

УДК 552.313:551.71 (470.22)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХЕДОЗЕРО-БОЛЬШОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т. А. Мыскова, П. А. Львов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

На основании имеющихся и вновь полученных геологических материалов, дополненных новыми петрогеохимическими, геохронологическими и изотопно-геохимическими данными, предложена новая интерпретация истории геологического развития Хедозеро-Большозерской структуры Центральной Карелии. По общепринятым представлениям, выделенные в пределах структуры три толщи согласны и последовательно перекрывают друг друга. Настоящим исследованием установлено, что осадконакопление и вулканическая деятельность были разобщены в пространстве и во времени и реализовались в разных тектонических обстановках. Нижняя терригенная и средняя вулканогенная толщи имеют тектонические контакты, а верхняя вулканогенная толща представляет собой комплекс секущих мало-мощных даек. Накопление более древних по возрасту терригенных осадков нижней толщи (по природе метаграувакк) происходило на юге структуры, началось не ранее чем в 2753 ± 6 млн лет и завершилось до начала вулканической деятельности. Условия осадконакопления были близкими к обстановкам примитивных океанических островных дуг. Вулканическая деятельность ($2712 \pm 6 - 2703 \pm 7$ млн лет), с которой связано формирование двух верхних толщ, проходила на севере структуры, началась поверхностными излияниями лав андезибазальтов, андезитов и дацитов средней толщи и завершилась внедрением даек риолит-порфиров верхней толщи. Вулканизм протекал в обстановках, близких к современным зрелым вулканическим дугам. В ходе дальнейшего геологического развития в условиях сложных тектонических деформаций и площадной гранитизации южная терригенная и северная вулканогенная толщи были совмещены в пространстве.

Ключевые слова: Центральная Карелия; архей; вулканы; метаосадки; U-Pb датирование.

T. A. Myskova, P. A. Lvov. FORMATION OF THE KHEDOZERO-BOLSHOZERSKAYA STRUCTURE OF THE BALTIC SHIELD IN THE LIGHT OF NEW GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA

Based on existing and newly obtained geological materials, complemented by new petrogeochemical, geochronological and isotope-geochemical data, a new interpretation of the history of the geological development of the Khedozero-Bolshozerskaya structure in Central Karelia has been proposed. It is generally believed that the three strata identified within this structure consistently and successively overlap each other. This study established that sedimentation and volcanic activity were disparate both spatially and temporally, and occurred in different tectonic settings. The lower terrigenous and middle volcanogenic strata have tectonic contacts, while the upper volcanogenic stratum

is a complex of thin transverse dikes. The accumulation of more ancient terrigenous sediments in the lower strata (of metagraywacke nature) occurred in the south of the structure, began no earlier than 2753 ± 6 Ma and was completed before the start of volcanic activity. The sedimentation conditions were similar to those of primitive oceanic island arcs. Volcanic activity ($2712 \pm 6 - 2703 \pm 7$ Ma), which is associated with the formation of the two upper strata, took place in the north of the structure, started with lava outflows of andesibasalts, andesites and dacites from the middle strata, and ended with the intrusion of upper-strata rhyolite porphyry dikes. The volcanism occurred in the settings similar to modern mature volcanic arcs. In the course of further geological development involving complex tectonic deformations and areal granitization, the southern terrigenous and the northern volcanogenic strata spatially converged.

Key words: Central Karelia; Archean; volcanites; metasediments; U-Pb dating.

Введение

Хедозеро-Большозерская структура (ХБС), находящаяся в северо-западной части Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО), давно привлекала внимание геологов как расположенная между двумя железорудными районами Центральной Карелии Балтийского щита – Гимольским и Костомукшским (рис. 1). Костомукшская зеленокаменная структура (КЗС) и ХБС часто рассматривались в сравнении, как имеющие черты сходства в истории геологического развития.

На начальном этапе исследований [Стенарь, 1960, 1966; Чернов, Стенарь, 1960; Миллер, 1988 и др.] ХБС была описана как узкая сжатая синклиналь с полого погружающимся на север шарниром, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на 25 км от озера Хедо на юге до озера Большозеро на севере (рис. 1, а). Представления о структуре как о синклинали базировались на общепринятых взглядах о едином стратиграфическом разрезе, включающем три толщи (нижнюю терригенную и среднюю и верхнюю вулканогенные), последовательно залегающие одна на другой [Миллер, 1988 и др.]. Одни исследователи сопоставляли нижнюю терригенную толщу с породами гимольской серии Костомукшской структуры [Милькевич, Мыскова, 1998]. Другие [Раевская и др., 1992; Костомукшский..., 2015] рассматривали ее в качестве более древнего образования (нюкозерской толщи), коррелируя с гнейсовой толщей Костомукшской структуры, находящейся в основании лопия и подстилающей контоксскую вулканогенную серию [Горьковец и др., 1981].

Структура изучалась не одной группой исследователей. Были детально изучены опорные разрезы [Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2017], установлена первичная природа пород нижней метатерригенной толщи [Милькевич, Мыскова, 1998], средней и верх-

ней вулканогенных толщ [Самсонов и др., 2001; Мыскова и др., 2017]. Определен возраст вулканитов (U-Pb по циркону, TIMS и SIMS) [Самсонов и др., 2001; Матреничев и др., 2008; Мыскова и др., 2017].

Работами последних лет в рамках проекта ГДП-200 по объекту «Выполнение геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 в пределах листа Q-36-XXXII (Большозерская площадь)» установлено, что граница между терригенной и вулканогенной толщами носит не стратиграфический, а тектонический характер, а ультракислые вулканиты, относимые к третьей толще, являются секущими по отношению к разрезу. Из-за наличия тектонических соотношений трудно судить, в какой очередности формировались осадочная и вулканогенная толщи. Решение этого вопроса стало возможным благодаря получению геохронологических данных по возрасту осадков, которые приведены в настоящей статье. Анализ более ранних и вновь полученных данных позволил предложить новую, отличающуюся от традиционной интерпретацию истории геологического развития ХБС.

Методика исследований

Концентрации главных элементов определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP MS (относительная погрешность 5–10 %) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. U-Pb возраст цирконов измерен в двух пробах метаграувакк, в тех же породах определен изотопный состав Sm и Nd (выполнено в ИГГД РАН).

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ». Данные обрабатывались со-

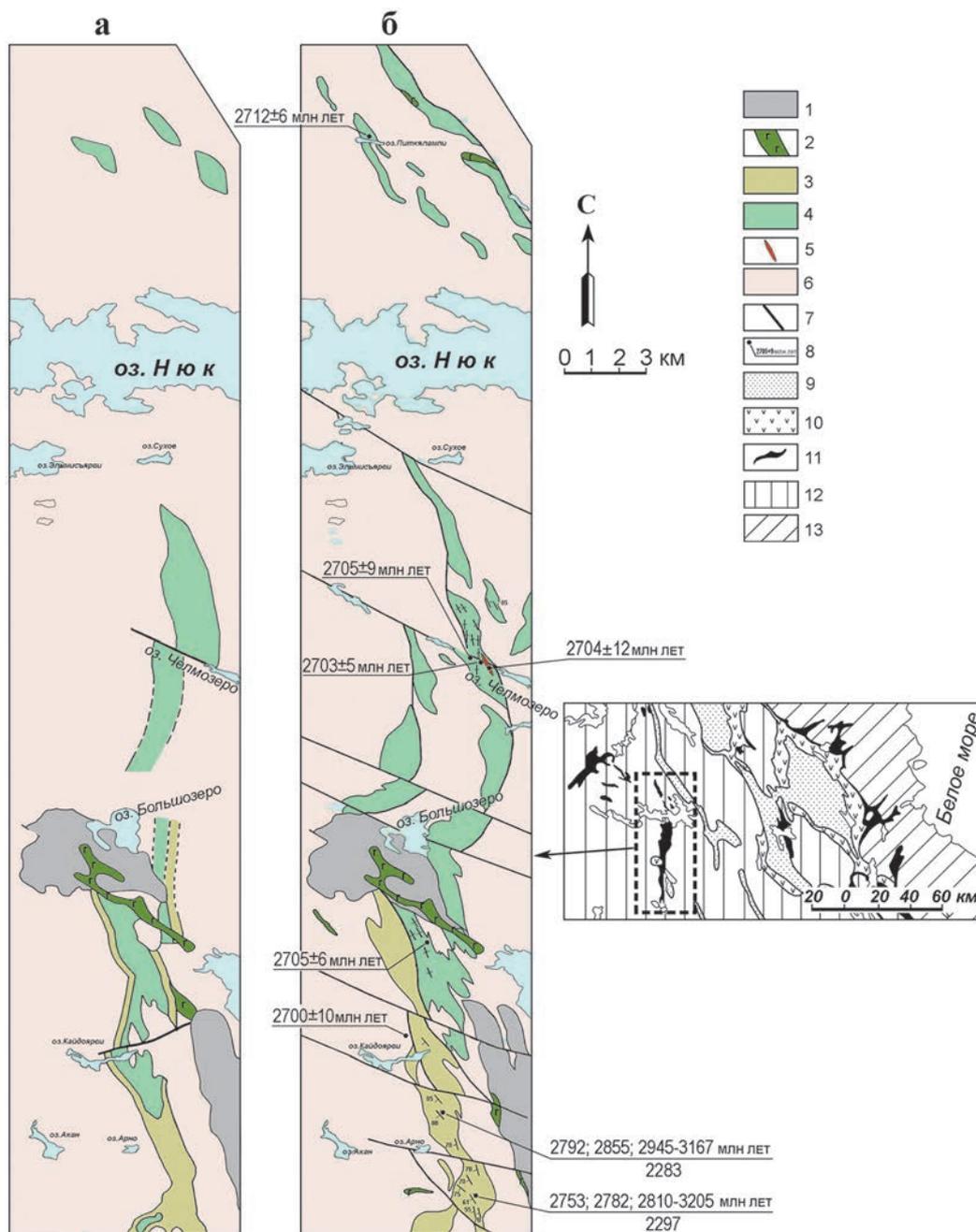


Рис. 1. Схема геологического строения Хедозеро-Большозерской структуры:

а – по: [Миллер, 1988], б – по проекту ГДП-200 «Выполнение геологическо-геохимических работ масштаба 1:200 000 в пределах листа Q-36-XXXII (Большозерская площадь)». На врезке показано расположение площади работ на региональной схеме.

Протерозой: 1 – вулканогенно-осадочные образования, 2 – дайки и силлы базитов. Архей: 3 – терригенная толща, 4 – вулканогенная толща, 5 – дайка риолит-порфира, 6 – неоархейские гранитоиды и гнейсы по ним; 7 – тектонические нарушения, 8 – места отбора геохронологических проб и возраст пород. Для двух проб из метаосадков данные приведены в виде дроби: в числителе – возрасты детритовых цирконов, в знаменателе – номера проб. На врезке: 9 – протерозойские осадочные породы нерасчлененные, 10 – протерозойские вулканогенные породы нерасчлененные, 11 – неоархейские зеленокаменные структуры, 12 – комплекс основания с разновозрастными гранитоидами, 13 – Беломорский подвижный пояс

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

а – after [Miller, 1988], б – according to the project GDP-200 “Geological survey work on a scale of 1:200 000 within a map Q-36-XXXII (Bolshozerskaya area)”. The location of the work area is shown on the regional map.

Proterozoic: 1 – volcanogenic-sedimentary formations, 2 – dikes and basite sills. Archaean: 3 – terrigenous strata, 4 – volcanogenic strata, 5 – rhyolite-porphry dike, 6 – Neoproterozoic granitoids and gneisses on them; 7 – tectonic breaks, 8 – geochronological samples and age of rocks. For 2 samples from sedimentary rock, the data are given as a proportion: in the numerator there are the ages of detrital zircons, in the denominator – the numbers of samples. On the regional map: 9 – Proterozoic sedimentary rocks undifferentiated, 10 – Proterozoic volcanogenic rocks undifferentiated, 11 – Neoproterozoic greenstone structures, 12 – basement with granitoids of different ages, 13 – Belomorsky mobile belt

гласно процедуре, описанной в [Williams, 1998] с использованием программ SQUID 1.12 [Ludwig, 2005a] и ISOPLOT/Ex 3.0 [Ludwig, 2005b]. Pb/U отношения нормализовались на 0,0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту $416,7 \pm 1,30$ млн лет (2σ) [Black et al., 2003].

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к приведенной в работе [Richard et al., 1976]. Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ нормализованы к $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1,783079$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd – 0,5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,003 % (2σ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял – 0,05 нг для Sm и 0,1 нг для Nd. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно $0,511850 \pm 5$ (2σ). При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные значения возраста $T_{\text{Nd}}(DM)$ вычислены в соответствии с моделью [Goldstein, Jacobsen, 1988], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал от 4,55 млрд лет назад и имеет современное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = 0,513151$ $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$.

Строение Хедозеро-Большозерской структуры с позиции новых данных

Благодаря проведенным детальным исследованиям разрезов на севере, юге и в центре структуры [Мыскова и др., 2017] было установлено, что нижняя терригенная и средняя вулканогенная толщи имеют не стратиграфические соотношения, как представлялось ранее [Миллер, 1988 и др.], а совмещены в пространстве тектонически. Об этом свидетельствуют элементы залегания пород. Терригенная толща слагает юг структуры, а вулканогенная – север (рис. 1, б). Более древняя терригенная толща, простираясь в северо-западном-субмеридиональном направлениях ($320\text{--}350^\circ$), падает на юго-запад под углом $60\text{--}75^\circ$. Более молодая вулканогенная толща [Мыскова и др., 2017], располагаясь северо-восточнее, имеет субмеридиональное простирание ($340\text{--}360^\circ$) и вертикальное падение (рис. 1, б). При этом не исключается возможность присутствия

единичных тектонических линз метаосадков на севере структуры. Ими могут оказаться линзовидные тела метасоматитов (максимальной мощностью 100–150 м), присутствующие в разрезах вулканитов и утратившие текстурно-структурные и геохимические признаки первичной природы [Мыскова и др., 2017].

В последние годы [Мыскова и др., 2017] было установлено, что ультракислые эффузивы, ранее относимые к верхней вулканогенной толще [Миллер, 1988], являются секущими по отношению к вулканитам разреза и в действительности представляют собой дайки риолит-порфиров (рис. 2, а). Они присутствуют на площади в подчиненном количестве и залегают согласно с общей сланцеватостью. Обладая небольшой мощностью (первые метры, в единичных случаях – десятки метров), дайки не могут быть отражены в масштабе приводимой в статье схематической геологической карты. Показано местоположение только одной наиболее мощной дайки сложной конфигурации (до 150 м в раздуве), секущей разрез в районе оз. Челмозеро (рис. 1, б).

