осадки;
- центральная часть разреза сортавальской серии и питкьярантской свиты повсеместно сложена metabазальтами, характеристики которых соответствуют преимущественно континентальным базальтам; в ряде случаев получены характеристики, типичные для «океанических базальтов»;

- формирование осадочного протолита пород верхней толщи проходило в двух обстановках: 1) в восстановительных условиях глубоководных депрессий, способствующих образованию углеродистого вещества, при повышенных концентрациях в воде кремнезема; 2) в условиях терригенно-карбонатного осадконакопления;
- для пород верхней толщи питкьярантской свиты характерна обильная (5–10 %) мелкая вкрапленность сульфидов железа и меди; присутствие сульфидов (преимущественно пирита и пирротина) по всей протяженности толщи и равномерное распределение вкрапленников в матрице породы позволяет предполагать первично-осадочное накопление сульфидного вещества, скорее всего вследствие присутствия сероводорода в зоне осадконакопления.

Изложенные материалы указывают, что палеобассейн, где формировался осадочно-вулканогенный комплекс питкьярантской свиты, существовал в условиях развивающегося рифтогенеза, в обстановках, переходных от континентальных к океаническим. Рифтовая структура закладывалась на коре континентального типа древнего Карельского кратона. Терригенно-карбонатные породы в основании питкьярантской свиты (метапесчаники базальной толщи и мраморы) соответствуют осадкам раннего палеобассейна, который был представлен системой грабенообразных депрессий в структуре континентального рифта. Прогрессирующее развитие этого рифта привело к формированию зрелого рифтогенного бассейна, захватившего обширную площадь, и излиянию континентальных базальтов. Лавовые покровы перекрывали сформировавшиеся осадочные породы (нижняя толща питкьярантской свиты) и фрагменты архейского кристаллического фундамента, которые оставались вне зоны осадконакопления на стадии раннего палеобассейна (район Коккосельского купола).

Чередование в разрезе средней толщи питкьярантской свиты пластов амфиболитов (метабазальтов) и скарноидов (метаморфизованных туфов и глинисто-карбонатных пород) отражает периодичность вулканической активности.

Продолжающийся подъем мантийного материала провоцирует разрыв континентальной коры в осевой части рифта и излияние вещества более глубинных зон верхней мантии (базальты «океанического типа»). В результате происходит последовательная смена во времени континентальных условий магматизма на океанические. Постепенно формируется малый океанический бассейн красноморского типа. Положение его осевой части соответствует выходам метаморфизованных базальтов «океанического типа», которые слагают в настоящий момент верхи разреза амфиболитовой толщи и прослеживаются с юго-востока на северо-запад в центре Питкьярантского поднятия и далее в северо-восточном обрамлении Кирьяволахтинского купола (Сортавальское поднятие) и в восточной Финляндии, где установлены полноразвитые офиолиты.

С этих позиций сульфидсодержащие скарноиды и сланцы верхней толщи (метаморфизованные туфы и глинисто-карбонатно-кремнистые осадки), перекрывающие амфиболиты с характеристиками MORB (участок Северовосточный), соответствуют металлоносным осадкам красноморского типа. В составе таких современных осадков выделяют (Богданов и др., 2006) биогенно-терригенный материал с примесью сульфидов, а также оксидные и сульфидные слои, которые пред-

ставляют собой илы, сложенные аморфным кремнеземом и гидроксидами железа и марганца, железистым монтмориллонитом, сульфидами; при кристаллизации гелеподобного ила формируются гематит-кварцевые агрегаты и сульфидсодержащие слои. Графитовые микрозернистые кварциты с гидрогематитом и сульфидами, а также графит- и сульфидсодержащие скарноиды указанной верхней толщи вполне сопоставимы по составу с такими осадками. В рамках предлагаемой модели формирование углеродистых комплексов людиковийского бассейна сопряжено с наиболее глубоководными обстановками осевой части раскрывающегося рифта. С этих позиций становится понятной локализация графитсодержащих толщ («черносланцевая формация») в центральной части Питкярантского поднятия в пределах полосы северо-западного простирания (см. прил. 1.2).

Юго-западный и, по-видимому, северо-восточный борта рифтогенного бассейна завершали свое развитие на континентальной и переходной коре в зоне проявления базальтового вулканизма «континентального типа». Здесь на заключительных этапах существования людиковийского морского бассейна в условиях затухающего вулканизма накапливались карбонатные и терригенные глинистые осадки.

Осадконакопление завершающих этапов существования людиковийского осадочного бассейна осуществлялось в среде, обогащенной вулканогенным веществом вследствие активной вулканической деятельности предшествующих этапов. Колчеданная минерализация этих осадков могла формироваться вследствие сероводородного заражения за счет разгрузки на дно бассейна подземных восстановительных вод, обогащенных  $\text{CH}_4$  или  $\text{H}_2\text{S}$ , а также за счет деятельности сульфатредуцирующих бактерий.

