

УДК 552.313:551.71(470.22)

НЕОАРХЕЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ХЕДОЗЕРО-БОЛЬШОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

© 2020 г. Т. А. Мыскова^{1, *}, Р. И. Милькевич¹, П. А. Львов^{1, 2}, И. А. Житникова²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: tmyskova@gmail.com

Поступила в редакцию 05.02.2018 г.

После доработки 26.02.2019 г.

Принята к публикации 25.03.2019 г.

Изучен состав и определен возраст (U–Th–Pb метод по циркону, SIMS) неоархейских вулканитов Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии. Вулканогенная толща этой структуры сложена преимущественно дацитами и андезидацитами, в меньшей степени андезитами и андезибазальтами. Ультракислые вулканиты, включенные ранее в состав разреза, слагают секущие дайки и представлены риолит-порфирами. По геохимическим признакам вулканиты разреза близки к породам базальт-андезит-дацит-риолитовых серий современных островных дуг, а по химическому составу сопоставимы с высококремнеземистыми и низкокремнеземистыми разновидностями адakitов. Возраст андезибазальтов и дацитов Хедозеро-Большозерской структуры неоархейский и составляет 2705 ± 9 млн лет для андезибазальтов и от 2712 ± 6 до 2703 ± 7 млн лет для дацитов. Изотопный состав Nd позволяет предположить для вулканитов смешанные источники расплавов, возникшие путем мантийно-корового взаимодействия. Более древние, по сравнению с возрастными кристаллизации, Sm–Nd модельные возрасты дацитов и низкие величины ϵ_{Nd} (0.4 и 0.3) свидетельствуют о значительном вкладе корового материала в исходном расплаве. Более молодой модельный возраст метаандезибазальтов и высокое значение ϵ_{Nd} (2.8) указывают на преимущественно мантийную природу лав с небольшой долей коровой контаминации. Дайки риолит-порфиров по возрасту кристаллизации (2704 ± 12 млн лет) близки к вулканитам разреза, но имеют геохимические отличия и более древний коровый протолит (3.17 млрд лет). Вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры не могут быть сопоставлены с породами контокской серии Костомукшского зеленокаменного пояса, так как отличаются от последних составом и более молодым возрастом и в стратиграфической шкале занимают более высокое положение. Возможны альтернативные варианты геодинамических обстановок формирования изучаемых пород: активная континентальная окраина, переходящая в коллизию, или результат совместного действия мантийного плюма и плейттектоники.

Ключевые слова: Центральная Карелия, неоархей, вулканиты, U–Pb геохронология

DOI: 10.31857/S0869592X20020040

ВВЕДЕНИЕ

Хедозеро-Большозерская структура расположена в северо-западной части Карельской гранит-зеленокаменной области, в 80 км восточнее Костомукшского зеленокаменного пояса, с которым связано крупнейшее месторождение железистых кварцитов. Геология Хедозеро-Большозерской структуры обычно изучалась в сравнении с геологией Костомукшского зеленокаменного пояса. Данные о составе и возрасте вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры важны для геодинамических построений и понимания эволюции магматизма в Карельской гранит-зеленокаменной области.

Хедозеро-Большозерская структура в ранних работах (Стенарь, 1960, 1966; Чернов, Стенарь, 1960; Миллер, 1988) описана как узкая сжатая синклиналь с полого погружающимся на север шарниром, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на 25 км от озера Хедозеро на юге до озера Большозеро на севере (рис. 1). Исследованиями М.М. Стенаря (1960, 1966), Е.Ф. Белоусова и др. (1975) было показано, что фрагменты Хедозеро-Большозерской структуры прослеживаются еще на 50 км к северу от оз. Большозеро в виде единичных выходов среди болот, примыкающих к озерам Челмозеро и Нюк. Севернее оз. Нюк супракрустальные породы Хедозеро-Большозер-

ской структуры теряются в поле региональной мигматизации и картируются в виде узких полос максимальной шириной 200–300 м среди гранитоидов.

Супракрустальные образования, слагающие Хедозеро-Большозерскую структуру, первыми исследователями (Чернов, Стенарь, 1960) отнесены к гимольской серии. В разрезе структуры были выделены три толщи (Миллер, 1988). Нижняя толща (мощностью 500 м), представленная биотитовыми, гранат-биотитовыми, ставролит-гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами с единичными линзами железистых кварцитов, по первичной природе осадочная, закартирована преимущественно на юге и в меньшей степени в центре структуры. Средняя толща (300 м), сложенная биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсо-сланцами и идентифицированная как вулканогенная, выявлена в центре и на севере структуры. Верхняя толща, содержащая кварц-плагиоклазовые метапорфиры и развитые по ним двуслюдяные гнейсы, отвечающие по составу ультракислым вулканитам (<100 м), была зафиксирована в редких выходах на севере и в центре структуры.

Метаморфизм пород определен как отвечающий условиям, переходным между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фашиями с максимальными температурами 600–625°C и давлениями 4–4.7 кбар (Милькевич и др., 1987). Во всех породах неравномерно и незначительно проявлен Fe–Mg метасоматоз. Метасоматиты представлены тонкими полосами гранатитов, гранат-амфибол-кварцевых, гранат-кварцевых и кварц-магнетитовых пород часто симметричного строения, располагающимися незакономерно относительно полосчатости.

В районе оз. Большозеро структура перекрыта мульдой сложного строения, выполненной породами сумия–сариолия (метабазальтами, туфоконгломератами, полимиктовыми конгломератами, туффитами).

Гранито-гнейсы и диорито-гнейсы, вмещающие лопийскую Хедозеро-Большозерскую структуру, рассматриваются как комплекс основания.

Непосредственных контактов лопийских образований с плутоническими породами в обнажениях не выявлено. Предполагается тектоническая природа контактов (Миллер, 1988).

Литология и геохимия пород нижней метатерригенной толщи Хедозеро-Большозерской структуры были изучены ранее (Милькевич, Мыскова, 1998). Первичная природа гнейсов интерпретирована как слабо дифференцированные незрелые осадки (метаграувакки), имеющие в источнике сноса кислые, основные и ультраосновные породы. Установлено их сходство с породами граувакк-аргиллитовых серий позднеархейских зеленокаменных поясов Канады и с лопийскими гнейсами Костомукшской структуры. На этом основании они были отнесены к гимольской серии.