Минеральный и химический состав пород и условия их формирования

Нижняя (осадочная) и средняя (вулканогенная) толщи ХБС сложены породами, имеющими, на первый взгляд, близкий минеральный состав. Обе толщи переработаны метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации и представлены преимущественно биотитовыми гнейсами и сланцами с небольшой примесью других темноцветных минералов. При более детальном изучении разрезов в минеральном составе пород намечаются отличия. В терригенной толще присутствуют горизонты, обогащенные небольшим количеством граната и ставролита, а в вулканогенной толще – обогащенные амфиболом. В редких случаях в породах сохраняются первичные текстуры: в сланцах нижней терригенной толщи фиксируется полосчатость, напоминающая слоистость (рис. 3), а в вулканогенной толще – реликты первично-магматических порфировых текстур (рис. 2, б). Кроме того, различия пород обнаруживаются при изучении их химического состава и изотопного возраста.

На бинарных диаграммах видно, что практически по всем петрогенным и редким элементам метаосадки и метавулканиты образуют самостоятельные тренды (рис. 4 и 5). Метаосадки в сравнении с метавулканитами имеют отрицательные корреляции Al_2O_3 и K_2O с SiO_2 , более низкие концентрации CaO , Na_2O и Sr (что

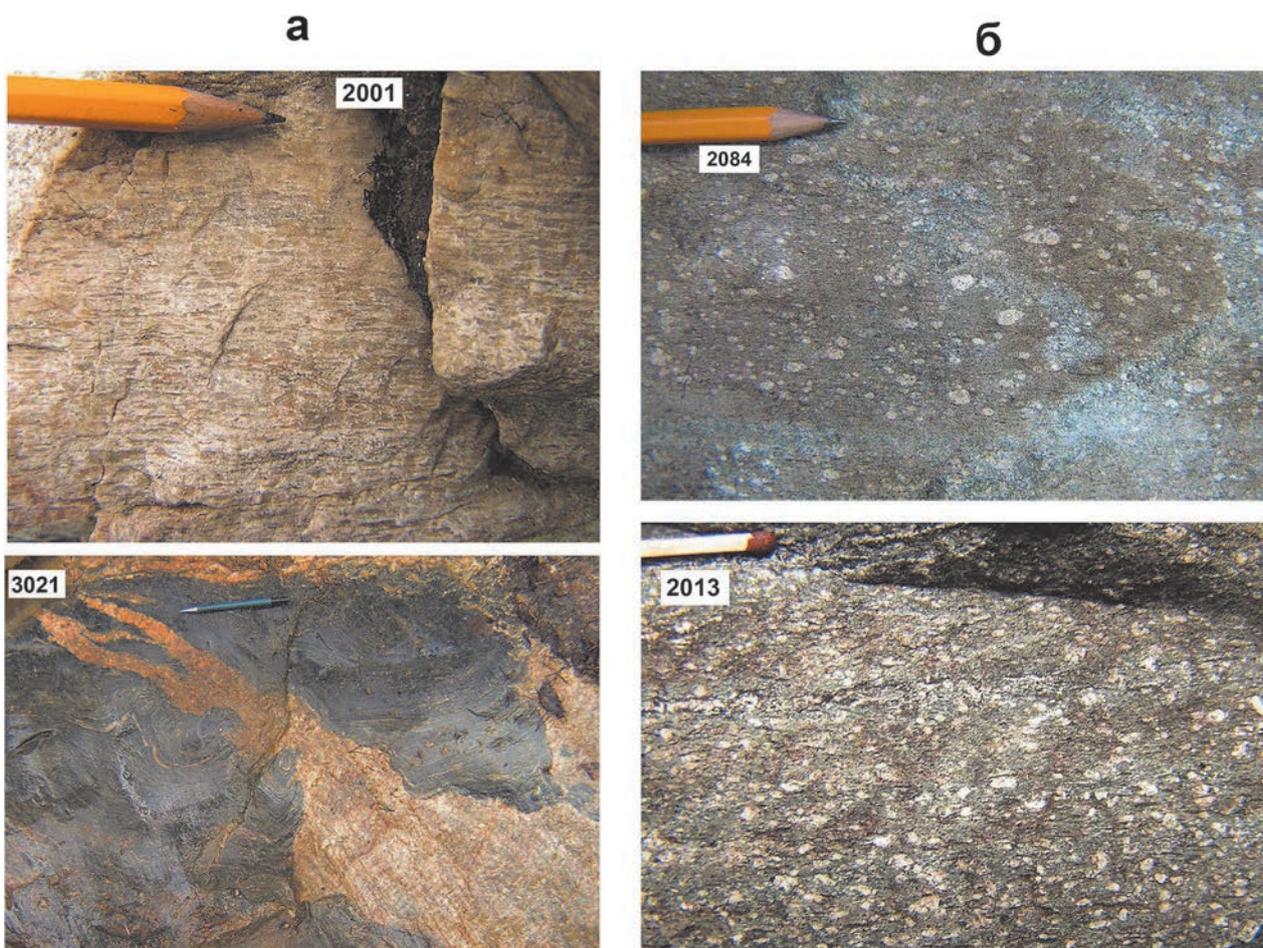


Рис. 2. Фрагменты обнажений метавулканитов средней (а) и верхней (б) толщ

Fig. 2. Photos of fragments from metavolcanic rocks outcrops of the middle (a) and upper (b) strata

связано с разрушением плагиоклаза и выносом этих элементов из пород в процессе литогенеза) и более высокое содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Cr и других элементов группы железа (V , Ni , Co) (рис. 4 и 5; табл. 1 и 2).

Метатерригенные породы ХБС слабо дифференцированы (от песчаников до пелитов) и относятся к незрелым осадкам – грауваккам [Милькевич, Мыскова, 1998] с низким химическим индексом зрелости CIA (53–63) (табл. 1). По первичной природе изученные породы близки к толщам граувакк-аргиллитовых серий позднеархейских зеленокаменных поясов Канады и терригенным образованиям гимольской серии Костомукшской структуры [Милькевич, Мыскова, 1998]. Перечисленные толщи имеют разный модельный состав источника сноса, который для осадков ХБС включает 55 % кислых, 40 % основных и 5 % ультраосновных пород (рис. 6). Слабое химическое выветривание пород в области сноса предполагает быструю эрозию и относительно высокий рельеф местности. По В. М. Чернову [1964], это может быть

«трансгрессирующий морской бассейн с многочисленными погружающимися и разрушающимися островами и подводной вулканической деятельностью». Из современных геодинамических обстановок таким условиям отвечают обстановки океанических островных дуг. Наличие подобной обстановки во время формирования метаосадков Хедозеро-Большозерской структуры подтверждается положением составов метаграувакк ХБС на дискриминационных диаграммах La-Th-Sc, Th-Sc-Zr/10, Th-Co-Zr/10 [Bhatia, 1983] (рис. 7).

Вулканиты средней толщи ХБС варьируют по составу от андезибазальтов до дацитов (рис. 8). По геохимическим характеристикам они близки к породам BADR серий современных островных дуг: принадлежат к известково-щелочной серии, имеют умеренно- и высокоглиноземистый характер ($\text{ASI} = 0,68\text{--}1,34$) и относятся к магнезиальным ($\text{Mg}\# = 0,23\text{--}0,58$) [Мыскова и др., 2017] (табл. 2). Спектры распределения элементов-примесей умеренно дифференцированные ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 7\text{--}21$), с вы-

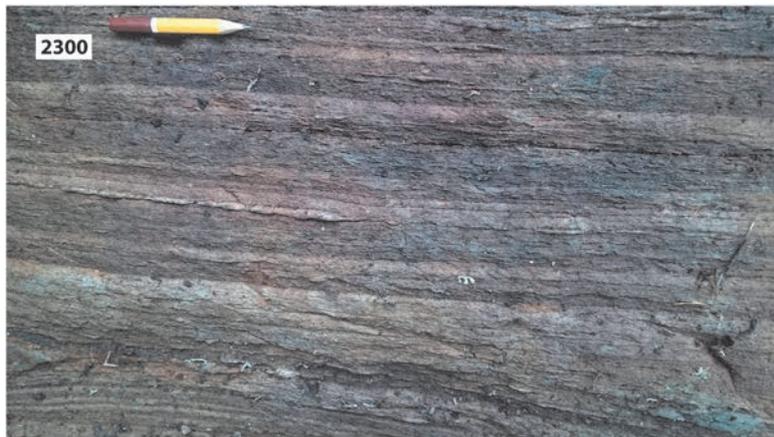


Рис. 3. Фрагменты обнажений метаосадков нижней толщи

Fig. 3. Photos of fragments from metasediments outcrops of lower strata

раженными ниобиевыми минимумами (рис. 9). Повышенное содержание крупноионных литофильных элементов Sr, Ba, Th и U, а также высокое Sr/Y отношение (табл. 2) роднят их с кайнозойскими адакитами – индикаторами субдукционных обстановок [Defant, Drummond, 1990] (рис. 10). Положение составов метавулканитов

ХБС на дискриминационных диаграммах современных геодинамических обстановок в координатах Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta) для кислых пород [Pearce et al., 1984] и в координатах Zr/Y-Nb/Y для основных разностей [Condie, 2005] подтверждает их генетическую связь с обстановками зрелых островных дуг (рис. 11).

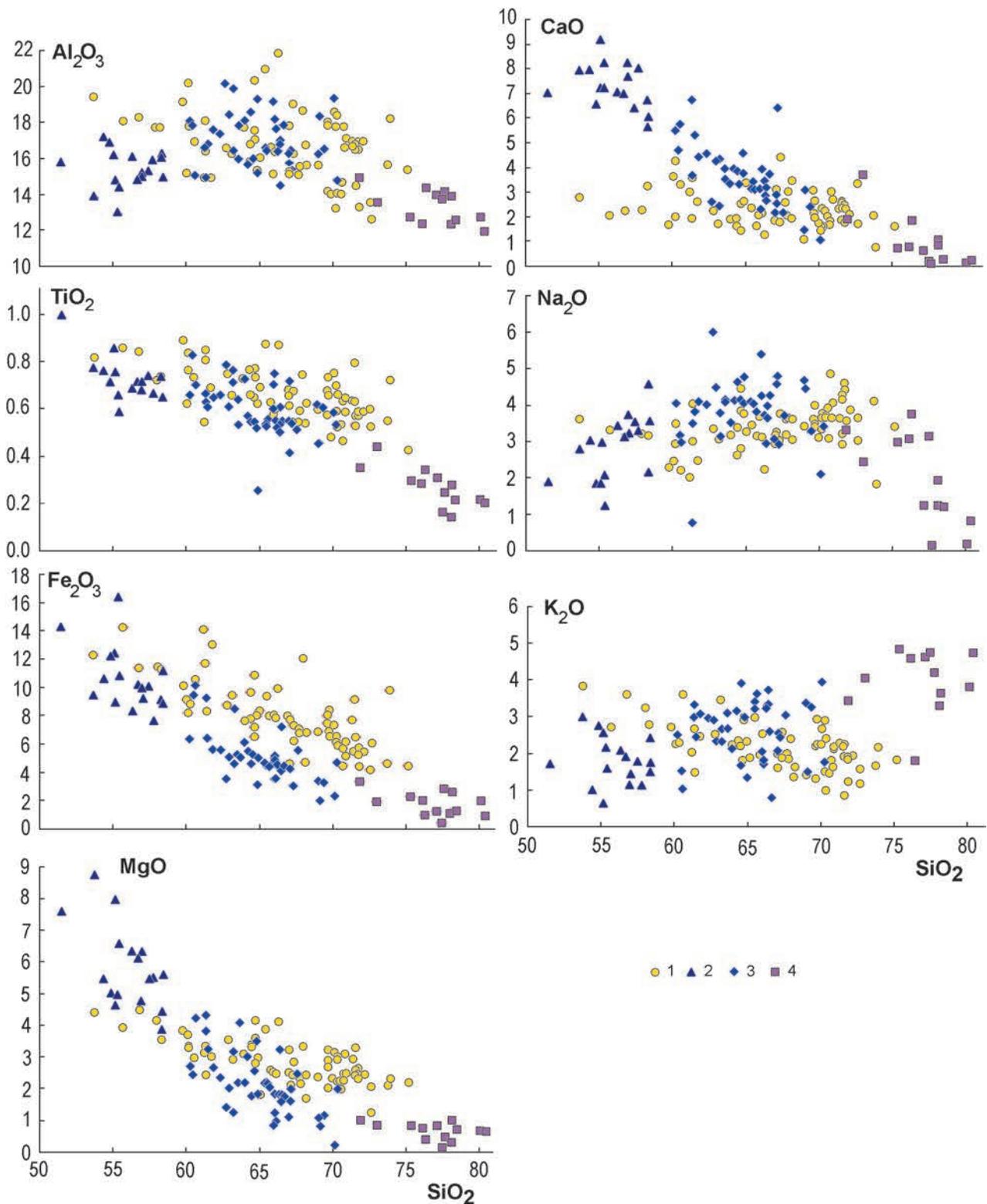


Рис. 4. Диаграммы Харкера (SiO_2 , мас. % – петрогенные оксиды, мас. %) для пород Хедозеро-Большозерской структуры:

1 – метаосадки нижней толщи; 2 и 3 – метавулканиды средней толщи (2 – метаандезибазалты, 3 – метадациты и метаандезидациты); 4 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 4. Harker diagrams (SiO_2 , wt. % – petrogenic oxides, wt. %) for rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

1 – metasediments of the lower strata; 2 and 3 – metavolcanic rocks of the middle strata (2 – metabasalts, 3 – metadacites and metaandesidacites); 4 – ultra-acidic rhyolite-porphyry of the dike complex