Спрединг в осевой части раскрывающегося Свекофеннского океана, располагавшейся (в нынешних координатах) к югу — юго-западу от обсуждаемой площади, привел к удалению рассматриваемого нами бассейна от зоны разогрева и проявления активного магматизма. Уже в постлюдиковийское (калевийское) время здесь в условиях континентальной окраины накапливаются мощные терригенные толщи с элементами ритмичного строения, представленные метапесчаниками и глиноземастыми сланцами ладожской серии, перекрывающей людиковийские комплексы.

Аккреционно-коллизийные процессы, связанные с закрытием Свекофеннского океана, обеспечили высокотемпературный метаморфизм пород региона и мобилизацию кристаллического фундамента Карельского кратона с образованием куполовидных поднятий. В результате сформированные в условиях людиковийского рифтогенного осадочного бассейна вулканогенные и осадочные комплексы были деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации. Базальтовые покровы были преобразованы в амфиболиты, карбонатно-туфовые и глинисто-карбонатные слои — в скарноиды, карбонатные, глинистые и кремнистые осадочные толщи — в мраморы, биотитовые сланцы и микрозернистые кварциты соответственно.

Анализ изученной территории в терминах осадочного палеобассейна позволяет обозначить в полном объеме вопрос стратиформности известных в Северном Приладожье месторождений и рудопоявлений, сопряженных с породами людиковийского возраста. Известно, что с докембрийскими осадочными бассейнами континентального рифтогенеза связаны крупные и уникальные месторождения меди,

золота, урана — бассейны Удокан (Россия), Витватерсранд (ЮАР), Олимпик-Дам (Австралия), Кивино (США) и др. В Северной Карелии с Онежским бассейном, формировавшимся в людиковии, сопряжены комплексные руды ванадия с ураном, золотом и платиноидами. В этой связи можно полагать, что месторождения и рудопроявления урана и меди, локализованные в породах сортавальской серии, обусловлены исходной геохимической и минерагенической специализацией толщ, которая сформировалась в процессе развития осадочного бассейна. В этом случае перспективы района следует оценивать с учетом значительных объемов людиковийских толщ, перекрытых отложениями ладожской серии.

Авторы благодарят А. С. Воинова, по рекомендации и при поддержке которого выполнялись полевые исследования; он также взял на себя труд ознакомиться с рукописью, высказал конструктивные замечания, что позволило существенно улучшить работу. Полевые исследования выполнялись при участии студентов кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ, организация и поддержка полевых исследований осуществлялась сотрудниками этой кафедры; всем им авторы выражают свою признательность.

Работа выполнена при поддержке ресурсного центра «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета.

## Литература

- Балашов, Ю. А. (1976). *Геохимия редкоземельных элементов*. Москва: Наука.
- Балтыбаев, Ш. К. (2005). *Свекофенниты Фенноскандии: пространственно-временная корреляция эндогенных процессов*. Диссертация доктора геол.-минерал. наук. ИГГД РАН.
- Балтыбаев, Ш. К., Глебовицкий, В. А., Козырева, И. В., Конопелько, Д. Л., Левченков, О. А., Седова, И. С., Шульдинер, В. И. (2000). *Геология и петрология свекофеннит Приладожья*. Санкт-Петербург: Изд-во С.-Петерб. ун-та.
- Богатилов, О. А., Коваленко, В. И., Шарков, Е. В. (2010). *Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве*. Москва: Наука.
- Богданов, Ю. А., Лисицин, А. П., Сагалевиц, А. М., Гурвич, Е. Г. (2006). *Гидротермальный рудогенез океанского дна*. Москва: Наука.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС, т. 1.* (2010). Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС.
- Ефремова, С. В., Стафеев, К. Г. (1985). *Петрохимические методы исследования горных пород*. Москва: Недра.
- Иваников, В. В., Филиппов, Н. Б., Богачев, В. А., Кольцов, А. А. (1997). *Метавулканы окаймленных куполов Северного Приладожья — покровы платобазальтов или офиолитовые надвиги? В: Докембрий Северной Евразии, тезисы докладов, Международное совещание 15–18 апреля*. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 36–37.
- Иваников, В. В., Филиппов, Н. Б., Богачев, В. А., Мурадымов, Г. Ш. (1999). *Минералого-геохимические признаки офиолитовой ассоциации в Приладожье. В: Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии, материалы международной конференции*. Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН, 53–54.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита*. (1988). Ленинград: Наука.
- Коржинский, Д. С. (1945). *Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири*. Ленинград: Изд-во Ленинградского горного ин-та.
- Коржинский, Д. С. (1953). *Очерк метасоматических процессов. В: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. Москва: Изд-во АН СССР, 332–352.
- Кратц, К. О. (1963). *Геология карелид Карелии. Труды ЛАГЕД АН СССР*, 16.
- Магматические горные породы, т. 1.* (1983). Москва: Наука.