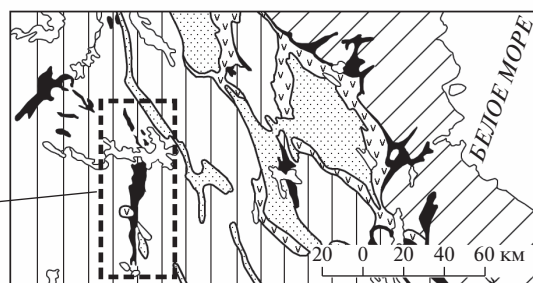
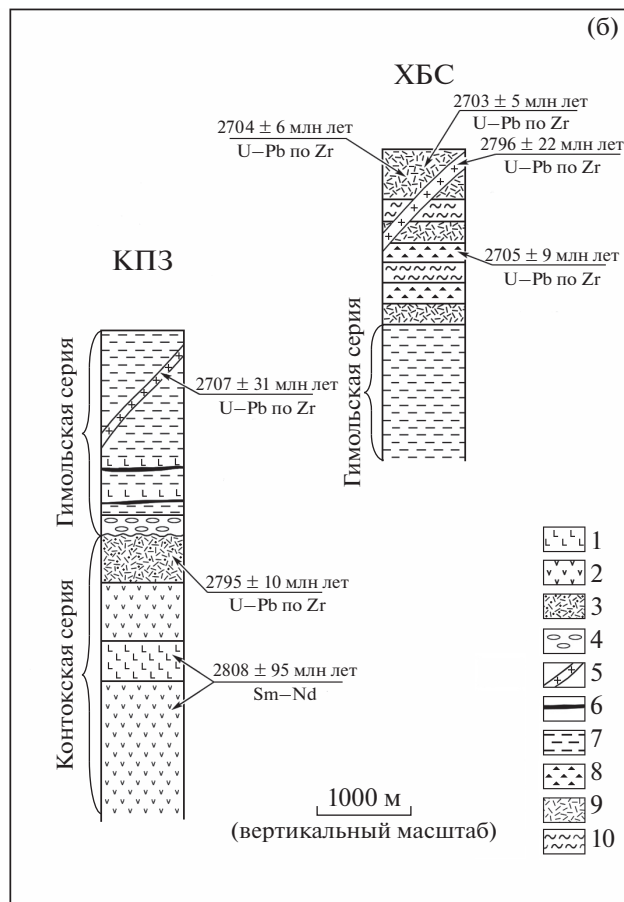
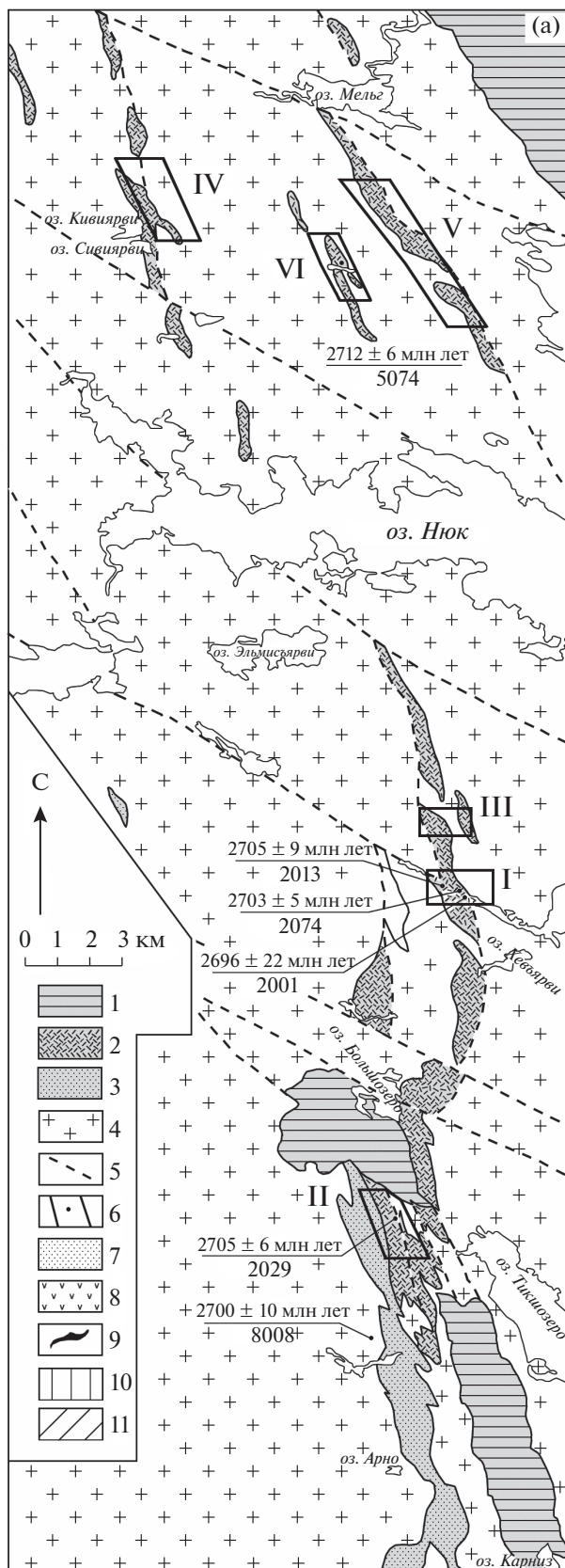
Другие исследователи (Стратиграфия..., 1992; Костомукшский..., 2015) нижнюю метатерригенную толщу Хедозеро-Большозерской структуры считают более древним образованием. Они выделяют ее в самостоятельную нюкозерскую толщу и коррелируют с гнейсовой толщей Костомукшской структуры, находящейся в основании лопия и подстилающей контокскую вулканогенную серию (Горьковец и др., 1981). Следуя такой логике, залегающая выше вулканическая часть разреза Хедозеро-Большозерской структуры должна сопоставляться с контокской серией Костомукшского зеленокаменного пояса. На наш взгляд, такая корреляция неправомерна. В разрезе вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры отсутствуют базальты и коматииты, характерные для контокской серии Костомукшской структуры, а кислые вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры, как будет показано ниже, отличаются от риолитов шурловарской свиты контокской серии составом и возрастом.

По мнению О.И. Володичева, который занимался структурно-метаморфическими исследованиями Костомукшской структуры, первично-осадочная природа нюкозерской гнейсовой толщи, интерпретированная как “грубые песчаники и аркозы” кор выветривания, определена не вполне корректно (Стратиграфия..., 1992). По его данным

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хедозеро-Большозерской структуры (а) и стратиграфические колонки Костомукшского зеленокаменного пояса по (Лобач-Жученко и др., 2000) и Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры (б).

(а): 1 – протерозойские вулканогенно-осадочные образования, 2 – неoarхейская вулканогенная толща, 3 – неoarхейская терригенная толща, 4 – неoarхейские гранитоиды и гнейсы по ним, 5 – тектонические нарушения, 6 – места отбора проб (в числителе возраст породы, в знаменателе номер пробы). Детальные участки околочерчены и пронумерованы римскими цифрами. На врезке показано расположение площади работ на региональной схеме: 7 – протерозойские осадочные породы нерасчлененные, 8 – протерозойские вулканогенные породы нерасчлененные, 9 – неoarхейские зеленокаменные структуры, 10 – комплекс основания с разновозрастными гранитоидами, 11 – Беломорский подвижный пояс.

(б): 1–7 – Костомукшский зеленокаменный пояс (КЗП): 1 – коматииты, 2 – базальты, 3 – кислые вулканиты, 4 – конгломераты, 5 – дайки порфиров, 6 – железистые кварциты, 7 – метатерригенные породы гимольской серии; 8–10 – Хедозеро-Большозерская структура (ХБС): 8 – метаандезиобазальты, 9 – метадациты и метаандезидациты, 10 – метасоматиты (амфибол-биотит-гранатовые, кварц-гранатовые, кварц-турмалиновые, амфибол-магнетит-гранат-кварцевые и другие сланцы и магнетитовые кварциты).



(Володичев и др., 2002), биотитовые и мусковит-биотитовые гнейсы с полосчатыми текстурами, отнесенные к нюкозерской толще, вероятнее всего, являются гранитоидами тоналитового и плагиогранитового состава, испытавшими интенсивную структурно-метаморфическую переработку.

Систематического изучения вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры не проводилось. А.В. Самсоновым с соавторами (2001) во время геологических и петрологических исследований вдоль сейсмического профиля Кемь–Калевала в ограниченном количестве были опробованы вулканиты в районе оз. Челмозеро. Согласно этим данным, андезиты представляют собой низкомагнезиальные породы, обогащенные Al, Fe, Sr, Ni, Ba и Sr, с умеренными содержаниями R3Э и среднефракционированным спектром их распределения без Eu-аномалий. Ультракислые существенно калиевые риолиты имеют повышенные содержания R3Э с сильно фракционированным их распределением и отрицательной Eu-аномалией. Возраст риолитов (U–Pb метод по циркону, TIMS) был определен как 2730 ± 5 млн лет (Самсонов и др., 2001). Позднее другими исследователями (Матреничев и др., 2008) был определен возраст андезитов (2706 ± 17 млн лет, U–Pb метод по циркону, TIMS) в районе южного окончания Хедозеро-Большозерской структуры.

Имеющиеся у нас данные по геохимии вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры до настоящего времени не были опубликованы. Благодаря участию в проекте ГГУП “СФ “Минерал” по составлению Госгеолкарты-200 второго поколения листа Q-36-XXXII (Большозерская площадь), нам удалось получить дополнительный представительный материал для всестороннего изучения вышеназванных вулканитов. Настоящая статья посвящена вопросам состава и возраста вулканитов, а также тектонических обстановок, в которых они могли формироваться.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Разрез лопийских супракрустальных пород изучен в пределах трех детальных участков Хедозеро-Большозерской структуры между озерами Большозеро и Нюк, а также в реликтовых останцах севернее озера Нюк (рис. 1).

Опорным и наиболее полным является разрез в районе оз. Челмозеро (участок I на рис. 1 и 2). Породы разреза прослежены в пределах узкой полосы, протягивающейся с северо-запада на юго-восток на расстоянии 1800 м; встречаются почти непрерывные выходы этих пород протяженностью 200–300 м (рис. 2). Разрез сложен главным образом метавулканитами, в меньшем объеме присутствуют полосчатые сланцы пестрого минерального состава предположительно метасоматического происхож-

дения. Породы испытали метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

По составу выделяются две группы вулканитов. Первая, преобладающая в разрезе, представлена более кислыми лавами (метадацитами и метаандезидацитами), вторая – более основными (метаандезибазальтами).

Метадациты и метаандезидациты слагают около 50% разреза (рис. 2). Они распространены на северо-западном фланге, где интенсивно деформированы и превращены в сланцы, и на юго-восточном фланге, где сохраняют реликты порфириковых текстур. По минеральному составу это мелко- и тонкозернистые преимущественно биотитовые и реже амфибол-биотитовые гнейсо-сланцы, сложенные полевым шпатом, кварцем, биотитом (10–15%) и роговой обманкой (2–3%). В андезитах присутствуют фенокристы полевого шпата, в дацитах – фенокристы полевого шпата и кварца. Из вторичных минералов отмечаются неравномерно распределенные по породе крупные пластинки мусковита (до 5–10%) и мелкие зерна эпидота (до 3–7%), иногда присутствуют редкие зерна карбоната.