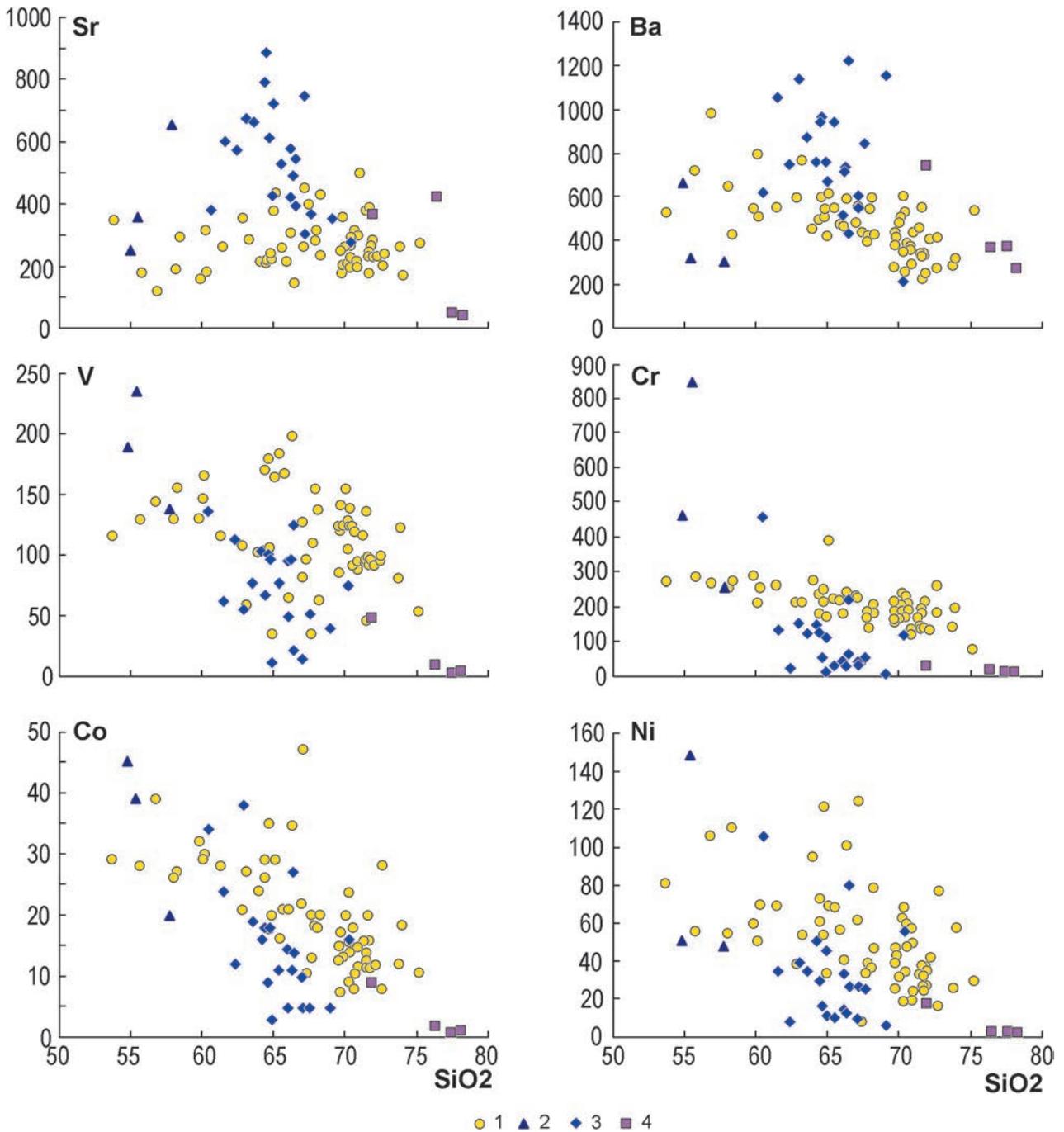


Рис. 5. Диаграммы Харкера (SiO_2 , мас. % – редкие элементы, мкг/г) для пород Хедозеро-Большозерской структуры:

1 – метаосадки нижней толщи; 2 и 3 – метавулканики средней толщи (2 – метаандезибазальты, 3 – метадациты и метаандезидацинты); 4 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 5. Harker diagrams (SiO_2 , wt.% – trace elements, ppm) for rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

1 – metasediments of the lower strata; 2 and 3 – metavolcanic rocks of the middle strata (2 – metaandesibasalts, 3 – metadacites and metaandesites); 4 – ultra-acidic rhyolite-porphry of the dike complex

Ультракислые вулканики, ранее рассматриваемые в качестве верхней вулканогенной толщи, имеют секущие соотношения с вулканиками средней толщи (рис. 2, а), что дает основание отнести их к дайковому комплексу.

По химическому составу они соответствуют риолитам. На бинарных диаграммах по большинству петрогенных элементов (Al, Fe, Mg, Ca и Na) риолиты образуют самостоятельные тренды, не совпадающие с ориентировкой

Таблица 1. Представительные и средние составы сланцев (метаосадков) нижней толщи Хедозеро-Большозерской структуры и зеленокаменного пояса Хатту (провинция Иломанси, Финляндия)

Table 1. Representative and average compositions of schists (metasediments) of the lower strata of the Khedozero-Bolshozerskaya structure and the Hattu greenstone belt (Ilomantsi province, Finland)

| Компоненты Constituents | Биотитовые, гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые сланцы нижней толщи Biotite, garnet-biotite, staurolite-garnet-biotite schists of the lower strata | | | | | | | | Сланцы пояса Хатту Schists of the Hattu greenstone belt | |
|------------------------------------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---|--------------------|
| | 624 | 601 | 2086 | 2298 | 2286 | 2287 | 2283* | 2297* | среднее average | среднее average |
| SiO ₂ | 61,35 | 63,16 | 66,42 | 67,95 | 69,64 | 70,90 | 73,75 | 75,16 | 66,85 | 65,55 |
| TiO ₂ | 0,81 | 0,66 | 0,75 | 0,74 | 0,68 | 0,64 | 0,55 | 0,42 | 16,65 | 16,03 |
| Al ₂ O ₃ | 18,10 | 16,24 | 14,50 | 18,62 | 17,98 | 17,06 | 15,66 | 15,35 | 0,66 | 0,73 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,34 | 9,46 | 7,29 | 12,08 | 8,02 | 6,15 | 4,76 | 4,51 | 7,86 | 7,45 |
| MnO | 0,08 | 0,09 | 0,1 | 0,2 | 0,08 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,08 |
| MgO | 3,36 | 2,93 | 3,21 | 3,34 | 2,70 | 2,48 | 2,11 | 2,19 | 2,86 | 3,37 |
| CaO | 1,95 | 1,75 | 2,88 | 3,09 | 3,12 | 2,71 | 2,11 | 1,61 | 2,33 | 1,97 |
| Na ₂ O | 4,03 | 3,05 | 2,96 | 3,65 | 3,61 | 4,07 | 4,13 | 3,42 | 3,38 | 2,62 |
| K ₂ O | 2,69 | 3,45 | 2,61 | 2,38 | 2,19 | 2,10 | 1,67 | 1,83 | 2,24 | 2,21 |
| n | | | | | | | | | 69 | 60 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,67 | 1,13 | 0,88 | 0,65 | 0,61 | 0,52 | 0,41 | 0,54 | 0,66 | 0,84 |
| CIA | 58 | 58 | 53 | 57 | 56 | 55 | 56 | 59 | 58 | 61 |
| Ba | 553 | 766 | 433 | 546 | 281 | 439 | 290 | 543 | 474 | 563 |
| Rb | 95 | 148 | 144 | 85 | 97 | 78 | 62 | 48 | 90 | 97 |
| Sr | 259 | 284 | 392 | 312 | 174 | 495 | 258 | 272 | 315 | 274 |
| Zr | 132 | 109 | 125 | 83 | 70 | 110 | 91 | 126 | 113 | 117 |
| Y | 15 | 12 | 14 | 11,4 | 11,8 | 9 | 9,78 | 18,9 | 13 | 15 |
| Nb | 7 | 9 | 5 | | | | | | 8 | 15 |
| Cr | 260 | 213 | 220 | 140 | 156 | 134 | 141 | 77 | 199 | 260 |
| Ni | 69 | 54 | 80 | 37 | 39 | 24 | 27 | 30 | 53 | 100 |
| Co | 28 | 27 | 27 | 18 | 13 | 12 | 12 | 11 | 20 | 29 |
| V | 116 | 59 | 125 | 155 | 124 | 95 | 81 | 54 | 115 | 168 |
| n | | | | | | | | | 59 | 60 |
| La | 20 | 9,9 | 20,2 | 16,2 | 13,5 | 20,1 | 19,3 | 34,8 | 18,48 | 17,48 |
| Ce | 51 | 23 | 42,3 | 34,2 | 27,4 | 40,4 | 38,4 | 67,9 | 37,13 | 33,98 |
| Pr | | | 4,99 | 4,19 | 3,42 | 5,03 | 4,55 | 7,99 | 4,46 | |
| Nd | 20 | 12 | 19,10 | 16 | 13,2 | 20,4 | 17,3 | 29,8 | 17,41 | 14,21 |
| Sm | 4,0 | 2,6 | 3,67 | 3,12 | 2,73 | 3,48 | 3,24 | 4,46 | 3,27 | 3,09 |
| Eu | 1,0 | 0,88 | 0,97 | 1,07 | 0,97 | 1,08 | 1,12 | 1,05 | 1,03 | 0,90 |
| Gd | | | 3,31 | 2,5 | 2,36 | 2,5 | 2,84 | 3,69 | 2,58 | |
| Tb | 0,51 | 0,45 | 0,49 | 0,4 | 0,34 | 0,35 | 0,35 | 0,55 | 0,37 | 0,46 |
| Dy | | | 2,76 | 2,43 | 2,17 | 1,9 | 1,84 | 3,44 | 2,18 | |
| Ho | | | 0,53 | 0,46 | 0,48 | 0,37 | 0,4 | 0,71 | 0,44 | |
| Er | | | 1,46 | 1,19 | 1,19 | 0,9 | 1,04 | 1,9 | 1,13 | |
| Tm | | | 0,21 | 0,17 | 0,19 | 0,14 | 0,15 | 0,32 | 0,17 | |
| Yb | 1,1 | 0,77 | 1,31 | 1,23 | 1,33 | 0,95 | 1,12 | 2,11 | 1,18 | 1,73 |
| Lu | 0,19 | 0,13 | 0,19 | 0,2 | 0,21 | 0,13 | 0,18 | 0,33 | 0,18 | 0,28 |
| n | | | | | | | | | 24 | 25 |
| ΣРЗЭ | 86 | 50 | 101 | 83 | 69 | 98 | 92 | 159 | 90 | 72 |
| Hf | 3,2 | 3,3 | 3,32 | 2,13 | 1,69 | 2,55 | 2,38 | 3,53 | 2,45 | 3,25 |
| Ta | 0,25 | 0,24 | 0,33 | 0,28 | 0,29 | 0,29 | 0,31 | 0,82 | 0,34 | 0,35 |
| Th | 5,5 | 4,4 | 5,81 | 3,66 | 3,79 | 3,29 | 3,88 | 11 | 4,4 | 4,54 |
| U | 1,4 | 0,97 | 1,7 | 0,93 | 0,88 | 0,85 | 1,03 | 2,14 | 1,15 | 1,4 |
| La _N /Lu _N | 11 | 8 | 11 | 9 | 7 | 17 | 11 | 11 | 12 | 7 |

Примечание. (*) – геохронологические пробы. Здесь и в табл. 2 главные элементы приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы – в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃. CIA = 100 × [Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] (в мол. %) [Nesbitt, Yong, 1982].

Note. (*) – geochronological samples. Here and in Table 2 the main elements are given in wt. %, rare and rare earth elements – in ppm, all iron – in the form of Fe₂O₃. CIA = 100 × [Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] (mol. %) [Nesbitt, Yong, 1982].

Таблица 2. Представительные и средние составы метавулкаников Хедозеро-Большозерской структуры и зеленокаменного пояса Хатту (провинция Иломантси, Финляндия)

Table 2. Representative and average compositions of metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure and the Huttu greenstone belt (Ilomantsi province, Finland)

| Компоненты Constituents | Метаандезиты и метаандезиобазальты Metaandesites and metaandesibasalts | | | | Метадациты и метаандезидациты Metadacites and metaandesidacites | | | | | | | | | | Дайки риолит-порфиоров Dikes of rhyolite-porphry | | | The Hattu greenstone belt | |
|------------------------------------|---|-------|--------------------|-------|--|-------|-------|-------|-------|--------------------|--------|-------|--------------------|--------------------|---|--|--|---------------------------|--|
| | 2003 | 2013 | среднее average | 2024 | 2023 | 2029 | 2074 | 2077 | 3026 | среднее average | 2002/1 | 2001 | среднее average | среднее average | Пояс Хатту | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | Метабаазальты, метаандезиты Metabasalts, metaandesites | Метадациты, метаандезидациты Metadacites, metaandesidacites | | | |
| SiO ₂ | 55,41 | 57,73 | 56,03 | 62,34 | 64,84 | 65,41 | 66,28 | 67,06 | 69,01 | 65,01 | 76,34 | 77,46 | 79,92 | 52,93 | 66,47 | | | | |
| TiO ₂ | 0,59 | 0,66 | 0,73 | 0,66 | 0,52 | 0,53 | 0,53 | 0,55 | 0,62 | 0,59 | 0,34 | 0,16 | 0,27 | 0,89 | 0,47 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 14,38 | 15,90 | 15,38 | 17,39 | 15,18 | 16,60 | 16,42 | 16,26 | 16,25 | 17,03 | 14,36 | 13,69 | 13,32 | 14,96 | 16,69 | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 10,97 | 7,62 | 9,66 | 5,62 | 5,08 | 4,73 | 4,47 | 4,63 | 3,43 | 5,21 | 1,09 | 0,45 | 1,83 | 10,84 | 4,25 | | | | |
| MnO | 0,18 | 0,14 | 0,14 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,04 | 0,09 | 0,03 | 0,01 | 0,07 | 0,18 | 0,07 | | | | |
| MgO | 6,57 | 5,49 | 5,84 | 2,36 | 3,49 | 2,21 | 1,85 | 2,01 | 1,09 | 2,18 | 0,40 | 0,18 | 0,68 | 6,85 | 1,77 | | | | |
| CaO | 8,24 | 8,05 | 7,31 | 4,56 | 3,77 | 3,18 | 3,44 | 2,55 | 1,50 | 3,58 | 1,89 | 0,20 | 0,96 | 9,34 | 3,44 | | | | |
| Na ₂ O | 2,08 | 3,27 | 2,84 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 3,73 | 4,78 | 4,68 | 3,91 | 3,72 | 3,12 | 1,96 | 3,17 | 4,86 | | | | |
| K ₂ O | 1,58 | 1,13 | 1,79 | 2,96 | 3,00 | 3,23 | 3,21 | 2,09 | 3,38 | 2,63 | 1,82 | 4,74 | 4,07 | 0,84 | 1,98 | | | | |
| n | | | 17 | | | | | | | 40 | | | 13 | 19 | 14 | | | | |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,76 | 0,34 | 0,63 | 0,73 | 0,74 | 0,80 | 0,86 | 0,44 | 0,72 | 0,67 | 0,49 | 1,52 | 2,08 | 0,26 | 0,41 | | | | |
| Mg# | 0,54 | 0,59 | 0,55 | 0,45 | 0,58 | 0,48 | 0,45 | 0,46 | 0,39 | 0,45 | 0,42 | 0,44 | 0,42 | 0,56 | 0,45 | | | | |
| ASI | 0,72 | 0,76 | 0,78 | 0,97 | 0,91 | 1,05 | 1,04 | 1,11 | 1,16 | 1,08 | 1,25 | 1,29 | 1,43 | 0,65 | 1,02 | | | | |
| Ba | 320 | 306 | 431 | 750 | 762 | 941 | 739 | 552 | 1160 | 808 | 372 | 377 | 342 | 273 | 916 | | | | |
| Rb | 65 | 42 | 72 | 113 | 101 | 106 | 153 | 82 | 80 | 101 | 105 | 171 | 134 | 42 | 85 | | | | |
| Sr | 354 | 653 | 417 | 572 | 423 | 527 | 488 | 303 | 350 | 552 | 421 | 43 | 167 | 448 | 861 | | | | |
| Zr | 45 | 75 | 67 | 96 | 79 | 153 | 92 | 89 | 125 | 119 | 182 | 99 | 123 | 53 | 101 | | | | |
| Hf | 1,53 | 2,44 | 2,02 | 2,95 | 2,21 | 4,36 | 2,77 | 2,72 | 3,85 | 3,12 | 5,65 | 3,06 | 3,99 | | | | | | |
| Y | 10 | 12 | 13 | 10 | 9 | 11 | 10 | 10 | 5 | 12 | 17 | 8 | 12 | 20 | 8 | | | | |
| Nb | 3 | 3 | 4 | 5 | 5 | 6 | 6 | 6 | 5 | 7 | 7 | 9 | 9 | 9 | 13 | | | | |
| Ta | 0,17 | 0,22 | 0,92 | 0,33 | 0,36 | 0,53 | 0,52 | 0,52 | 0,41 | 0,45 | 0,5 | 0,66 | 0,92 | | | | | | |
| Cr | 842 | 254 | 519 | 25 | 112 | 30 | 29 | 29 | 7 | 92 | 8 | 1 | 5 | 329 | 67 | | | | |
| Ni | 148 | 48 | 82 | 9 | 46 | 11 | 13 | 10 | 7 | 30 | 4 | 4 | 4 | 134 | 30 | | | | |
| Co | 39 | 20 | 35 | 12 | 18 | 11 | 11 | 10 | 5 | 14 | 2 | 0 | 1 | 38 | 11 | | | | |
| V | 235 | 138 | 187 | 113 | 96 | 77 | 96 | 83 | 40 | 70 | 10 | 3 | 6 | 241 | 79 | | | | |
| n | | | 3 | | | | | | | 19 | | | 3 | 19 | 14 | | | | |