- Матреничев, В. А., Матреничев, А. В. (2010). Петрология лудиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны, Балтийский щит. В: В. С., Абушкевич, Н. А., Алфимова, под ред., *Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН*. Санкт-Петербург: Изд-во Политехнического ун-та, 223–256.
- Матреничев, В. А., Степанов, К. И., Пупков, О. М. (2004). Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Геология. География*, (2), 31–44.
- Металлогения Карелии*. (1999). Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН.
- Морозов, Ю. А. (1999). О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита. *Геотектоника*, (4), 37–50.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: объяснительная записка*. (2002). Апатиты.
- Ранний докембрий Балтийского щита*. (2005). Санкт-Петербург: Наука.
- Светов, А. П., Свириденко, Л. П. (1992). *Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья*. Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН.
- Смолякин, В. Ф. (1992). *Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита*. Санкт-Петербург: Наука.
- Le Bas, M. J. (2000). IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *J. Petrology*, 41(10), 1467–1470.

Статья поступила в редакцию 23 ноября 2018 г.  
Статья рекомендована в печать 27 ноября 2019 г.

Контактная информация:

Котова Ирина Клавдиевна — kotova\_i@mail.ru  
Гордон Фаина Андреевна — fany.gordon@gmail.com  
Магаева Анна Николаевна — ainai@bk.ru

## Evolution of the Early Proterozoic (Ludikovian) riftogenic basin of the southwestern margin of the Karelian Craton (Baltic Shield)

I. K. Kotova<sup>1</sup>, F. A. Gordon<sup>2</sup>, A. N. Magaeva<sup>3</sup>

<sup>1</sup> St. Petersburg State University,

7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (IPGG RAS),

2, Makarova nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

<sup>3</sup> LLC “Institute Gipronickel”,

11, Grazdanskaya pr., St. Petersburg, 195220, Russian Federation

**For citation:** Kotova, I. K., Gordon, F. A., Magaeva, A. N. (2020). Evolution of the Early Proterozoic (Ludikovian) riftogenic basin of the southwestern margin of the Karelian Craton (Baltic Shield). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 65 (1), 51–73.  
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.104> (In Russian)

The geological structure and stratigraphic sections of typical areas of Ludikovian sediments on the northeast coast of the Lake Ladoga (Republic of Karelia) were studied. The formation of these strata is associated with the development in the Ludikovian time period of the extensive sedimentary basin, which was formed on the Archean crystalline basement of the Karelian craton. Variations in the composition and thickness of these metamorphosed Lower Proterozoic sedimentary and volcanic-sedimentary complexes, both laterally and in section, suggest a very disjointed bottom relief of the Ludikovian paleobasin and changing sedimentation conditions during the development of this structure. The reconstruction of the primary composi-

tion of metamorphosed volcanogenic and sedimentary rocks of Ludikovian rocks was carried out based on petrochemical and petrographic characteristics. The protolith of the rocks lying at the base of the Ludikovian strata was mainly carbonate and partly terrigenous sandy-clay sediments; the central part of the section is composed of metabasalts; ash, carbonate and clay sedimentary material with partly siliceous matter most likely associated with post-volcanic underwater exhalations and hydrothermal activity served as the protolith of metamorphosed volcanic-sedimentary rocks of the upper part of the section. Various environments of sedimentation in the Ludikovian paleobasin were designated: a complex of graphite-containing rocks was formed in deep-water paleodepressions of the bottom of the sea basin with oxygen deficiency; carbonate and clay sediments accumulated in the zones of free hydrodynamics. According to the results of the analysis of the contents of rare-earth elements, the complexes of “continental” and “oceanic” metabasalts, spatially combined as a result of the overthrust tectonics of the accretion-collision stage of development of the territory, were identified. We propose a scheme of the evolution of the Ludikovian paleobasin formed in the conditions of the developing riftogenesis, in transition from continental to oceanic environments, with the formation of sediments of the “Red Sea” type.

**Keywords:** Ludikovian deposits, metamorphic volcanogenic-sedimentary strata, graphite-containing complexes, sulphide-containing siliceous rocks.