Метаандезибазальты выходят на поверхность в виде полос шириной до 100 м в центре и на юго-востоке опорного разреза (рис. 2), на их долю приходится около 20% объема пород. Они представлены мелко- и тонкозернистыми биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсо-сланцами, содержащими в качестве темноцветных минералов роговую обманку (20–25%) и биотит (7–15%). В локальных участках обнажений в породах отмечаются первичные порфириковые текстуры и полевошпатовые гломеробласты, развитые, вероятнее всего, по первичным порфириковым вкрапленникам (рис. 3а). Из вторичных минералов в редких случаях встречается карбонат.

Около 25% разреза сложено полосчатыми рассланцованными породами пестрого минерального состава с неясной первичной природой. Они образуют пачки мощностью 75–150 м, представленные чередованием полос гранат-биотитовых, гранат-амфиболовых, амфибол-биотит-гранатовых, кварц-гранатовых, эпидот-биотит-турмалиновых, кварц-турмалиновых, амфибол-магнетит-гранат-кварцевых и других сланцев, гранатитов и магнетитовых кварцитов с разными соотношениями породообразующих и рудных минералов. Мощность полос разная: от первых сантиметров до десятков сантиметров и первых метров. Вероятнее всего, это метасоматические измененные породы, и в дальнейшем на рисунках и в тексте они будут именоваться метасоматитами. Аналогичные преобразования, обозначенные как Fe–Mg метасоматоз, описаны О.И. Володичевым для Костомукшской структуры (Стратиграфия..., 1992). Метасоматоз развива-

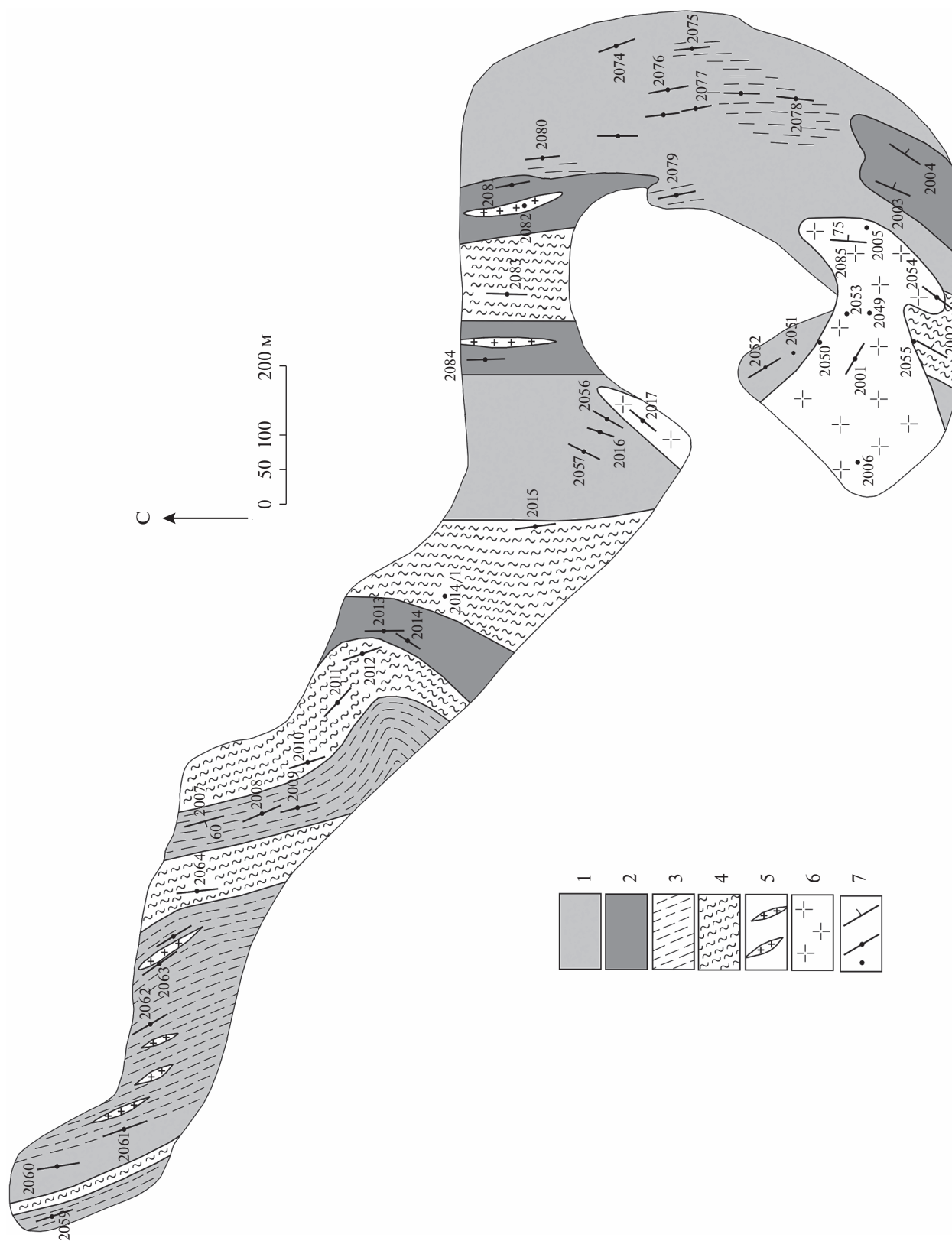


Рис. 2. План опорного детального участка № I (см. рис. 1).
 1 – метадациты и метаандезидациты; 2 – метаандезибазальты; 3 – области сильного расщепления пород; 4 – метасоматиты (амфибол-биотит-гранатовые, кварц-гранатовые, кварц-турмалиновые, амфибол-магнетит-гранат-кварцевые и другие сланцы и магнетитовые кварциты); 5 – риолит-порфиры; 6 – дайки лейкогранитов; 7 – точки обнажений, их номера и элементы залегания пород.

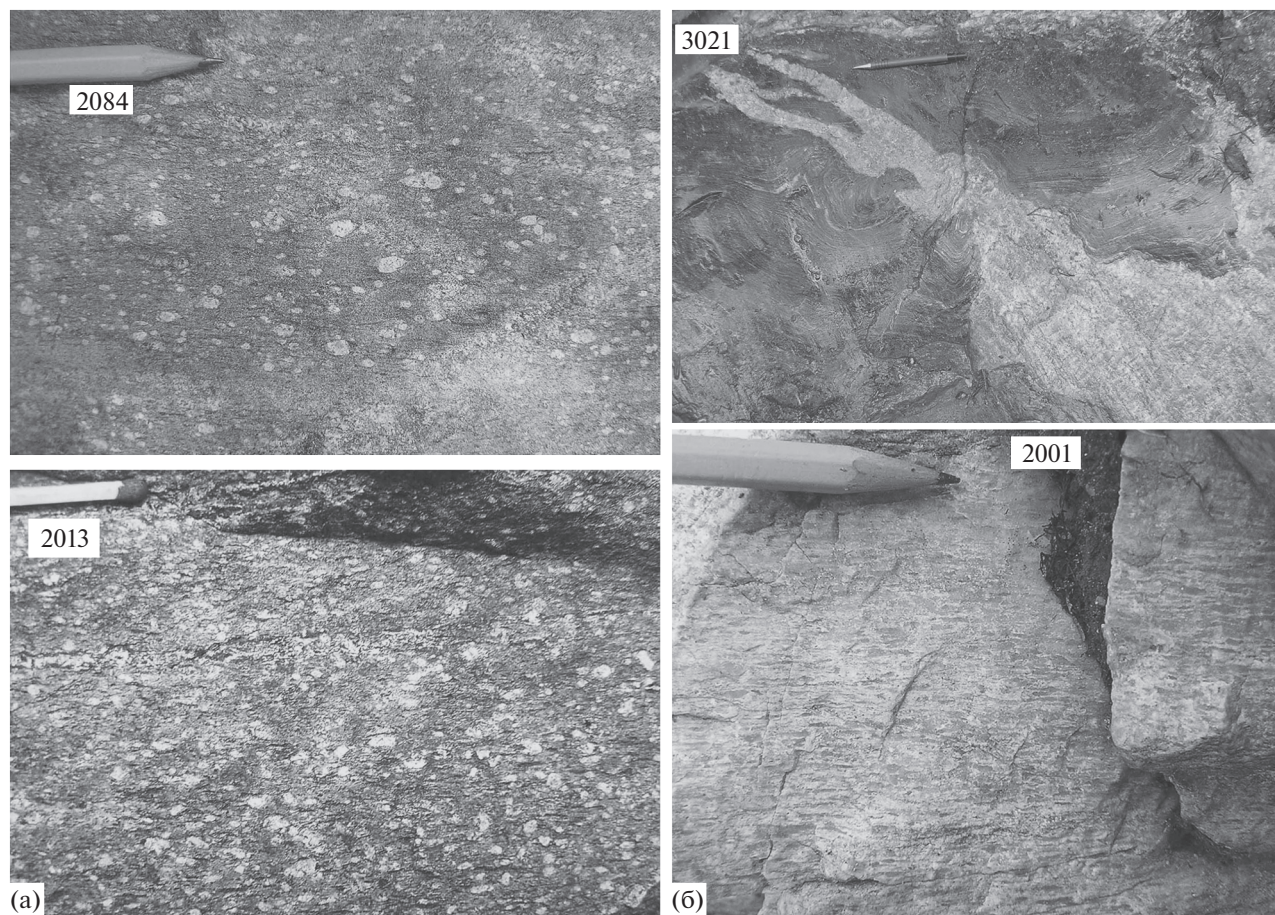


Рис. 3. Фотографии фрагментов обнажений метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры. а – реликты порфировых текстур в метаандезитах и метаандезибазальтах средней толщи; б – секущие контакты дайки риолит-порфира с метавулканитами разреза.