Окончание табл. 2
Table 2 (continued)

| Компоненты Constituents | Метаандезиты и метаандезибазальты Metaandesites and metaandesibasalts | | | | Метадациты и метаандезидациты Metadacites and metaandesidacites | | | | | | | | | Дайки риолит-порфиров Dikes of rhyolite-porphry | | | Пояс Хатту The Hattu greenstone belt | |
|----------------------------------|--|-------|--------------------|-------|--|-------|-------|-------|-------|--------------------|--------|-------|--------------------|--|--|--|---|------|
| | 2003 | 2013 | среднее average | 2024 | 2023 | 2029 | 2074 | 2077 | 3026 | среднее average | 2002/1 | 2001 | среднее average | среднее average | Метабазаалты, метаандезиты Metabasalts, metaandesites | Метадациты, метаандезидациты Metadacites, metaandesidacites | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 2003 | 2013 |
| La | 13,50 | 15,00 | 14,07 | 32,80 | 24,40 | 32,70 | 36,50 | 34,50 | 27,70 | 29,79 | 54,30 | 21,50 | 38,23 | 13,78 | 19,84 | | | |
| Ce | 31,90 | 35,70 | 33,03 | 78,90 | 51,30 | 70,80 | 77,00 | 75,20 | 65,50 | 65,59 | 120,00 | 38,40 | 76,87 | 29,02 | 35,40 | | | |
| Pr | 4,20 | 4,80 | 4,19 | 9,00 | 5,80 | 8,40 | 8,50 | 8,60 | 7,00 | 7,35 | 11,40 | 5,30 | 8,05 | 5,28 | 6,10 | | | |
| Nd | 13,00 | 18,10 | 15,83 | 29,5 | 17,90 | 27,80 | 25,90 | 25,90 | 25,20 | 24,40 | 40,80 | 14,60 | 27,07 | 16,71 | 18,12 | | | |
| Sm | 3,30 | 3,00 | 3,18 | 5,20 | 4,00 | 4,70 | 4,60 | 5,00 | 4,50 | 4,41 | 7,60 | 3,10 | 5,08 | 3,68 | 3,71 | | | |
| Eu | 0,85 | 1,01 | 0,92 | 1,47 | 1,29 | 1,13 | 1,24 | 1,19 | 1,21 | 1,21 | 0,94 | 0,49 | 0,58 | 1,19 | 1,01 | | | |
| Gd | 2,20 | 2,50 | 2,55 | 3,20 | 2,60 | 3,40 | 3,10 | 3,20 | 3,10 | 3,00 | 4,80 | 1,80 | 3,42 | 3,47 | 2,00 | | | |
| Tb | 0,34 | 0,32 | 0,35 | 0,41 | 0,36 | 0,44 | 0,38 | 0,39 | 0,34 | 0,39 | 0,67 | 0,28 | 0,46 | 0,53 | 0,40 | | | |
| Dy | 2,60 | 2,50 | 2,40 | 3,10 | 2,20 | 2,40 | 2,60 | 2,50 | 1,30 | 2,36 | 3,80 | 2,00 | 2,60 | 3,24 | 1,15 | | | |
| Ho | 0,48 | 0,49 | 0,46 | 0,46 | 0,31 | 0,50 | 0,40 | 0,41 | 0,19 | 0,40 | 0,62 | 0,31 | 0,44 | 0,67 | 0,21 | | | |
| Er | 1,00 | 1,19 | 1,10 | 0,99 | 0,82 | 1,05 | 0,88 | 0,88 | 0,34 | 0,87 | 1,58 | 0,84 | 1,16 | 1,84 | 0,55 | | | |
| Tm | 0,16 | 0,17 | 0,17 | 0,13 | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,12 | 0,05 | 0,14 | 0,26 | 0,15 | 0,20 | | | | | |
| Yb | 1,60 | 1,30 | 1,32 | 1,50 | 1,20 | 1,20 | 1,30 | 1,20 | 0,40 | 1,19 | 2,00 | 1,30 | 1,46 | 1,84 | 0,93 | | | |
| Lu | 0,22 | 0,21 | 0,20 | 0,19 | 0,14 | 0,21 | 0,21 | 0,22 | 0,05 | 0,18 | 0,31 | 0,21 | 0,25 | 0,29 | 0,15 | | | |
| Th | 1,90 | 2,00 | 1,52 | 5,70 | 4,40 | 7,90 | 7,50 | 7,40 | 9,00 | 6,27 | 8,80 | 10,10 | 10,20 | 2,40 | 6,45 | | | |
| U | 0,67 | 0,73 | 0,70 | 1,63 | 1,56 | 2,39 | 1,52 | 2,38 | 2,29 | 1,87 | 2,45 | 2,35 | 2,39 | | | | | |
| n | | | 3 | | | | | | | 8 | | | 3 | 19 | 14 | | | |
| ΣP3Э | 75 | 86 | 80 | 167 | 113 | 155 | 163 | 159 | 137 | 141 | 249 | 90 | 166 | 82 | 90 | | | |
| La _N /Lu _N | 7 | 8 | 8 | 19 | 19 | 17 | 19 | 17 | 59 | 18 | 19 | 11 | 16 | 5 | 14 | | | |
| Eu/Eu* | 0,98 | 1,14 | 0,99 | 1,11 | 1,21 | 0,87 | 1,01 | 0,91 | 0,99 | 1,02 | 0,48 | 0,63 | 0,43 | 1,02 | 1,09 | | | |
| Sr/Y | 35 | 54 | 33 | 57 | 47 | 48 | 49 | 30 | 70 | 45 | 25 | 5 | 11 | 22 | 108 | | | |

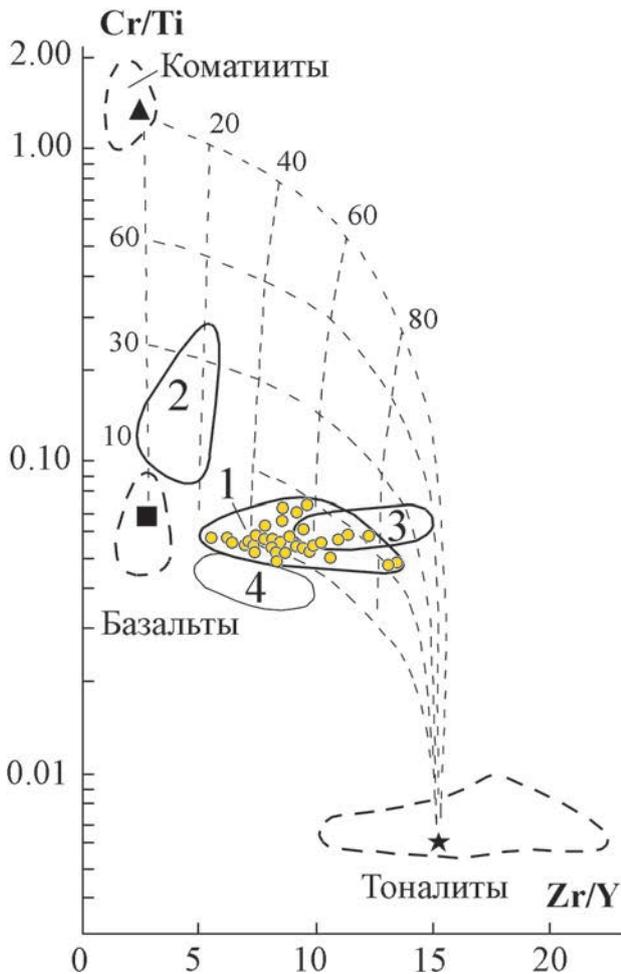


Рис. 6. Диаграмма Cr/Ti-Zr/Y [Camire et al., 1993], моделирующая состав источника сноса для метаосадков нижней толщи:

1 – поле метаосадков нижней толщи ХБС. Для сравнения нанесены: 2 – поле меланократовых метаграувак архейского зеленокаменного пояса Абитиби [Feng, Kerrich, 1990], источник которых моделируется как смесь 90 % мафического и ультрамафического и 10 % фельзического компонентов; 3 – поле понтиакских метаграувак, источником которых были 65 % тоналитов, 30 % базальтов и 5 % коматиитов [Camire et al., 1993], 4 – поле метаграувак Костомукшской структуры [Милькевич, Мыскова, 1998]

Fig. 6. Diagram Cr/Ti-Zr/Y [Camire et al., 1993], which simulates the composition of the source for metasediments of the lower strata:

1 – field of metasediments from lower strata of the Khedozero-Bolshozerskaya structure. For comparison, there are: 2 – the field of melanocratic metagraywackes of the Abitibi Archean greenstone belt [Feng, Kerrich, 1990], the source of which is modeled as a mixture of 90 % of mafic and ultramafic and 10 % of felsic components; 3 – the field of Pontiac metagraywackes, the source of which were 65 % of tonalites, 30 % of basalts, and 5 % of komatiites [Camire et al., 1993], 4 – field of metagraywackes from the Kostomuksha structure [Milkevich, Myskova, 1998]

полей вулканитов разреза (рис. 4 и 5). Горды принадлежат к известково-щелочной серии, представлены высокоглиноземисты-

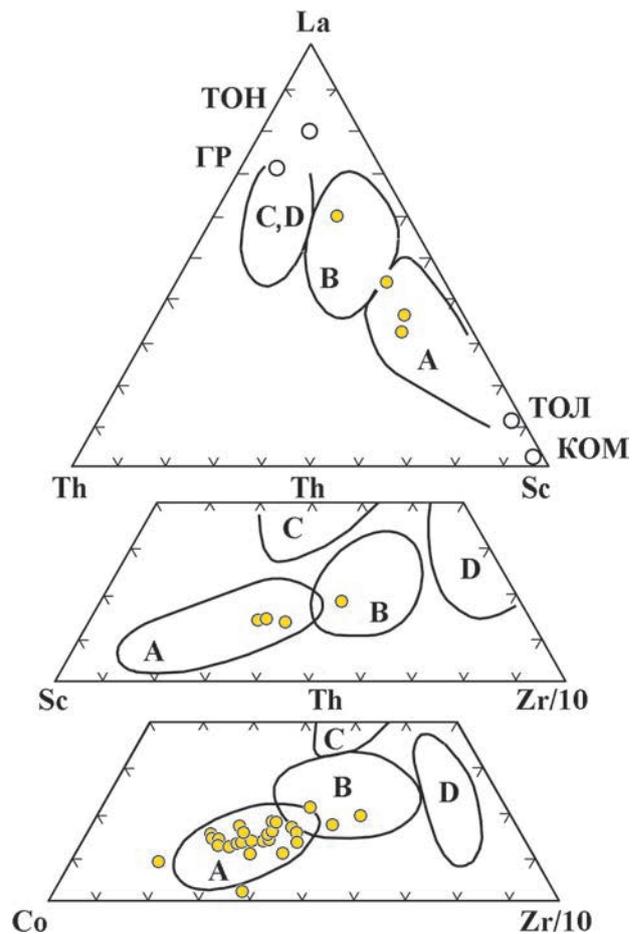


Рис. 7. Положение составов метаосадков Хедозеро-Большозерской структуры на дискриминационных диаграммах [Bhatia, 1983].

Поля на диаграммах: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. ГР – гранит, ТОН – тоналит, КОМ – коматиит, ТОЛ – толеит

Fig. 7. The composition of metasediments of the Khedozero-Bolshozerskaya structure on discrimination diagrams [Bhatia, 1983].