## References

- Balashov, Yu. A. (1976). *Geochemistry of rare-earth elements*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Baltybaev, Sh. K., Glebovitsky, V. A., Kozyreva, I. V., Konopelko, D. L., Levchenkov, O. A., Sedova, I. S., Shuldiner, V. I. (2000). *Geology and petrology of the Sukofennid of Priladozhie*. St. Petersburg: St. Petersburg University Press. (In Russian)
- Baltybayev, Sh. K. (2005). *Svekofennidy of Fennoscandia: spatio-temporal correlation of endogenous processes*. Doctor of Science. IGGD RAN. (In Russian)
- Bogatikov, O. A., Kovalenko, V. I., Sharkov, E. V. (2010). *Magmatism, tectonics, geodynamics of the Earth: connection in time and in space*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Bogdanov, Yu. A., Lisitsin, A. P., Sagalevich, A. M., Gurvich, E. G. (2006). *Hydrothermal ore genesis of the ocean floor*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Depth structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials on the 1-EB basic profile, 4B and TATSEIS profiles: 1. t.* (2010). Moscow: GEOKART Publ., GEOS Publ. (In Russian)
- Early Precambrian of the Baltic Shield*. (2005). St. Petersburg: Nauka Publ. (In Russian)
- Efremova, S. V., Stafeev, K. G. (1985). *Petrochemical methods for studying rocks*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)
- General stratigraphic scale of the lower Precambrian of Russia: explanatory note*. (2002). Apatity. (In Russian)
- Ivanikov, V. V., Filippov, N. B., Bogachev, V. A., Koltsov, A. A. (1997). The metavolcanics of the fringed domes of the Northern Ladoga area are platabasalts covers or ophiolite thrusts? In: *Dokembrii Severnoi Evrazii, tezisy dokladov, Mezhdunarodnoe soveshchaniye 15–18 aprelya*. St. Petersburg: IGGD RAN Publ., 36–37. (In Russian)
- Ivanikov, V. V., Filippov, N. B., Bogachev, V. A., Muradymov, G. Sh. (1999). Mineralogical and geochemical characteristics of the ophiolitic association in Priladozhie, Riftogenez, magmatizm, metallogeniia dokembriia. In: *Korreliatsiia geologicheskikh kompleksov Fenno-skandii, materialy mezhdunarodnoi konferentsii*. Petrozavodsk: Karel'skii nauchnyi tsentr RAN Publ., 53–54. (In Russian)
- Komatit and High-Mg Volcanites of the Early Precambrian of the Baltic Shield*. (1988). Leningrad: Nauka Publ. (In Russian)
- Korzhinsky, D. S. (1953). Essay on metasomatic processes. In: *Osnovnye problemy v uchenii o magmatogenykh rudnykh mestorozhdeniyakh*. Moscow: AN SSSR Publ., 332–352. (In Russian)
- Korzhinsky, D. S. (1945). *Patterns of mineral associations in the Archean rocks of Eastern Siberia*. Leningrad: Leningradskii gornyi institut Press. (In Russian)
- Kratz, K. O. (1963). Geology of Kareliids of Karelia. *Trudy LAGED AN SSSR*, 16. (In Russian)

- Le Bas, M. J. (2000). IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *J. Petrology*, 41(10), 1467–1470.
- Magmatic rocks*, v. 1. (1983). Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Matrenichev, V. A., Matrenichev, A. V. (2010). Petrology of the Ludikovian volcanism of the Onega structure and the Raahe-Ladoga zone, Baltic Shield. In: V. S., Abushkevich, N. A., Alfimova, ed., *Sbornik trudov molodykh uchenykh IGGD RAN*, St. Petersburg: *Politekhnikeskii un-t Press*, 223–256. (In Russian)
- Matrenichev, V. A., Stepanov, K. I., Pupkov, O. M. (2004). Stratigraphy and features of the material composition of the Early Proterozoic metavolcanites of the Sortavalsky uplift (Northern Priladozhie). *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Ser. 7. Geologiya. Geografija*, (2), 31–44. (In Russian)
- Metallogeny of Karelia*. (1999). Petrozavodsk: Karel'skii nauchnyi tsentr RAN Publ. (In Russian)
- Morozov Yu. A., (1999). On the role of transpression in the formation of the structure of the Baltic Shield svekokareliids. *Geotektonika*, (4), 37–50. (In Russian)
- Smolkin, V. F. (1992). *Komatiit and picritic magmatism of the early Precambrian of the Baltic Shield*. St. Petersburg: Nauka Publ. (In Russian)
- Svetov, A. P., Sviridenko, L. P. (1992). *Precambrian Stratigraphy of Karelia. Sortavala series of svekokarelid of Priladozhya*. Petrozavodsk: Karel'skii nauchnyi tsentr RAN Publ. (In Russian)

Received: November 23, 2018

Accepted: November 27, 2019

#### Contact information:

Irina K. Kotova — kotova\_i@mail.ru

Faina A. Gordon — fany.gordon@gmail.com

Anna N. Magaeva — ainai@bk.ru