ется по всем типам пород разреза, часто маскируя первичную природу и границы слоев.

В пределах опорного участка закартированы тела ультракислых кварц-плагиоклазовых риолит-порфиров, включенных ранее (Миллер, 1988) в состав разреза. При более тщательном изучении приконтактных областей риолитов были зафиксированы их секущие контакты (рис. 3б) и ксенолиты метавулканитов и тонкополосчатых сланцев в эндоконтактах, что дает основание отнести риолиты к более позднему дайковому комплексу.

Контакты между прослоями метавулканитов разного состава тектонизированы и параллельны плоскостям рассланцевания.

На других детальных участках представлены лишь небольшие фрагменты описанного выше опорного разреза (рис. 4, участки II–VI).

В 4 км южнее оз. Большозеро местность хуже обнажена и интервал выходов не превышает 800 м (участок II на рис. 1 и 4). Фрагмент разреза представлен мелко- и тонкозернистыми биотитовыми сланцами по дацит-порфирам и андезидацит-

порфирам мощностью до 400 м и полосой метасоматически измененных пород (кварц-полевошпатовыми сланцами с биотитом, гранатом, амфиболом в разных пропорциях и горизонтами гранатитов) мощностью до 250 м. Метавулканиты инъецируются жильными телами более поздних лейкогранитов и монцодиоритов.

Между озерами Челмозеро и Нюк метавулканиты прослежены в крест простирания свиты в отдельных выходах на протяжении около 1.5 км (участок III на рис. 1 и 4). Они представлены однообразной толщей мелко- и тонкозернистых биотитовых сланцев, развитых по порфировым дацитам и андезидацитам. На северо-востоке метавулканиты сменяются полосой метасоматически измененных пород.

Севернее оз. Нюк лопийские супракrustальные образования встречаются редко в виде маломощных реликтовых фрагментов, погруженных в поле мигматит-гнейсов. На западе, северо-восточнее оз. Кивиярви (участок IV на рис. 1 и 4), фрагменты представлены преимущественно по-

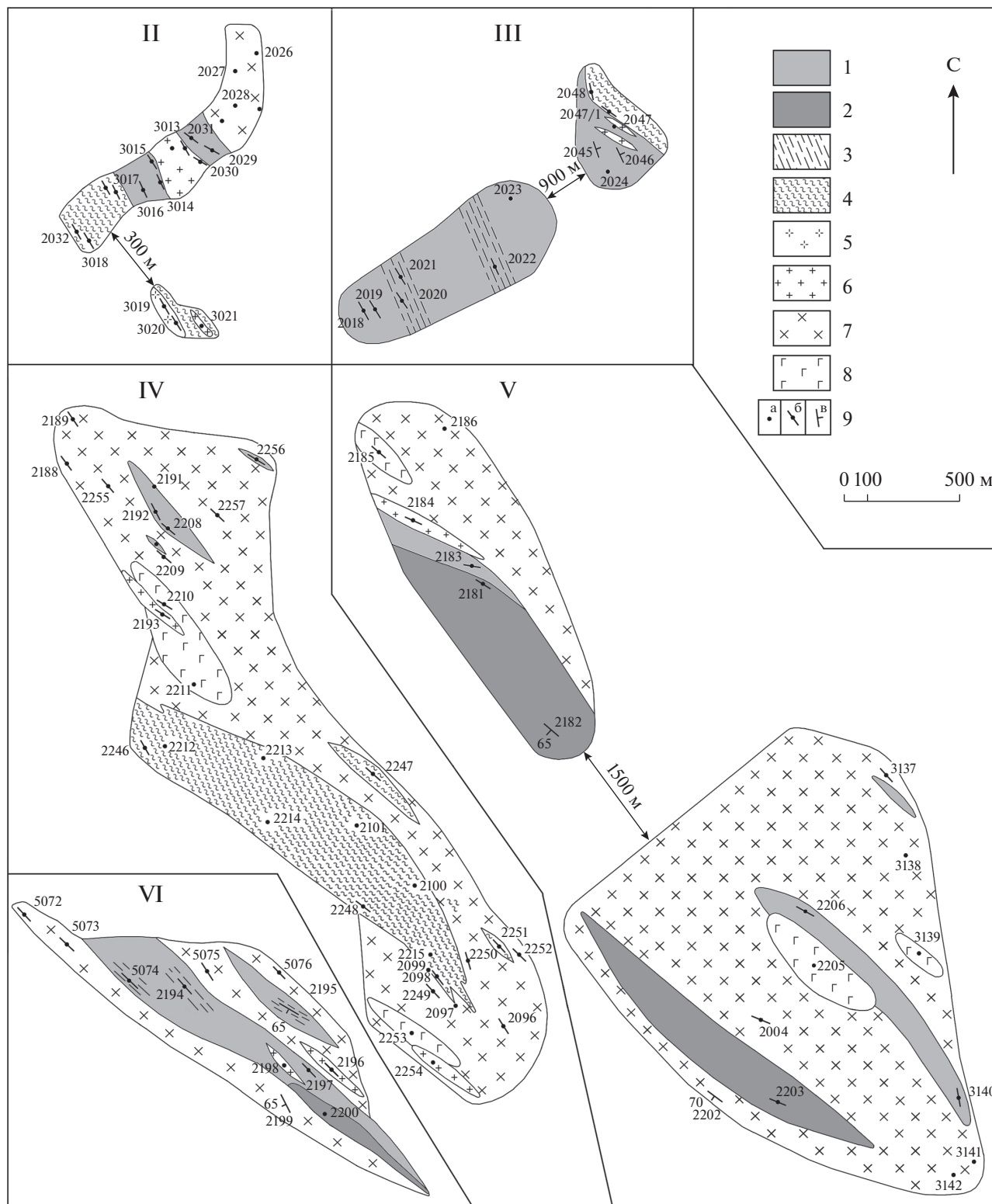


Рис. 4. Планы деталей участков № II–VI.

1 – метадациты и метаандезидациты; 2 – метаандезибазальты; 3 – области сильного расщепления пород; 4 – метасоматиты (амфибол-биотит-гранатовые, кварц-гранатовые, кварц-турмалиновые, амфибол-магнетит-гранат-кварцевые и другие сланцы и магнетитовые кварциты); 5 – риолит-порфиры; 6 – дайки лейкогранитов; 7 – гранитоиды; 8 – дайки габбро; 9 – точки обнажений, их номера и элементы залегания пород.

лосой метасоматически измененных пород и мало мощными линзами метавулканитов кислого и среднего состава, на востоке между озерами Нюк и Мельг (участки V и VI на рис. 1 и 4) – линзовидными телами метавулканитов средне-основного, среднего и кислого состава мощностью от 100 до 300 м.

В изученных разрезах не было обнаружено следов присутствия осадочных пород, которые можно сопоставить с породами юго-западной части Хедозеро-Большозерской структуры. Причина может крыться в сложности определения первичной природы полосчатых сланцев, утративших признаки своего происхождения из-за метасоматической переработки. Часть исследователей (Костомукшский..., 2015) относит полосчатые гнейсы к осадкам и считает членами разреза. Этот вопрос требует специального изучения и на сегодняшний день не может быть однозначно решен.

Предметом наших геохимических исследований являются слабо измененные вулканиты, магматическая природа которых не вызывает сомнений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для всех разновидностей вулканитов определялись концентрации главных (71 проба), редких и редкоземельных элементов (15 проб). U–Pb возраст получен для цирконов из 7 проб, в этих же породах определен изотопный состав Sm и Nd (4 пробы). Концентрации главных элементов определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP MS (относительная погрешность 5–10%) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Выделение акцессорных цирконов проведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Данные обработаны согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998), с использованием программ SQUID 1.12 (Ludwig, 2005a) и ISOPLOT/Ex 3.0 (Ludwig, 2005b). Pb/U отношения нормализованы к $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0665$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту 416.7 ± 1.30 млн лет (2σ) (Black et al., 2003).