The fields in the diagrams are: A – oceanic island arcs, B – continental island arcs, C – active continental margins, D – passive continental margins, ГР – granite, ТОН – tonalite, КОМ – komatiite, ТОЛ – tholeite

ми разностями ($ASI = 1,25-1,61$) и являются магнезиальными ($Mg\# = 0,34-0,44$) [Мыскова и др., 2017] (табл. 2). Они имеют средне дифференцированные спектры распределения редких и редкоземельных элементов с $La_N/Lu_N = 11-19$ и с четкими Eu, Nb, Ti, Ba и Sr минимумами (рис. 9). На дискриминационных диаграммах современных геодинамических обстановок [Pearce et al., 1984] точки их составов попадают в поля зрелых островных дуг (рис. 11).

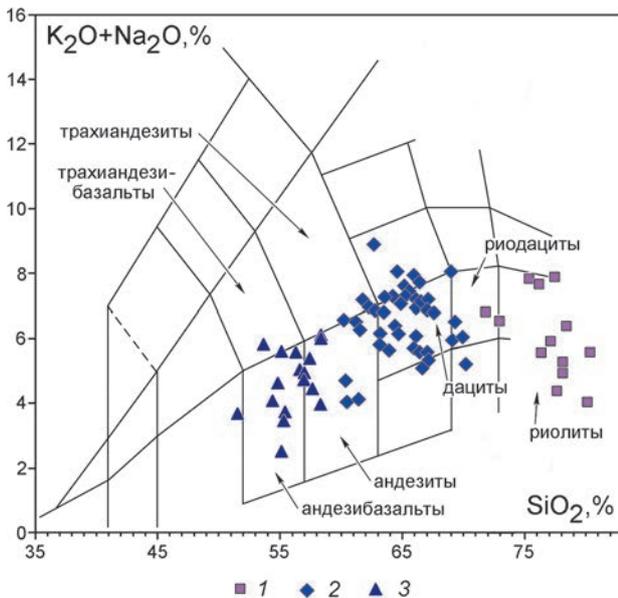


Рис. 8. Положение составов метавулкаников Хедозеро-Большозерской структуры на диаграмме TAS [Le Maitre et al., 1989]:

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 8. The composition of metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure in the TAS diagram [Le Maitre et al., 1989]:

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites, 3 – ultra-acid rhyolite porphyry of the dike complex

Таким образом, осадки и вулканиды, скорее всего, формировались в геодинамических обстановках, различающихся степенью зрелости, метаграувакки – в условиях примитивной океанической островной дуги, а вулканиды – в обстановке зрелой вулканической дуги.

Результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований

Впервые получен возраст детритовых цирконов из двух проб нижней терригенной толщи ХБС (рис. 1).

Биотитовый гнейс с редкими зернами мелкого граната (метаграувакка) (проба 2283). Координаты места отбора пробы: N64°00'55.1", E31°40'07.4".

Циркон представлен коричневыми мутными и полупрозрачными субидiomорфными трещиноватыми призматическими кристаллами и их обломками, а также бесцветными прозрачными округлыми и призматическими зернами. Морфология кристаллов свидетельствует о детритовой природе цирконов: они в разной степени окатаны, многие с ожелезнением. Длина зерен составляет от 200 до 320 мкм. Коэффици-

циент удлинения 1–2, реже до 4. Поверхности кристаллов выглядят как растворенные с небольшими дорастаниями. В режиме катодolumинесценции циркон имеет тонкозональное и грубозональное строение преимущественно со слабым свечением (рис. 12).

По результатам U-Pb датирования получено несколько возрастных групп (рис. 12, табл. 3). Наиболее многочисленный кластер из 11 зерен имеет возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией 2791 ± 7 млн лет (конкордантный возраст по пяти точкам составил 2792 ± 10 млн лет). Конкордантное значение возраста 2855 ± 10 млн лет получено для группы цирконов из 6 зерен. Проанализировано три зерна с возрастом от 2945 ± 10 до 2897 ± 8 млн лет и одно древнее зерно с возрастом 3167 млн лет. Содержание урана и тория значительно варьирует во всех группах и составляет: U 38–560 мкг/г, Th 16–272 мкг/г, Th/U = 0,40–1,64 (табл. 2).

Двуслюдяной гнейс (метаграувакка) (проба 2297). Координаты места отбора пробы: N64°03'44.5", E31°38'02.8".

Монофракция состоит из похожих на предыдущую пробу цирконов и их обломков: светло-желтых и коричневых мутных, полупрозрачных субидiomорфных призматических зерен и бесцветных прозрачных округлых и призматических зерен. Длина кристаллов от 100 до 200 мкм, редко 250 мкм. Коэффициент удлинения 1–2, реже до 2,5. Поверхности зерен также смотрятся как растворенные с небольшими дорастаниями, большинство в разной степени окатаны и трещиноваты, многие ожелезнены. В катодolumинесценции преобладают цирконы со слабым свечением (тонкозональные, незональные и грубозональные), но встречаются и с ярким и умеренным свечением (рис. 13).

В данной пробе сложнее сгруппировать полученные значения возраста в компактные кластеры. С большой натяжкой можно выделить две наиболее молодые группы цирконов со средневзвешенными возрастaми 2753 ± 6 млн лет (7 точек) и 2782 ± 6 млн лет (8 точек) (рис. 13, табл. 3). 12 точек равномерно растянуты по конкордии в интервале от 2810 ± 14 до 2884 ± 8 млн лет. Одно зерно имеет древний возраст 3205 ± 8 млн лет. Содержание урана и тория в цирконах характеризуется большим разбросом значений: U – 48–456 мкг/г, Th – 21–583 мкг/г, Th/U отношения – 0,19–0,96 (табл. 3).

Sm-Nd данные по двум пробам метаграувакк (табл. 4) отражают усредненный модельный возраст пород области сноса (2,9–3,0 млрд лет) и позволяют предположить, что формиро-

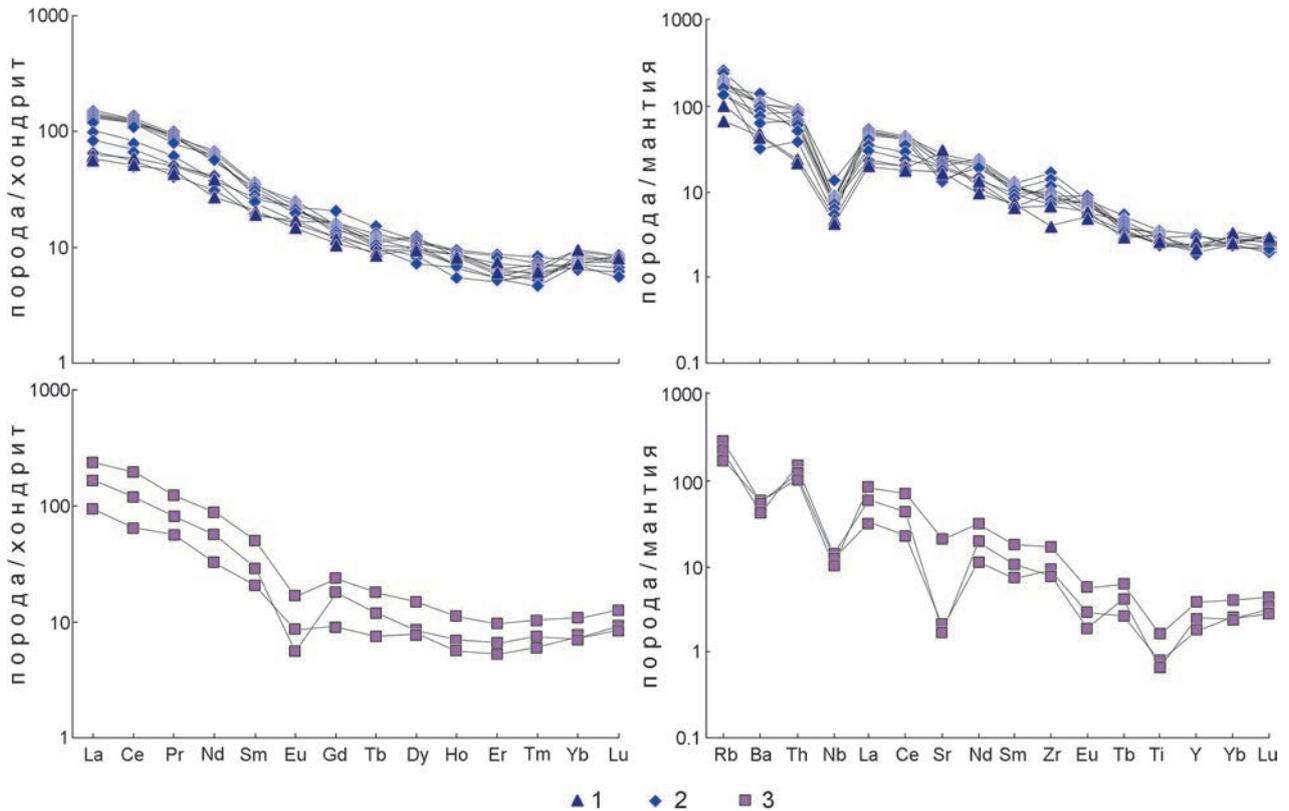


Рис. 9. Распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах ХБС. Нормировано по хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]:

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 9. Distributions of rare earth and rare elements in metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure. Normalized by chondrite and primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]:

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites, 3 – ultra-acid rhyolite porphyry of the dike complex

вание протолита метаосадков нижней толщи ХБС осуществлялось за счет разрушения пород фундамента преимущественно мезоархейского возраста.

Данные о возрасте вулканитов разреза ХБС были опубликованы ранее [Мыскова и др., 2017]. Он составил 2705 ± 9 млн лет для андезибазальтов и 2712 ± 6 – 2703 ± 7 млн лет для дацитов (табл. 5). Различающиеся Sm-Nd модельные возрасты дацитов (2,96 и 2,97 млрд лет) и андезибазальтов (2,83 млрд лет) свидетельствуют о разной коровой предыстории их протолитов (табл. 4). Низкие положительные значения ϵ_{Nd} (0,4 и 0,3) в метадацитах указывают на смешанный источник магм и мантийно-коровое взаимодействие в процессе образования пород, а их положение вблизи линии хондрита свидетельствует о значительном вкладе корового материала. Андезибазальты, имеющие более молодой модельный возраст (2,83 млрд лет) и высокий положительный ϵ_{Nd} (2,6), напротив, выплавлены преимущественно из мантийного источника, контаминированного небольшим количеством корового материала.

Наиболее молодые вулканиты ХБС представлены комплексом даек риолит-порфиров с возрастом 2704 ± 12 млн лет [Мыскова и др., 2017] (табл. 5). Дайки риолит-порфиров имеют более древний по сравнению с вулканитами разреза Sm-Nd модельный возраст (3,17 млрд лет) и отрицательный ϵ_{Nd} (–2,8), свидетельствующие об иной природе магм (в сравнении с вулканитами разреза) и длительной коровой предыстории протолита приблизительно в 470 млн лет (табл. 4).

Обсуждение результатов и выводы

Полученные геохронологические и геохимические данные в совокупности с ранее опубликованными материалами позволили внести коррективы в представления об истории геологического развития Хедозеро-Большозерской структуры (табл. 5).

Первыми формировались осадки нижней толщи. Источниками терригенного материала для них служили породы разного состава и возраста. В области питания преобладали породы

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для цирконов из сланцев (метаосадков) нижней толщи Хедозеро-Большозерской структуры
 Table 3. U-Pb isotopic data for zircons from schists (metasediments) of the lower strata of the Khedozero-Bolshozerskaya structure

| Зерно Точка Point | $^{206}\text{Pb}_0$, % | U, мкг/г U, μg/g | Th, мкг/г Th, μg/g | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г $^{206}\text{Pb}^*$, μg/g | (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age, mln years | (1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age, mln years | Disc, % | (1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -error, % | (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - погрешность, % $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -error, % | (1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -error, % | Rho |
|--|----------------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------------------|---|---|---|------------|---|---|---|-------|
| Gr-Bt сланец (метагравейка) (проба 2283) Gr-Bt schist (metagraywacke) (sample 2283) | | | | | | | | | | | | |
| 2283-4.1 | 0,00 | 560 | 272 | 0,50 | 225 | 2474 ± 38 | 2775 ± 4 | 12 | 12,5 ± 1,8 | 0,4677 ± 1,8 | 0,19384 ± 0,3 | 0,989 |
| 2283-8.1 | 0,00 | 287 | 170 | 0,61 | 128 | 2689 ± 20 | 2780 ± 6 | 3 | 13,87 ± 1 | 0,5176 ± 1 | 0,19438 ± 0,4 | 0,933 |
| 2283-6.1 | 0,00 | 164 | 100 | 0,63 | 68,1 | 2544 ± 21 | 2784 ± 8 | 9 | 13 ± 1,1 | 0,4838 ± 1 | 0,1949 ± 0,5 | 0,898 |
| 2283-17.1 | 0,09 | 43 | 16 | 0,39 | 20,2 | 2782 ± 30 | 2785 ± 19 | 0 | 14,51 ± 1,8 | 0,5397 ± 1,3 | 0,195 ± 1,1 | 0,764 |
| 2283-13.1 | 0,00 | 134 | 96 | 0,74 | 61,9 | 2771 ± 23 | 2785 ± 9 | 1 | 14,44 ± 1,2 | 0,537 ± 1 | 0,195 ± 0,5 | 0,892 |
| 2283-3.1 | 0,13 | 47 | 28 | 0,62 | 21,2 | 2723 ± 29 | 2787 ± 15 | 2 | 14,15 ± 1,6 | 0,5255 ± 1,3 | 0,1953 ± 0,9 | 0,819 |
| 2283-14.1 | 0,02 | 120 | 190 | 1,64 | 52,6 | 2650 ± 23 | 2790 ± 9 | 5 | 13,71 ± 1,2 | 0,5085 ± 1 | 0,1956 ± 0,6 | 0,880 |
| 2283-18.1 | 0,02 | 330 | 246 | 0,77 | 149 | 2721 ± 20 | 2790 ± 5 | 3 | 14,16 ± 1 | 0,5251 ± 1 | 0,19563 ± 0,3 | 0,941 |
| 2283-10.1 | 0,03 | 115 | 54 | 0,49 | 54,3 | 2827 ± 24 | 2792 ± 9 | -1 | 14,87 ± 1,2 | 0,5505 ± 1,1 | 0,1959 ± 0,6 | 0,884 |
| 2283-5.1 | 0,05 | 181 | 188 | 1,07 | 86,1 | 2841 ± 23 | 2796 ± 8 | -2 | 14,99 ± 1,1 | 0,5539 ± 1 | 0,19629 ± 0,5 | 0,908 |
| 2283-20.1 | 0,01 | 38 | 26 | 0,70 | 16,9 | 2710 ± 31 | 2807 ± 16 | 4 | 14,24 ± 1,7 | 0,5226 ± 1,4 | 0,1976 ± 1 | 0,819 |
| 2283-16.1 | 0,01 | 256 | 98 | 0,40 | 118 | 2767 ± 21 | 2842 ± 6 | 3 | 14,93 ± 1 | 0,5361 ± 1 | 0,20199 ± 0,4 | 0,932 |
| 2283-19.1 | 0,02 | 149 | 94 | 0,65 | 69,4 | 2786 ± 23 | 2847 ± 8 | 2 | 15,09 ± 1,1 | 0,5405 ± 1 | 0,20254 ± 0,5 | 0,903 |
| 2283-11.1 | 0,06 | 104 | 44 | 0,44 | 50,9 | 2911 ± 25 | 2854 ± 10 | -2 | 16,01 ± 1,2 | 0,5707 ± 1,1 | 0,2034 ± 0,6 | 0,876 |
| 2283-15.1 | 0,02 | 257 | 102 | 0,41 | 121 | 2823 ± 22 | 2856 ± 7 | 1 | 15,43 ± 1 | 0,5494 ± 1 | 0,20372 ± 0,5 | 0,902 |
| 2283-7.1 | 0,06 | 68 | 42 | 0,64 | 32,2 | 2840 ± 27 | 2858 ± 12 | 1 | 15,57 ± 1,4 | 0,5535 ± 1,2 | 0,204 ± 0,7 | 0,856 |
| 2283-2.1 | 0,03 | 187 | 77 | 0,43 | 86,1 | 2761 ± 22 | 2865 ± 7 | 4 | 15,1 ± 1,1 | 0,5347 ± 1 | 0,20476 ± 0,4 | 0,913 |
| 2283-21.1 | 0,00 | 135 | 107 | 0,82 | 64,5 | 2848 ± 25 | 2898 ± 8 | 2 | 16,01 ± 1,2 | 0,5555 ± 1,1 | 0,209 ± 0,5 | 0,912 |
| 2283-1.1 | 0,04 | 229 | 91 | 0,41 | 110 | 2873 ± 22 | 2923 ± 6 | 2 | 16,44 ± 1 | 0,5616 ± 1 | 0,21229 ± 0,4 | 0,928 |
| 2283-12.1 | 0,05 | 95 | 38 | 0,41 | 45,9 | 2874 ± 25 | 2945 ± 10 | 2 | 16,67 ± 1,3 | 0,5618 ± 1,1 | 0,2152 ± 0,6 | 0,879 |
| 2283-9.1 | 0,01 | 115 | 46 | 0,41 | 59,1 | 3020 ± 27 | 3167 ± 15 | 5 | 20,36 ± 1,5 | 0,5975 ± 1,1 | 0,2472 ± 0,1 | 0,753 |
| Двусланцевая сланец (метагравейка) (проба 2297) Two-mica schist (metagraywacke) (sample 2297) | | | | | | | | | | | | |
| 2297-23.1 | 0,02 | 207 | 49 | 0,24 | 95,5 | 2773 ± 33 | 2745 ± 9 | -1 | 14,11 ± 1,6 | 0,5376 ± 1,5 | 14,11 ± 1,6 | 0,944 |
| 2297-1.1 | 0,01 | 175 | 67 | 0,39 | 78,7 | 2712 ± 33 | 2750 ± 9 | 1 | 13,77 ± 1,6 | 0,523 ± 1,5 | 13,77 ± 1,6 | 0,937 |
| 2297-13.1 | 0,01 | 156 | 71 | 0,47 | 71,3 | 2748 ± 34 | 2754 ± 9 | 0 | 14,02 ± 1,6 | 0,5315 ± 1,5 | 14,02 ± 1,6 | 0,933 |
| 2297-14.1 | 0,16 | 317 | 152 | 0,50 | 142 | 2706 ± 32 | 2754 ± 7 | 2 | 13,76 ± 1,5 | 0,5215 ± 1,5 | 13,76 ± 1,5 | 0,958 |
| 2297-12.1 | 0,02 | 177 | 33 | 0,19 | 80,8 | 2742 ± 33 | 2760 ± 9 | 1 | 14,04 ± 1,6 | 0,5302 ± 1,5 | 14,04 ± 1,6 | 0,939 |
| 2297-17.1 | - | 210 | 74 | 0,37 | 94,7 | 2721 ± 33 | 2763 ± 8 | 2 | 13,94 ± 1,6 | 0,5253 ± 1,5 | 13,94 ± 1,6 | 0,946 |

Окончание табл. 3

Table 3 (continued)

| Зерно Точка Point | $^{206}\text{Pb}_c$, % | U, мкг/г U, µg/g | Th, мкг/г Th, µg/g | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г $^{206}\text{Pb}^*$, µg/g | (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -age, mln years | (1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age, mln years | Disc, % | (1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -error, % | (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - погрешность, % $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -error, % | (1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - погрешность, % $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -error, % | Rho |
|---|----------------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------------------|---|---|---|------------|---|---|---|-------|
| Двуслюдяной сланец (метаграувакка) (проба 2297) | | | | | | | | | | | | |
| Two-mica schist (metaquartzite) (sample 2297) | | | | | | | | | | | | |
| 2297-18.1 | 0,04 | 48 | 35 | 0,75 | 21,8 | 2734 ± 40 | 2772 ± 17 | 1 | 14,09 ± 2,1 | 0,5281 ± 1,8 | 14,09 ± 2,1 | 0,863 |
| 2297-5.1 | 0,01 | 456 | 583 | 1,32 | 206 | 2727 ± 31 | 2776 ± 9 | 2 | 14,08 ± 1,5 | 0,5266 ± 1,4 | 14,08 ± 1,5 | 0,970 |
| 2297-19.1 | 0,15 | 72 | 62 | 0,89 | 33,6 | 2784 ± 38 | 2780 ± 6 | 0 | 14,48 ± 1,9 | 0,5402 ± 1,7 | 14,48 ± 1,9 | 0,868 |
| 2297-7.1 | 0,03 | 200 | 160 | 0,82 | 94,7 | 2826 ± 35 | 2782 ± 8 | -2 | 14,76 ± 1,6 | 0,5501 ± 1,5 | 14,76 ± 1,6 | 0,948 |
| 2297-6.1 | 0,01 | 94 | 67 | 0,74 | 42,5 | 2740 ± 37 | 2784 ± 12 | 2 | 14,23 ± 1,8 | 0,5296 ± 1,7 | 14,23 ± 1,8 | 0,914 |
| 2297-8.1 | 0,03 | 228 | 187 | 0,85 | 107 | 2818 ± 34 | 2788 ± 8 | -1 | 14,77 ± 1,5 | 0,5483 ± 1,5 | 14,77 ± 1,5 | 0,952 |
| 2297-20.1 | 0,01 | 171 | 82 | 0,50 | 80,4 | 2817 ± 35 | 2788 ± 9 | -1 | 14,76 ± 1,6 | 0,548 ± 1,5 | 14,76 ± 1,6 | 0,943 |
| 2297-24.1 | 0,01 | 68 | 21 | 0,31 | 31,6 | 2788 ± 38 | 2810 ± 14 | 1 | 14,77 ± 1,9 | 0,5411 ± 1,7 | 14,77 ± 1,9 | 0,888 |
| 2297-10.1 | 0,04 | 140 | 81 | 0,60 | 62,7 | 2713 ± 35 | 2810 ± 10 | 4 | 14,29 ± 1,7 | 0,5232 ± 1,6 | 14,29 ± 1,7 | 0,934 |
| 2297-11.1 | 0,00 | 239 | 163 | 0,70 | 111 | 2789 ± 33 | 2818 ± 8 | 1 | 14,86 ± 1,5 | 0,5414 ± 1,5 | 14,86 ± 1,5 | 0,954 |
| 2297-16.1 | 0,02 | 155 | 144 | 0,96 | 75,1 | 2879 ± 35 | 2824 ± 9 | -2 | 15,5 ± 1,6 | 0,5629 ± 1,5 | 15,5 ± 1,6 | 0,936 |
| 2297-2.1 | 0,08 | 102 | 67 | 0,67 | 50,2 | 2912 ± 39 | 2830 ± 11 | -3 | 15,78 ± 1,8 | 0,5709 ± 1,6 | 15,78 ± 1,8 | 0,919 |
| 2297-4.1 | 0,04 | 151 | 119 | 0,82 | 70,3 | 2791 ± 34 | 2838 ± 9 | 2 | 15,05 ± 1,6 | 0,5418 ± 1,5 | 15,05 ± 1,6 | 0,935 |
| 2297-3.1 | 0,00 | 113 | 73 | 0,66 | 51 | 2728 ± 35 | 2839 ± 11 | 4 | 14,64 ± 1,7 | 0,5268 ± 1,6 | 14,64 ± 1,7 | 0,920 |
| 2297-15.1 | 0,09 | 146 | 115 | 0,81 | 69,1 | 2833 ± 36 | 2840 ± 10 | 0 | 15,34 ± 1,7 | 0,5519 ± 1,6 | 15,34 ± 1,7 | 0,935 |
| 2297-21.1 | 0,11 | 72 | 23 | 0,33 | 35,6 | 2917 ± 39 | 2851 ± 14 | -2 | 16,02 ± 1,9 | 0,5723 ± 1,7 | 16,02 ± 1,9 | 0,893 |
| 2297-22.1 | 0,01 | 201 | 90 | 0,46 | 99,2 | 2924 ± 36 | 2884 ± 8 | -1 | 16,39 ± 1,6 | 0,5739 ± 1,5 | 16,39 ± 1,6 | 0,948 |
| 2297-9.1 | 0,05 | 111 | 89 | 0,84 | 60 | 3156 ± 39 | 3206 ± 9 | 2 | 22,06 ± 1,7 | 0,6315 ± 1,6 | 22,06 ± 1,7 | 0,939 |

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандарта составляет 0,69 %. (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции между погрешностями отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

Note. Errors are given for the 1σ interval. Pb_c and Pb^* – common and radiogenic lead, respectively. The standard calibration error is 0.69 %. (1) – the correction for common lead was made according to measured ^{204}Pb . Rho – correlation coefficient between the margins of the relations $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

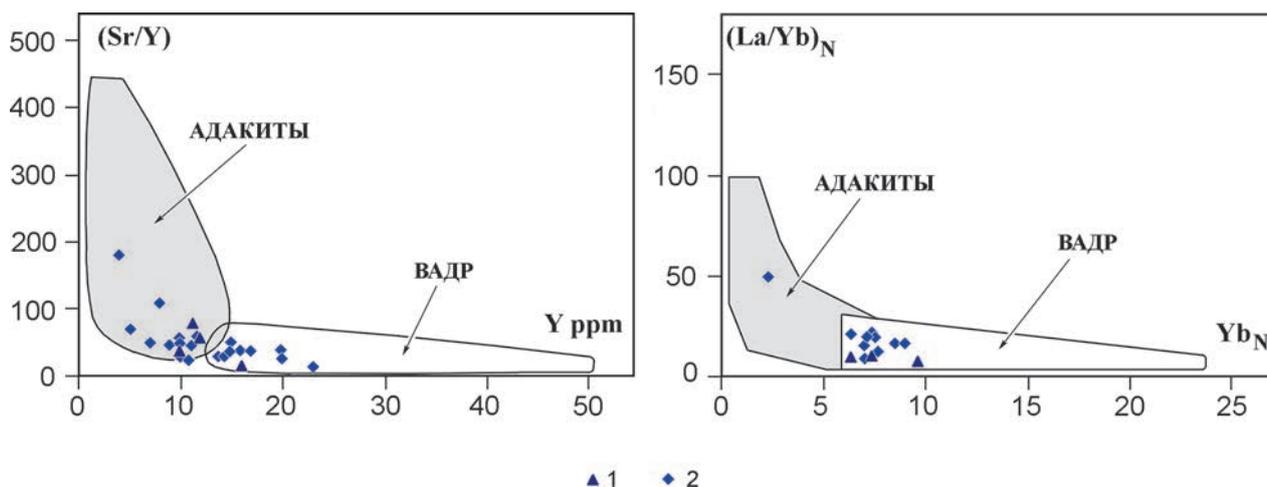


Рис. 10. Диаграммы Sr/Y – Y и La/Yb – Yb [Martin, 1999] для метавулканитов ХБС:

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты

Fig. 10. Sr/Y – Y and La/Yb – Yb diagrams [Martin, 1999] for metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites

Таблица 4. Sm-Nd данные для метавулканитов и метаосадков Хедозеро-Большозерской структуры

Table 4. Sm-Nd data for metavolcanic and metasediment rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure

| Название породы № пробы Rock Sample No. | U-Pb возраст, млн лет U-Pb age, mln years | Sm, мкг/г Sm, µg/g | Nd, мкг/г Nd, µg/g | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ | $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, mln years |
|--|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------------------|---|---------------------------|---------------------------|--|
| Метадацит Metadacite (проба/sample 2074) | 2703 | 4,697 | 28,57 | 0,0994 | $0,510921 \pm 3$ | -33,49 | 0,4 | 2957 |
| Метадацит Metadacite (проба/sample 2029) | 2705 | 4,681 | 28,10 | 0,1007 | $0,510939 \pm 3$ | -33,14 | 0,3 | 2967 |
| Метаандезибазальт Metaandesibasalt (проба/sample 2013) | 2705 | 3,428 | 17,3 | 0,1197 | $0,511397 \pm 5$ | -24,21 | 2,6 | 2830 |
| Риолит-порфир Rhyolite-porphyr (проба/sample 2001) | 2696 | 2,576 | 15,55 | 0,1001 | $0,510775 \pm 5$ | -36,34 | -2,8 | 3168 |
| Метаграувакка Metagraywacke (проба/sample 2283) | | 3,416 | 18,62 | 0,1109 | $0,511137 \pm 3$ | -29,28 | | 2970 |
| Метаграувакка Metagraywacke (проба/sample 2297) | | 5,021 | 29,73 | 0,1021 | $0,511028 \pm 2$ | -31,41 | | 2884 |

Примечание. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ – величины погрешностей соответствуют последней значащей цифре после точки.

Note. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ – values of errors correspond to the last significant number after the point.