Sm–Nd изотопные анализы выполнены в ИГГД РАН. 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 ± 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 $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 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 современные значения: $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$. Двустадийные Nd-модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ рассчитаны в соответствии с моделью (Keto, Jacobsen, 1987).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

По содержанию кремнезема вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры можно разделить на две группы. Первая представлена более основными лавами (андезибазальтами и андезитами) с содержанием SiO_2 54.83–58.32 мас. %, вторая более кислыми породами – дацитами и андезидацитами с SiO_2 60.47–70.29 мас. % (рис. 5, табл. 1). На бинарных диаграммах составы обеих групп образуют единые тренды и имеют высокие содержания Al_2O_3 (14.38–19.82 мас. %) и в целом повышенные концентрации Na_2O (1.86–5.4 мас. %) (рис. 6, табл. 1). Содержания K_2O варьируют преимущественно от 0.62 до 3.62 мас. %, что позволяет отнести их к умеренно- и высококалийевым лавам (рис. 5). По соотношению щелочей проанализированные вулканиты имеют натровую, в меньшей степени калий-натровую специфику с отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 0.3 до 1 (редко встречаются аномальные более высокие значения, связанные, скорее всего, с вторичной переработкой) (табл. 1). Вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры принадлежат известково-щелочной серии, имеют умеренно- и высокоглиноземистый характер ($\text{ASI} = 0.68–1.34$) и относятся к магнезиальным ($\text{Mg}\# = 0.23–0.58$) (рис. 7, табл. 1).

Характерной особенностью рассматриваемых вулканитов являются повышенные содержания крупноионных литофильных элементов Sr (244–888 мкг/г), Ba (212–1225 мкг/г), Th (1–12 мкг/г) и U (0.67–2.39 мкг/г), низкие концентрации высокозарядных элементов Y (5–12 мкг/г), Zr (45–153 мкг/г), Hf (1.5–4.4 мкг/г), Nb (3–6 мкг/г), Ta (0.17–0.66 мкг/г), тяжелых РЗЭ и высокие Sr/Y отношения (15–180) (табл. 1). Спектры распределения элементов-примесей умеренно дифферен-

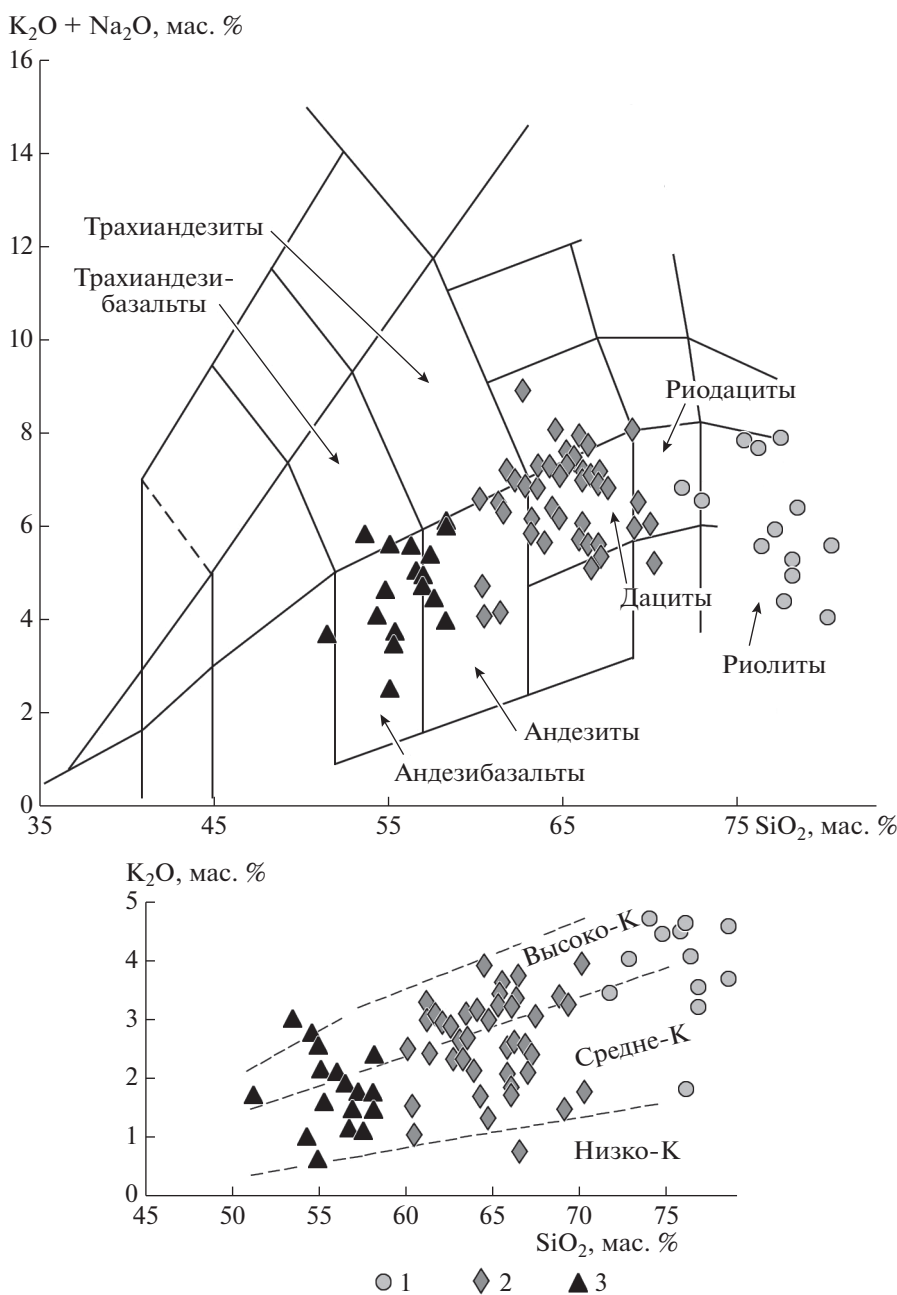


Рис. 5. Положение составов metavулканитов Хедозеро-Большозерской структуры на диаграмме TAS (Le Maitre et al., 1989) и на диаграмме SiO₂-K₂O. 1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса.

цированные ($La_N/Lu_N = 7-21$) с выраженными ниобиевыми минимумами (рис. 8).

Секущие толщ вулканитов ультракислые дайки кварц-плаггиоклазовых порфиров по химическому составу соответствуют риолитам (рис. 5). На бинарных диаграммах по большинству петрогенных элементов (Al, Fe, Mg, Ca и Na) они образуют самостоятельные тренды, не совпадающие с таковыми полей вулканитов разреза (рис. 6). Рио-

литы являются существенно калиевыми породами ($K_2O/Na_2O = 1-6$), принадлежат известково-щелочной серии, представлены высокоглиноземистыми разностями ($ASI = 1.25-1.61$) и являются магнезиальными ($Mg\# = 0.34-0.44$) (рис. 7, табл. 1). Они имеют средне дифференцированные спектры распределения редких и редкоземельных элементов с $La_N/Lu_N = 11-19$ с четкими Eu-, Nb-, Ti-, Ba- и Sr-минимумами (рис. 8).

Таблица 1. Представительные составы метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры и шурловарской свиты контоксской серии Костомукшского зеленокаменного пояса

Компоненты	Образец									
	метаандезиты и метаандезибазальты						метадациты и метаандезидациты			
	148/1	42	2003	22	2013*	26	76а	2024	2021	2023
SiO ₂	54.83	55.11	55.41	56.94	57.73	58.32	60.47	62.34	63.23	64.84
TiO ₂	0.72	0.86	0.59	0.72	0.66	0.74	0.83	0.66	0.76	0.52
Al ₂ O ₃	16.86	16.16	14.38	15.17	15.90	16.24	17.83	17.39	19.82	15.18
Fe ₂ O ₃	12.27	12.53	10.97	9.96	7.62	9.13	9.54	5.62	4.69	5.08
MnO	0.13	0.11	0.18	0.11	0.14	0.14	0.33	0.09	0.06	0.08
MgO	5.03	4.63	6.57	4.76	5.49	4.45	2.45	2.36	1.26	3.49
CaO	6.60	9.18	8.24	8.24	8.05	5.65	4.74	4.56	4.37	3.77
Na ₂ O	1.87	1.86	2.08	3.74	3.27	4.57	3.18	4.03	3.16	4.03
K ₂ O	2.74	0.62	1.58	1.14	1.13	1.48	1.54	2.96	2.65	3.00
K ₂ O/Na ₂ O	1.47	0.33	0.76	0.31	0.34	0.32	0.48	0.73	0.84	0.74
Mg#	0.45	0.42	0.54	0.49	0.59	0.49	0.34	0.45	0.35	0.58
ASI	0.94	0.80	0.72	0.68	0.76	0.84	1.16	0.97	1.25	0.91
Ba	668		320		306		622	750		762
Rb	109		65		42		73	113		101
Sr	244		354		653		380	572		423
Zr	81		45		75		177	96		79
Hf			1.53		2.44			2.95		2.21
Y	16		10		12		23	10		9
Nb	5		3		3		8	5		5
Ta			0.17		0.22			0.33		0.36
Cr	461		842		254		456	25		112
Ni	51		148		48		106	9		46
Co	45		39		20		34	12		18
V	189		235		138		136	113		96
La			13.5		15			32.8		24.4
Ce			31.9		35.7			78.9		51.3
Pr			4.2		4.8			9		5.8
Nd			13		18.1			29.5		17.9
Sm			3.3		3			5.2		4
Eu			0.85		1.01			1.47		1.29
Gd			2.2		2.5			3.2		2.6
Tb			0.34		0.32			0.41		0.36
Dy			2.6		2.5			3.1		2.2
Ho			0.48		0.49			0.46		0.31
Er			1		1.19			0.99		0.82
Tm			0.16		0.17			0.13		0.15
Yb			1.6		1.3			1.5		1.2
Lu			0.22		0.21			0.19		0.14
Th	1		1.9		2		8	5.7		4.4
U			0.67		0.73			1.63		1.56
ΣP3Э			75		86			167		113
La _N /Lu _N			7		8			19		19
Eu/Eu*			0.98		1.14			1.11		1.21
Sr/Y	15		35		54		17	57		47