кислого (55 %) и основного (40 %) состава с небольшой примесью ультраосновного компонента (5 %). Полученные по детритовым цирконам данные в первом приближении позволяют говорить о времени накопления осадков и возрасте пород в области сноса. Разрушались преимущественно породы мезоархейского, в меньшей степени неорхейского возраста. В источнике

преобладали породы с возрастом от 2782 ± 6 до 2945 ± 10 млн лет, менее характерны более древние (3205 ± 8 и 3167 ± 15 млн лет) и более молодые (2753 ± 6 млн лет). Учитывая незрелость осадков, область питания и бассейн, где происходила разгрузка терригенного материала, должны были находиться в непосредственной близости. Можно предположить, что древ-

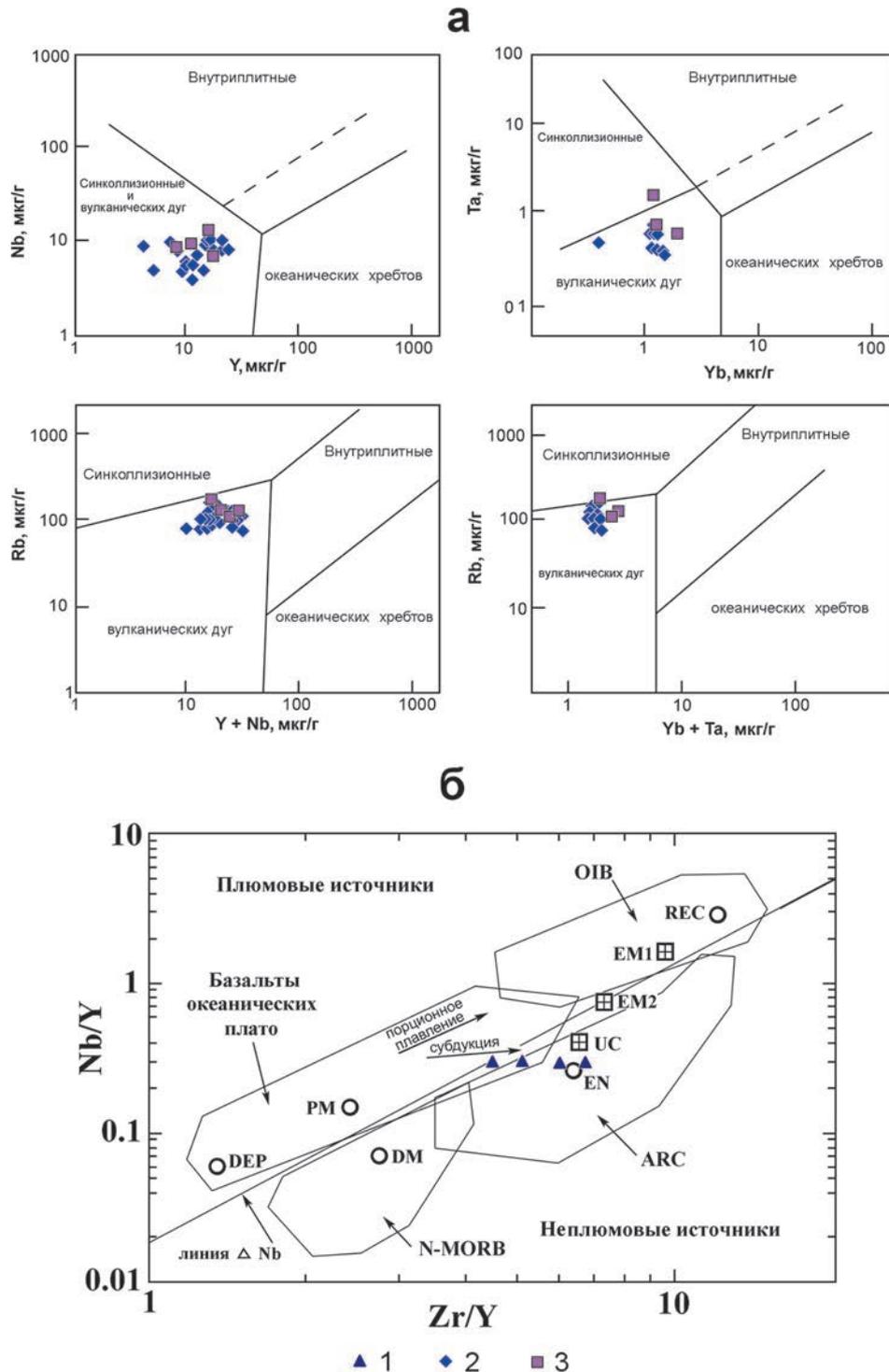


Рис. 11. Дискриминационные диаграммы по: [Pearce et al., 1984] (а) и $Nb/Y - Zr/Y$ и $Zr/Nb - Nb/Th$ по: [Condie, 2005] (б) для метавулканитов ХБС:

OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент.

1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса

Fig. 11. Discrimination diagrams after [Pearce et al., 1984] (a) and $Nb/Y - Zr/Y$ and $Zr/Nb - Nb/Th$ after [Condie, 2005] (b) for metavolcanic rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure:

OIB – ocean island basalts, N-MORB – mid-ocean ridge basalts, ARC – island arc basalts, UC – upper crust, EN – lithospheric mantle, PM – primitive mantle, DM – depleted mantle, DEP – deep depleted mantle, EM1 and EM2 – enriched mantle, REC – recycled component.

1 – metaandesibasalts, 2 – metadacites and metaandesidacites, 3 – ultra-acid rhyolite porphyry of the dike complex

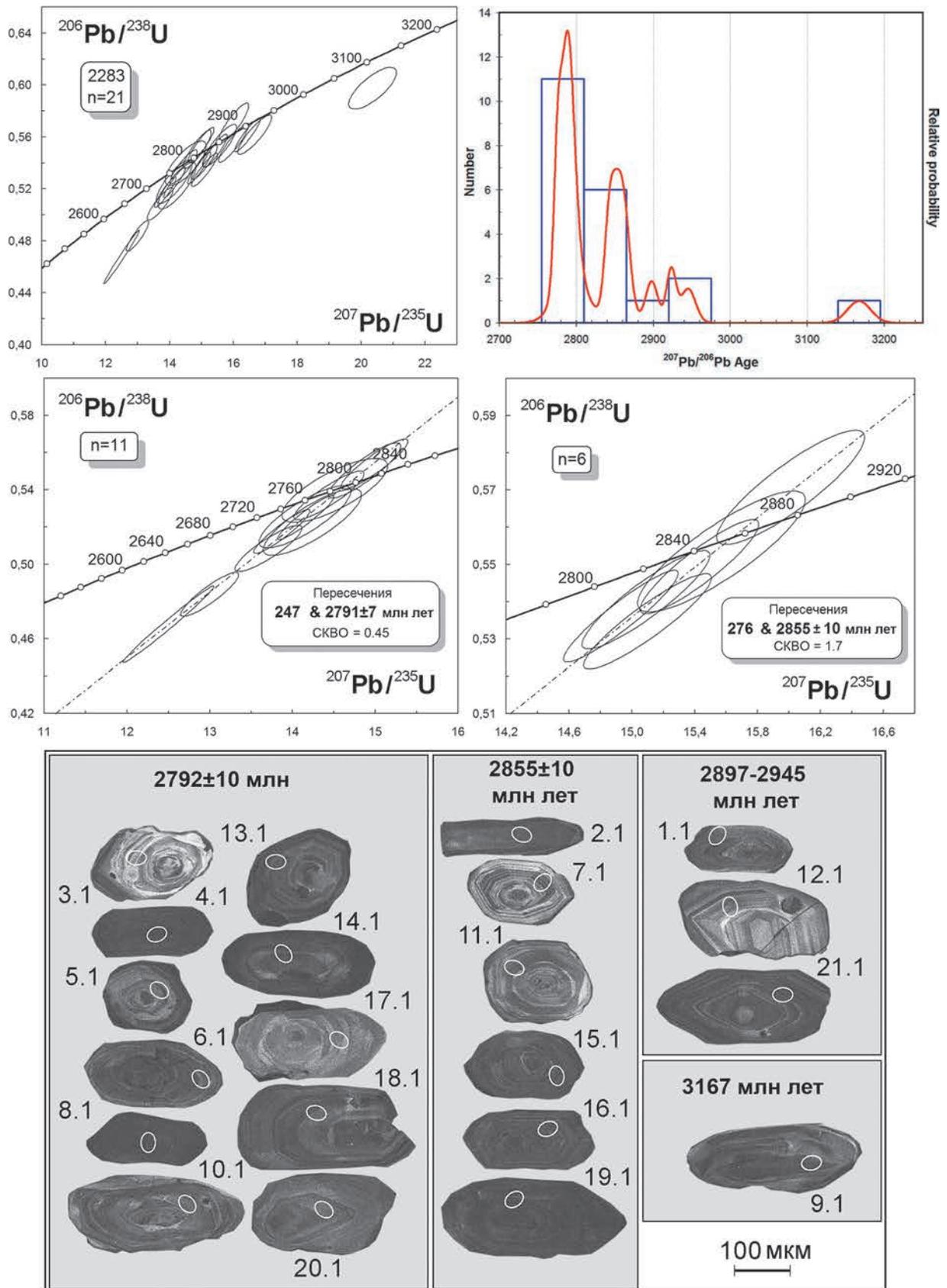


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для цирконов из метаграввакк ХБС (проба 2283) и изображение цирконов в катодолуминесценции

Fig. 12. The diagram with concordia for zircons from metagraywackes of Khedzero-Bolshozerskaya structure (sample 2283) and the image of zircons in cathodoluminescence

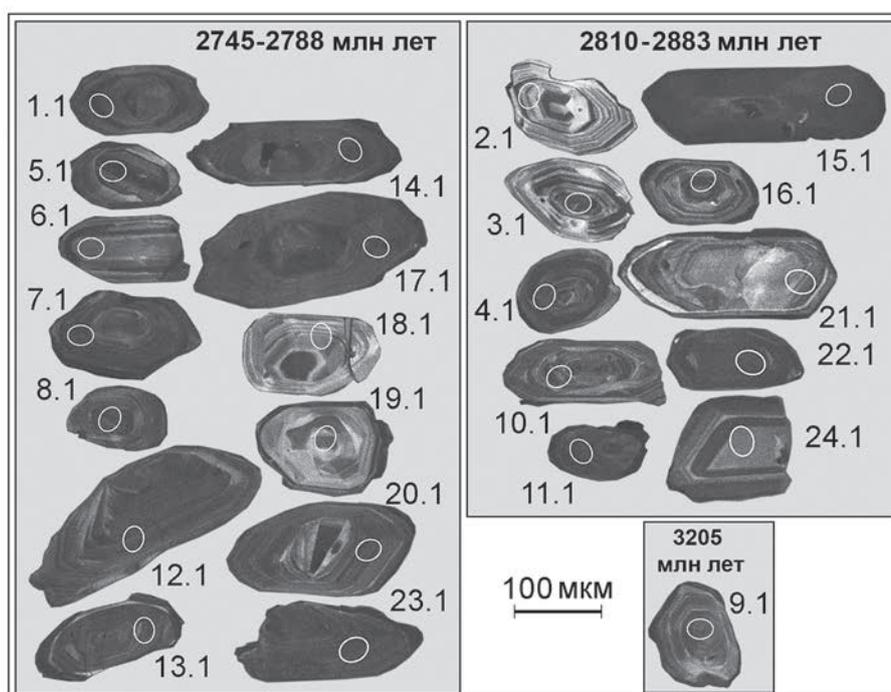
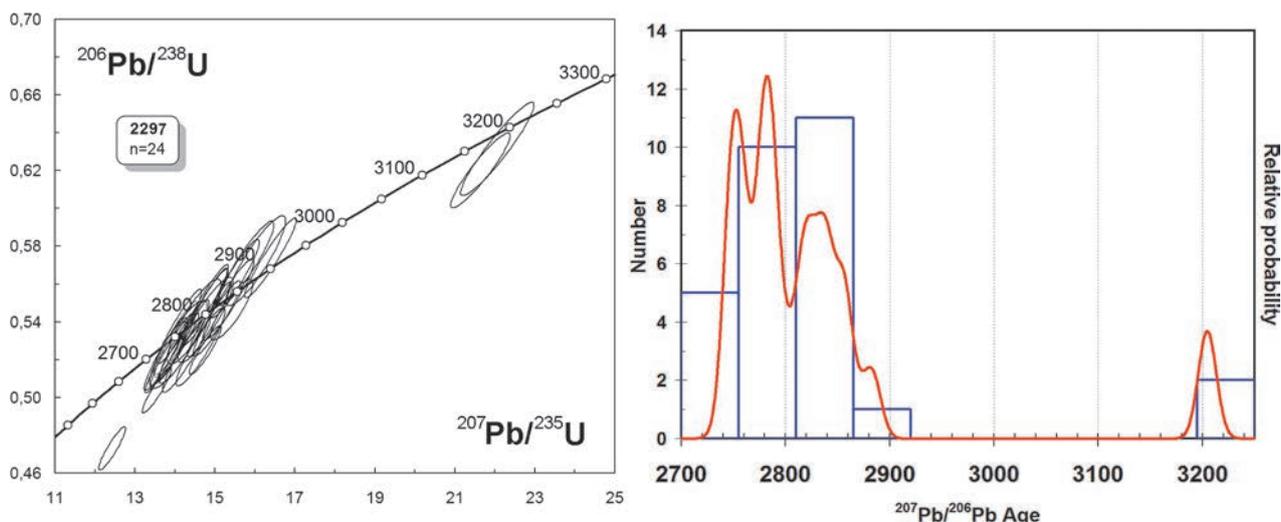


Рис. 13. График с конкордией для цирконов из метаграувакк ХБС (проба 2297) и изображение цирконов в катодолуминесценции

Fig. 13. The diagram with concordia for zircons from metagraywackes of the Khedozero-Bolshozerskaya structure (sample 2297) and the image of zircons in cathodoluminescence

ние значения возраста соответствуют породам фундамента. Минимальный возраст (2753 млн лет) является нижним ограничителем времени формирования толщи, то есть осадконакопление началось позднее рубежа 2753 млн лет. Отсутствие в граувакках зерен циркона из вулканитов средней толщи (2704–2712 млн лет) может свидетельствовать в пользу завершения процесса осадконакопления к началу активизации вулканической деятельности. По природе и возрасту формирования осадки ХБС коррелируются с терригенными породами гимольской серии Костомукшской структуры,

а не с более древней нюкозерской гнейсовой толщей, которую отдельные исследователи выделяют в основании лопия [Горьковец и др., 1981]. Тектонический режим, в котором происходило накопление осадков, ближе всего к современным обстановкам примитивных океанических островных дуг.

В 2712 ± 6 млн лет этап осадконакопления на территории Хедозеро-Большозерской структуры сменился периодом вулканической деятельности. Начальная стадия вулканизма характеризуется поверхностными излияниями лав андезибазальтов, андезитов и дацитов,

Таблица 5. Сводная таблица возрастов (U-Pb по циркону) для пород Хедозеро-Большозерской структуры
 Table 5. Summary table of the ages (U-Pb in zircon) for rocks of the Khedozero-Bolshozerskaya structure

| Название породы (в скобках номер пробы) Rock (Sample No.) | Возраст U-Pb по циркону (SHRIMP-II) (млн лет) U-Pb age in zircon (SHRIMP-II) (mln years) |
|--|--|
| Дайковый комплекс Dike complex | |
| <i>Риолит-порфир</i> <i>Rhyolite-porphyr</i> (2001) | 2696 ± 22 |
| Вулканиты Volcanic rocks | |
| <i>Метадацит</i> <i>Metadacite</i> (2074) | 2703 ± 5 |
| <i>Метадацит</i> <i>Metadacite</i> (2029) | 2706 ± 5 |
| <i>Метаандезит-базальт</i> <i>Metaandesibasalt</i> (2013) | 2705 ± 9 |
| <i>Метадацит</i> <i>Metadacite</i> (5074) | 2712 ± 6 |
| Метаосадки Metasediment rocks | |
| <i>Метаграувакка</i> <i>Metagrauwacke</i> (2283) | 2792 ± 10 |
| | 2855 ± 10; |
| | 2945 ± 10 – 2897 ± 8 3167 ± 15; |
| <i>Метаграувакка</i> <i>Metagrauwacke</i> (2283) | 2753 ± 6 |
| | 2782 ± 6 |
| | 2884 ± 8 – 2810 ± 14 3205 ± 8 |

заключительная – становлением дайкового комплекса риолит-порфиров. По своим петрогеохимическим особенностям вулканиты ХБС близки к породам базальт-андезит-дацит-риолитовых (БАДР) серий современных островных дуг, а повышенные содержания крупноионных литофильных элементов Sr, Ba, Th, U и высокие Sr/Y отношения (табл. 2) позволяют сопоставлять их с высококремниевыми и низкокремниевыми разностями адакитов, описанными Х. Мартином [Martin et al., 2005] (рис. 10). Низкокремниевые разности могли образоваться путем плавления метасоматизированного мантийного клина, а высококремниевые – в результате взаимодействия базальтового слэба с мантийным перидотитом. Такой вулканизм характерен для обстановок зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

Таким образом, осадочная и вулканогенная толщи ХБС формировались в разное время и в различных островодужных палеосистемах.

Если сравнивать с современными обстановками, то терригенные породы могли формироваться в условиях, близких к энсиматическим островным дугам на океанической коре, вулканисты и дайки – в зрелых островодужных режимах (в условиях континентальных островных дуг или активных континентальных окраин).

Нельзя исключить возможность эволюции во времени геодинамической обстановки от условий примитивной дуги (в которой происходило накопление осадочной толщи) до условий зрелой вулканической дуги (когда проявилась вулканическая деятельность). Но в этом случае нужно будет как-то учитывать разобщенность в пространстве осадочного и вулканогенного разрезов.

С окружающими гранитоидами супракрустальные породы ХБС имеют тектонические границы. Близок (с учетом погрешностей) и возраст становления гранитоидов. В западном обрамлении ХБС был определен их возраст, составивший 2700 ± 10 млн лет [Мыскова и др., 2017]. Более древних пород основания в окружении Хедозеро-Большозерской структуры пока не выявлено. Можно предположить, что древний кристаллический фундамент Хедозеро-Большозерской структуры, скорее всего, был переработан более поздними процессами региональной гранитизации. Таким образом, супракрустальные толщи ХБС слагают не единую узкую троговую структуру, а представлены разрозненными тектонизированными линзовидными телами, заключенными в поле разновозрастных с ними мигматит-гранитов (рис. 1, б). Такая форма тел может свидетельствовать о преобладании на поствулканическом этапе развития структуры деформаций сжатия и о вероятном сдвиговом характере тектонических деформаций. Сдвиговая тектоника описана и в южном продолжении ХБС на территории Финляндии в поясе Хатту, провинции Иломантси [Sorjonen-Ward, 1993].

Для сравнения интересны данные по геохимии метаосадков и вулканистов позднеархейского зеленокаменного пояса Хатту.

Бликие по возрасту вулканисты зеленокаменного пояса Хатту [Vaasjoki et al., 1993] по сравнению с вулканистами ХБС имеют более широкий непрерывный спектр составов: от коматиитов до дацитов, причем базальты относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям, а андезиты и дациты – к известково-щелочной серии [O'Brien et al., 1993]. На диаграммах Харкера вулканисты сравниваемых структур попадают в одни и те же поля (рисунок в настоящей статье не приводится). Общими геохимическими чертами сравниваемых пород выступают высокие

содержание Sr, Ba и Sr/Y отношения, а также однотипные спектры распределения элементов-примесей с отчетливыми ниобиевыми минимумами (рисунок не приводится) (табл. 2). Для вулканитов зеленокаменного пояса Хатту в качестве возможных обстановок формирования предложены условия активной континентальной окраины или ее коллизия с островной дугой [Vaasjoki et al., 1993].

Терригенные породы ХБС в целом обнаруживают сходство с метаосадками зеленокаменного пояса Хатту [O'Brien et al., 1993], отличаясь от них чуть более низкими концентрациями TiO₂, MgO, Cr, Ni, V и более высоким содержанием CaO и Na₂O (табл. 1). Эти отличия, скорее всего, связаны с разным составом источника сноса. Как известно [O'Brien et al., 1993] метатерригенные породы пояса Хатту в разрезе чередуются с вулканитами. Преобладающими в разрезе являются кислые вулканиты, вулканогенно-осадочные и граувакковые толщи. Толеитовые и коматиитовые потоки присутствуют в подчиненном количестве среди осадков и вулканитов среднего состава и небольшого количества вулканокластического материала. Осадконакопление и вулканическая деятельность сближены во времени [O'Brien et al., 1993; Nuhma et al., 2012], и считается, что источником терригенного материала для осадков служили разновозрастные с ними вулканиты зеленокаменного пояса.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0153-2019-001.

Литература

- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Матреничев А. В., Матреничев В. А., Каулина Т. В. Геология и изотопный возраст вулканитов Хедозерской структуры // Материалы XIX конф. молодых ученых, посвящ. памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца. Апатиты, 2008. С. 40–42.
- Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.
- Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Житникова И. А., Львов П. А. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры Западной Карелии (геохимия, возраст и геодинамические условия формирования) // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем: Материалы науч. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 185–188.
- Раевская М. Б., Горьковец В. Я., Светова А. И., Володичев О. И. Стратиграфия докембрия. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
- Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможная Н. Г., Щипанский А. А., Бибикина Е. В., Кирилова Т. И., Конилов А. Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.
- Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большезера (Западная Карелия) // Тр. Карельск. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 65–75.
- Стенарь М. М. Гранитоиды района Хедозеро-Кимасозеро-Большезеро // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карельск. кн. изд-во, 1966. С. 253–266.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л.: Наука, 1964. 187 с.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии // Тр. Карельск. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26. Материалы по геологии Карелии. С. 29–45.
- Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. P. 611–627. doi: 10.1086/628815
- Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7
- Camire G. E., Lafleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modeling of the source areas // Precamb. Res. 1993. Vol. 62, no. 3. P. 285–305. doi: 10.1016/0301-9268(93)90026-X
- Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504. doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.014
- Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665. doi: 10.1038/347662a0
- Feng R., Kerrich R. Geochemistry of finegrained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Ac. 1990. Vol. 54, no. 4. P. 1061–1081. doi: 10.1016/0016-7037(90)90439-R
- Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implica-

tions for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts in Finland // *Geol. Survey of Finland, Special Paper* 54. 2012. P. 74–175.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150. doi: 10.1016/0012-821X(84)90109-2

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. J., Keller M. J. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual: A geochronological toolkit for Microsoft Excel / Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid.html (дата обращения: 02.01.2014).

Ludwig K. R. Isoplot version 3.0. 2005b. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (дата обращения: 02.01.2014).

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. Vol. 46. P. 411–429. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D. An overview of adakite, tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. Vol. 299. P. 715–717.

References

Chernov V. M. Stratigrafiya i usloviya osadkonakople-niya vulkanogennykh (leptitovykh) zhelezisto-kremnistykh formatsii Karelii [Stratigraphy and sedimentation conditions of volcanogenic (leptite) iron-siliceous formations of Karelia]. Moscow; Leningrad: Nauka, 1964. 187 p.

Chernov V. M., Stenar' M. M. Stratigrafiya karel'skikh obrazovaniy Zapadnoi Karelii [Stratigraphy of Karelian formations of Western Karelia]. *Trudy Karel'sk. fil. AN SSSR* [Trans. Kar. Branch AS USSR]. 1960. Iss. 26. P. 29–45.

Gor'kovets V. Ya., Raevskaya M. B., Belousov E. F., Inina K. A. Geologiya i metallogeniya raiona Kostomukshskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya [Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron ore deposit area]. Petrozavodsk: Kareliya, 1981. 143 p.

Kostomukshskii rudnyi raion (geologiya, glubinnoe stroenie i minerageniya) [Kostomuksha ore area (geology, deep structure, and mineralogeny)]. Eds. V. Ya. Gor'kovets, N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. 322 p.

Matrenichev A. V., Matrenichev V. A., Kaulina T. V. Geologiya i izotopnyi vozrast vulkanitov Khedozer-skoj struktury [Geology and isotopic age of volcanic rocks of the Khedozer-skaya structure]. *Mat. XIX konf. molod. uchenykh, posvyashch. pamyati chl.-korr. AN SSSR*

O'Brien H. E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 147–184.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278. doi: 10.1016/0012-821X(76)90219-3

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the Late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 17. 1993. P. 9–102.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society of London Special Publication.* 1989. Vol. 42. P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determination and sulfide Pb – Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 17. 1993. P. 103–131.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes.* *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 20.02.2019

K. O. Kratts [Proceed. XIX conf. young scientists dedicated to the memory of corr. member of the Acad. of Sci. of the USSR K. O. Kratts]. *Apatity*, 2008. P. 40–42.

Miller Yu. V. Struktura arkheiskikh zelenokamen-nykh pojasov [The structure of the Archean greenstone belts]. Leningrad: Nauka, 1988. 144 p.

Mil'kevich R. I., Myskova T. A. Pozdnearkheiskie metaterrigennye porodny Zapadnoi Karelii [Late Archaean metaterrigenous rocks of Western Karelia]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 1998. No. 2. P. 177–194.

Myskova T. A., Mil'kevich R. I., Zhitnikova I. A., L'vov P. A. Neoarkheiskie vulkanity Khedozero-Bol'shozerskoj struktury Zapadnoi Karelii (geokhimiya, vozrast i geodinamicheskie usloviya formirovaniya) [The Neo-Archaean volcanic rocks of the Khedozero-Boshozerskaya structure of Western Karelia (geochemistry, age, and geodynamic conditions of formation)]. *Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoem: Mat. nauch. konf.* [Proceed. sci. conf. Geodynamics of the Early Precambrian: Similarities and Differences with the Phanerozoic]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017. P. 185–188.

Raevskaya M. B., Gor'kovets V. Ya., Svetova A. I., Volodichev O. I. Stratigrafiya dokembriya. Opornye raz-

rezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [The Precambrian stratigraphy. Reference sections of the Upper Archean deposits]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 190 p.

Samsonov A. V., Berzin R. G., Zamozhnyaya N. G., Shchipanskii A. A., Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Konilov A. N. Protsessy formirovaniya rannedokembriiskoi kory Severo-Zapadnoi Karelii, Baltiiskii shchit: rezul'taty geologicheskikh, petrologicheskikh i glubinnykh seismicheskikh (profil' 4V) issledovaniy [Formation of the Early Precambrian crust of North-Western Karelia, the Baltic Shield: results of geological, petrological, and deep seismic (profile 4B) studies]. *Glubinnoe stroenie i evolyutsiya zemnoi kory vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita: profil' Kem' – Kalevala* [The deep structure and evolution of the Earth's crust of the eastern part of the Fennoscandian Shield: the Kem – Kalevala profile]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2001. P. 109–143.

Stenar' M. M. Osadochno-vulkanogennyye obrazovaniya raiona Bol'shezera (Zapadnaya Kareliya) [Sediment-volcanogenic formations of the Bolshezero area (Western Karelia)]. *Trudy Karel'sk. fil. AN SSSR* [Trans. Kar. Branch AS USSR]. 1960. Iss. 26. P. 65–75.

Stenar M. M. Granitoidy rajona Hedzero-Kimasozero-Bolshezero [Granitoids of the Khedozero-Kimasozero-Bolshezero region]. *Voprosy geologii i zakonmernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh Karelii* [Geology and regularities of the distribution of minerals in Karelia]. Petrozavodsk, 1966. P. 253–266.

Bhatia M. R. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *J. Geol.* 1983. Vol. 91. P. 611–627. doi: 10.1086/628815

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

Camire G. E., Laffleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modeling of the source areas. *Precamb. Res.* 1993. Vol. 62, no. 3. P. 285–305. doi: 10.1016/0301-9268(93)90026-X

Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 491–504. doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.014

Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature.* 1990. Vol. 347. P. 662–665. doi: 10.1038/347662a0

Feng R., Kerrich R. Geochemistry of finegrained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 1990. Vol. 54, no. 4. P. 1061–1081. doi: 10.1016/0016-7037(90)90439-R

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjo-

ki M., Whitehouse M. The age of the Archean greenstone belts in Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 54. 2012. P. 74–175.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150. doi: 10.1016/0012-821X(84)90109-2

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. J., Keller M. J. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid.html (accessed: 02.01.2014).

Ludwig K. R. Isoplot version 3.0. 2005b. URL: www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (accessed: 02.01.2014).

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos.* 1999. Vol. 46. P. 411–429. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D. An overview of adakite, tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature.* 1982. Vol. 299. P. 715–717.

O'Brien H. E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 147–184.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278. doi: 10.1016/0012-821X(76)90219-3

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 9–102.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication.* 1989. Vol. 42. P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determination and sulfide Pb – Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 17. 1993. P. 103–131.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Received February 20, 2019

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Мыскова Татьяна Анатольевна

старший научный сотрудник
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: tmyskova@gmail.com
тел.: (812) 3280192

Львов Павел Алексеевич

инженер
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
тел.: (812) 3280192

CONTRIBUTORS:

Myskova, Tatiana

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: tmyskova@gmail.com
tel.: (812) 3280192

Lvov, Pavel

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
tel.: (812) 3280192