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	Образец									
	метадациты и метаандезидациты									
	2029*	2036	2076	3022	5074*	2074*	2105	2043	2017/1	2077
SiO ₂	65.41	65.48	65.65	66.05	66.11	66.28	66.42	66.45	67.04	67.06
TiO ₂	0.53	0.53	0.56	0.55	0.75	0.53	0.61	0.50	0.42	0.55
Al ₂ O ₃	16.60	16.39	16.63	18.22	17.66	16.42	14.50	16.76	15.77	16.26
Fe ₂ O ₃	4.73	4.47	4.44	3.57	4.84	4.47	7.29	4.18	7.64	4.63
MnO	0.08	0.07	0.06	0.05	0.00	0.07	0.00	0.07	0.20	0.07
MgO	2.21	2.20	2.09	1.28	1.01	1.85	3.21	1.84	1.14	2.01
CaO	3.18	3.42	3.13	3.13	3.97	3.44	2.88	3.22	2.22	2.55
Na ₂ O	4.03	4.02	3.82	5.41	4.25	3.73	2.96	3.63	3.03	4.78
K ₂ O	3.23	3.42	3.62	1.72	1.83	3.21	2.61	3.34	2.54	2.09
K ₂ O/Na ₂ O	0.80	0.85	0.95	0.32	0.43	0.86	0.88	0.92	0.84	0.44
Mg#	0.48	0.49	0.48	0.42	0.29	0.45	0.47	0.47	0.23	0.46
ASI	1.05	1.00	1.05	1.11	1.10	1.04	1.13	1.09	1.34	1.11
Ba	941			519	719	739	433			552
Rb	106			81	120	153	144			82
Sr	527			578	419	488	392		303	303
Zr	153			105	180	92	125		89	89
Hf	4.36			2.95	4.87	2.77	3.32			2.72
Y	11			10	15	10	14			10
Nb	6			5	9	6	5			6
Ta	0.53			0.66	0.54	0.52	0.33			0.52
Cr	30			40	44	29	220			29
Ni	11			15	34	13	80			10
Co	11			5	14	11	27			10
V	77			50	95	96	125			83
La	32.7			16.2	31.4	36.5	20.2			34.5
Ce	70.8			34	71	77	42.3			75.2
Pr	8.4			4	8.3	8.5	5			8.6
Nd	27.8			14.7	31.8	25.9	19.1			25.9
Sm	4.7			3	5.5	4.6	3.7			5
Eu	1.13			0.91	1.33	1.24	0.97			1.19
Gd	3.4			2.5	4.2	3.1	3.3			3.2
Tb	0.44			0.37	0.56	0.38	0.49			0.39
Dy	2.4			1.8	2.9	2.6	2.8			2.5
Ho	0.5			0.38	0.52	0.4	0.53			0.41
Er	1.05			0.91	1.41	0.88	1.46			0.88
Tm	0.15			0.17	0.19	0.14	0.21			0.12
Yb	1.2			1.2	1.1	1.3	1.3			1.2
Lu	0.21			0.17	0.16	0.21	0.19			0.22
Th	7.9			5.1	7.7	7.5	5.8			7.4
U	2.39			1.89	1.62	1.52	1.7			2.38
ΣP3Э	155			80	160	163	102			159
La _N /Lu _N	17			10	21	19	11			17
Eu/Eu*	0.87			1.01	0.85	1.01	0.85			0.91
Sr/Y	48			58	29	49	28			30

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Образец								
	метадациты и метаандезидациты				дайки риолит-порфиров			метариолиты шурловарской свиты	
	3026	2030/1	2056	2059	2002/1	2001*	3014	1251*	5188
SiO ₂	69.01	69.40	69.11	70.29	76.34	77.46	78.11	75.00	69.90
TiO ₂	0.62	0.61	0.46	0.53	0.34	0.16	0.14	0.55	0.60
Al ₂ O ₃	16.25	16.50	18.32	14.84	14.36	13.69	13.92	12.14	14.62
Fe ₂ O ₃	3.43	3.36	2.13	4.80	1.09	0.45	1.20	3.91	3.96
MnO	0.04	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.06
MgO	1.09	1.17	0.86	2.01	0.40	0.18	0.32	1.77	1.92
CaO	1.50	2.43	3.12	2.32	1.89	0.20	1.06	3.10	3.70
Na ₂ O	4.68	3.24	4.46	3.41	3.72	3.12	1.94	2.58	3.87
K ₂ O	3.38	3.25	1.50	1.78	1.82	4.74	3.30	0.91	1.39
K ₂ O/Na ₂ O	0.72	1.00	0.34	0.52	0.49	1.52	1.70	0.35	0.36
Mg#	0.39	0.41	0.45	0.45	0.42	0.44	0.34	0.47	0.49
ASI	1.16	1.25	1.26	1.27	1.25	1.29	1.61	1.12	1.01
Ba	1160			212	372	377	277	419	273
Rb	80			107	105	171	127	34	42
Sr	350			273	421	43	36	223	207
Zr	125			112	182	99	87	176	130
Hf	3.85			3.17	5.65	3.06	3.27	4.60	3.02
Y	5			11	17	8	11	9	14
Nb	5			4	7	9	10	6	14
Ta	0.41			0.29	0.5	0.66	1.59	0.48	0.6
Cr	7			119	8	1	5	36	85
Ni	7			56	4	4	3	15	27
Co	5			16	2	0	1	9	11
V	40			75	10	3	5	47	75
La	27.7			33.5	54.3	21.5	38.9	7.49	15.7
Ce	65.5			72	120	38.4	72.2	33.2	40.4
Pr	7			7.4	11.4	5.3	7.5	1.9	4
Nd	25.2			28.3	40.8	14.6	25.8	6.2	13.5
Sm	4.5			4.4	7.6	3.1	4.5	1.3	2.3
Eu	1.21			1.27	0.94	0.49	0.31	0.61	0.72
Gd	3.1			2.9	4.8	1.8	3.7	1.2	2.7
Tb	0.34			0.44	0.67	0.28	0.44	0.16	0.35
Dy	1.3			2.9	3.8	2	2.1	1.3	2.5
Ho	0.19			0.51	0.62	0.31	0.39	0.27	0.5
Er	0.34			1.09	1.58	0.84	1.06	0.79	1.27
Tm	0.05			0.18	0.26	0.15	0.19	0.12	0.15
Yb	0.4			1.5	2	1.3	1.2	0.7	1.3
Lu	0.05			0.21	0.31	0.21	0.23	0.11	0.19
Th	9			3.3	8.8	10.1	11.7	8.3	6.5
U	2.29			1.27	2.45	2.35	2.37	1.12	1.51
ΣP3Э	137			157	249	90	158	55	86
La _N /Lu _N	59			17	19	11	18	7	9
Eu/Eu*	0.99			1.10	0.48	0.63	0.23	1.52	0.89
Sr/Y	70			25	25	5	3	25	15

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г. Все железо в виде Fe₂O₃; ASI (мол. %) = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O). (*) – геохронологические пробы. Mg# – магнезиальность.

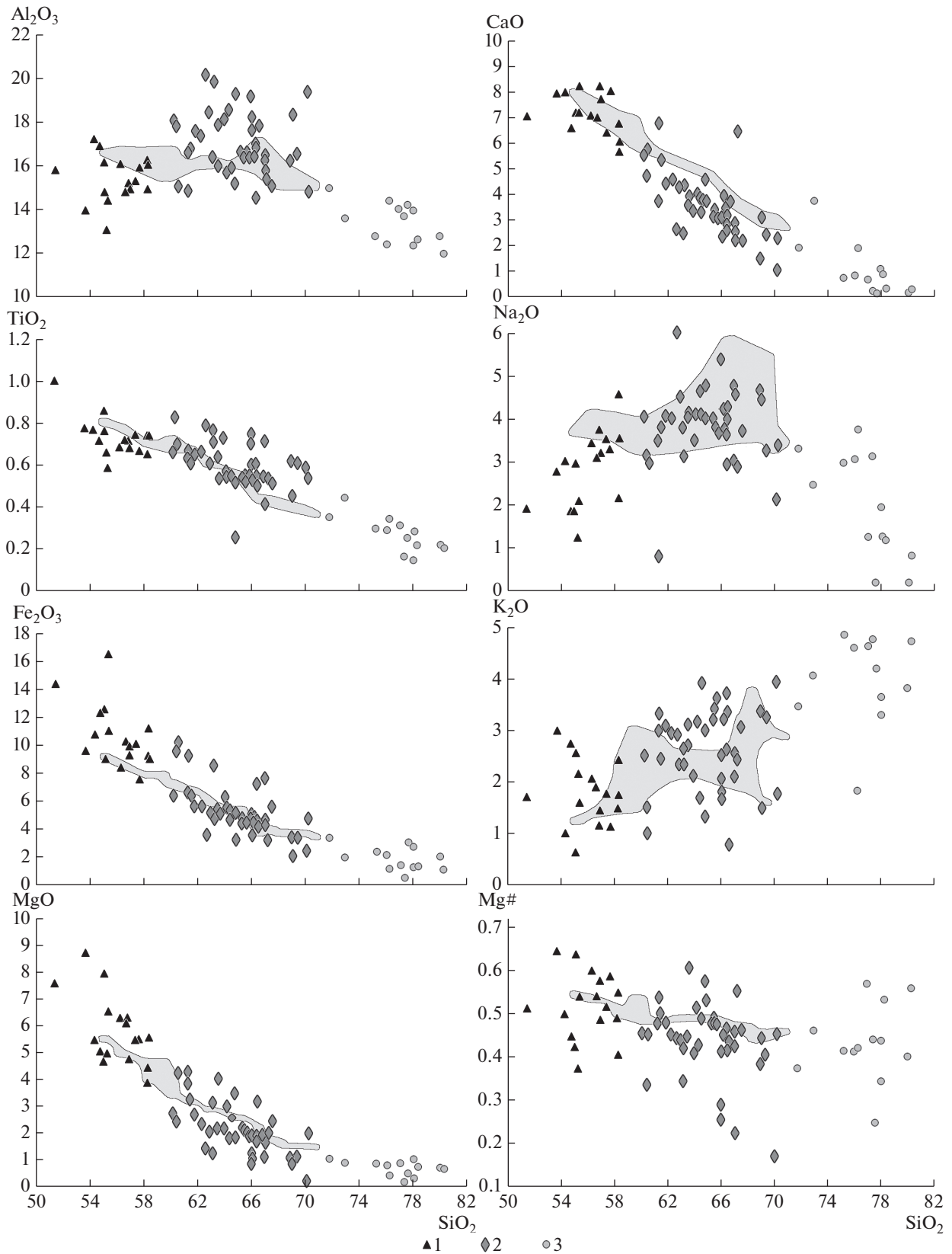


Рис. 6. Вариационные диаграммы (SiO_2 , мас. % – петрогенные оксиды, мас. %) для метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры. 1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса. Серым показано поле составов санукитоидов массивов Факторный и Таловейс Костомукшского района (Самсонов и др., 2004).

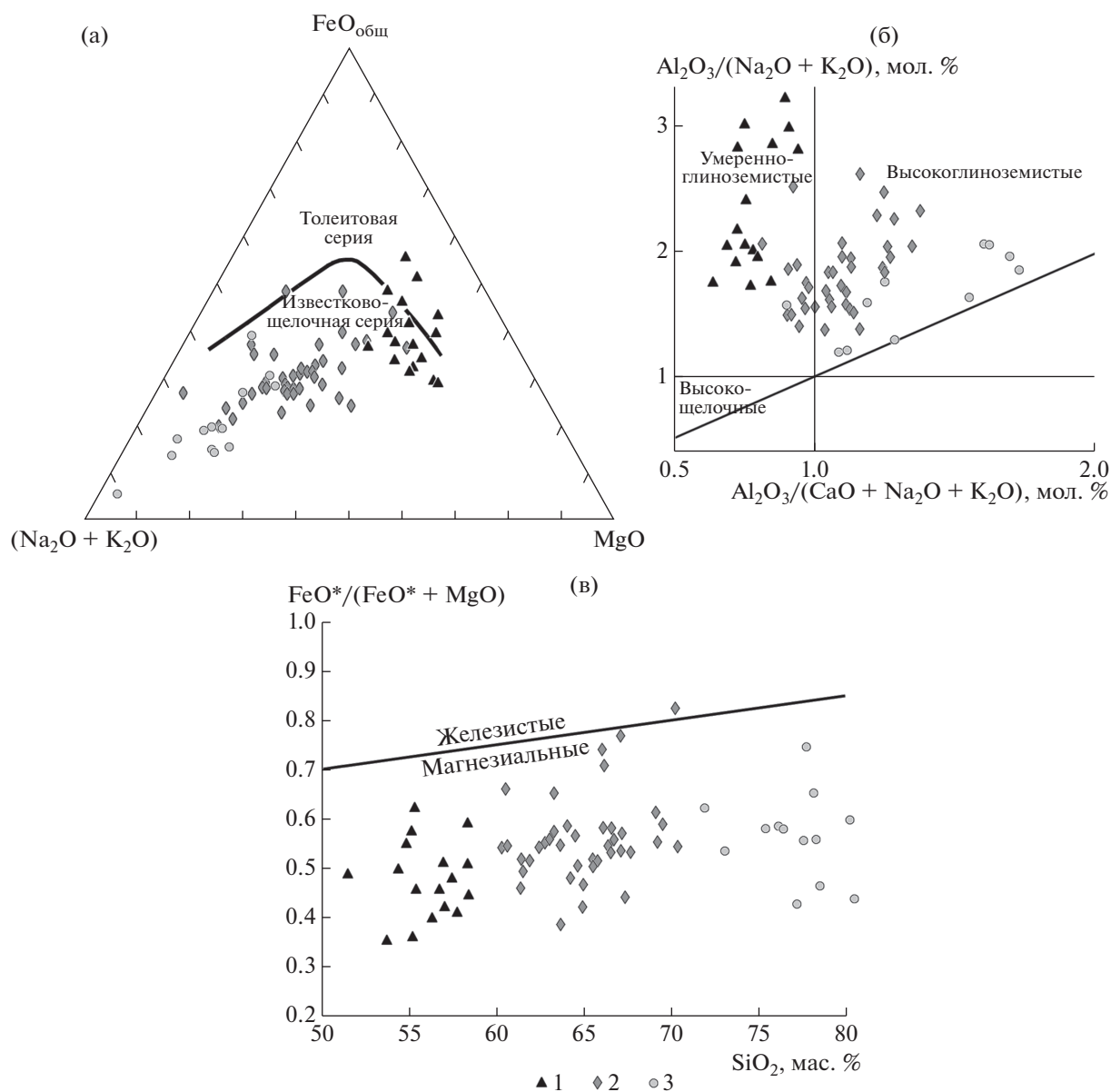


Рис. 7. Классификационные диаграммы для вулканитов Хедзеро-Большозерской структуры. (а) – диаграмма AFM (Irvine, Varagar, 1971); (б) – диаграмма $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar, Piccoli, 1989); (в) – диаграмма $FeO^*/(FeO^* + MgO) - SiO_2$ (Frost et al., 2001). Условные обозначения: 1 – метаандезибазалты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный возраст определен в 7 пробах цирконов. Места отбора проб показаны на рис. 1. Три пробы отобраны в пределах опорного разреза: из метадацита (проба 2074), метаандезибазальта (проба 2013) и дайки риолит-порфира (проба 2001). Остальные пробы отобраны из метадацитов южнее оз. Большозеро (проба 2029, участок II) и севернее оз. Ньюк (участок VI) (рис. 1). Кроме того, получены возрасты цирконов из метариодацита

шурловарской свиты контоксской серии Костомукшского зеленокаменного пояса (проба 1251) и из обрамляющих Хедзеро-Большозерскую структуру гранодиоритов (проба 8008). U–Pb данные приведены на рис. 9–12 и в табл. 2.

Метадацит лопийского супракрупного комплекса с реликтами порфировой текстуры (проба 2074). Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}17'27.4''$ с.ш., $31^{\circ}41'40.8''$ в.д.

Цирконы представлены желтовато-розовыми призматическими субидiomорфными кристалла-

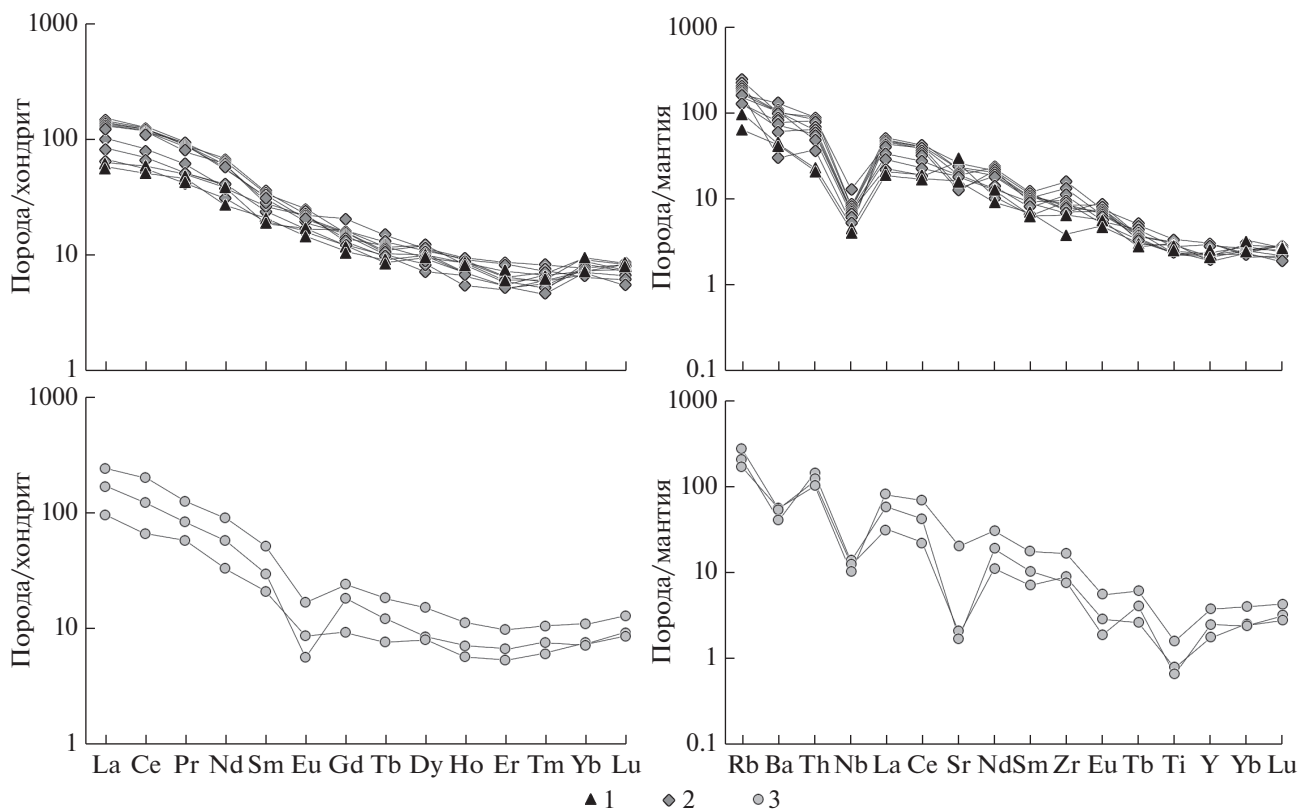


Рис. 8. Нормированные к хондриту и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах Хедозеро-Большозерской структуры. 1 – метаандезитбазальты, 2 – метадациты и метаандезитдациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса.

ми размером 150–300 мкм, с коэффициентом удлинения 2–4. Они имеют сравнительно низкую интенсивность в катодолуминесценции и плохо сохранившуюся осцилляторную зональность (рис. 9а) и характеризуются варьирующими концентрациями урана (60–594 мкг/г) и тория (44–236 мкг/г) и Th/U отношениями (0.52–0.87) (табл. 2). Перечисленные характеристики свойственны цирконам магматического происхождения, поэтому полученный по ним возраст можно считать временем кристаллизации пород.

Для 19 зерен циркона возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2703 ± 5 млн лет. Для 13 зерен получено аналогичное конкордантное значение 2703 ± 7 млн лет (рис. 9).

Метадацит лопийского супракrustального комплекса с реликтами порфировой текстуры (проба 2029). Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}09'36.3''$ с.ш., $31^{\circ}37'17.6''$ в.д.

Монофракция циркона представлена кристаллами, похожими на выделенные из предыдущей пробы: полупрозрачными, желтовато-розовыми, субидiomорфными, призматическими, размером от 200 до 450 мкм, с удлинением 2–4. Цирконам свойственна низкая степень свечения в катодолуминесценции и плохо сохранившаяся осцилляторная зональность (рис. 9б). Содержания U (142–361 мкг/г) и Th (74–240 мкг/г) умеренные, Th/U отношения 0.51–0.94 (табл. 2). По приведенным характеристикам циркон имеет магматическую природу и сформирован при кристаллизации пород.

U–Pb возраст, полученный для шестнадцати зерен циркона, составляет по верхнему пересечению дискордии с конкордией 2705 ± 6 млн лет (рис. 9б). Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, отвечает 2706 ± 5 млн лет (СКВО = 0.78).

Метаандезитбазальт лопийского супракrustального комплекса с реликтами порфировой текстуры (проба 2013). Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}17'37.8''$ с.ш., $31^{\circ}40'39.3''$ в.д.

Циркон представлен прозрачными бесцветными зернами изометричной и короткопризматической формы, среднего размера (100–150 мкм) и обломками кристаллов. В катодолуминесцентном изображении цирконы имеют секториальную зональность, в некоторых случаях наблюдаются реликты осцилляторной зональности (рис. 10а). Характерны преимущественно невысокие содер-

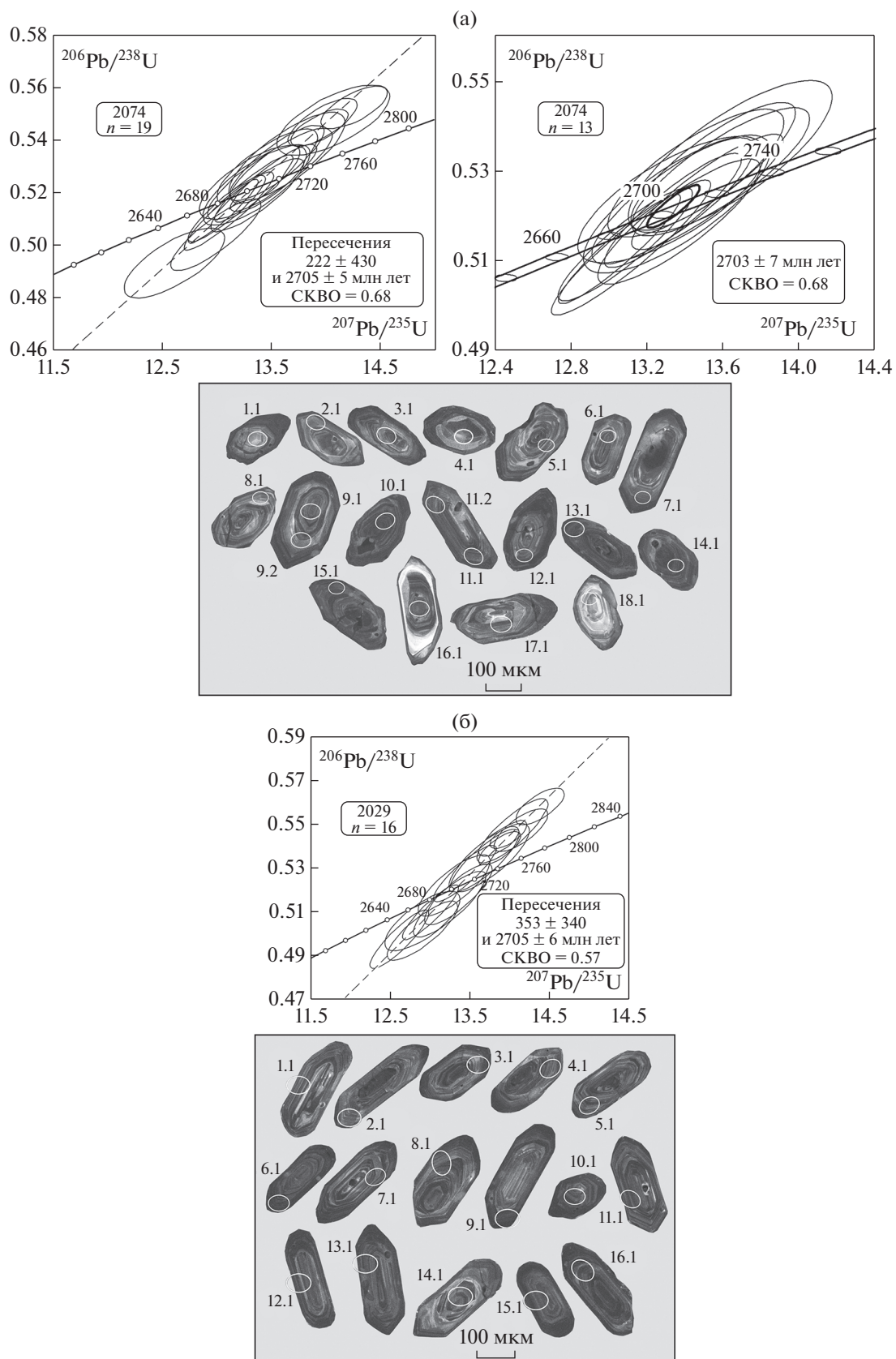


Рис. 9. График с конкордией для цирконов из метадацитов Хедозеро-Большозерской структуры и изображение цирконов в катодолуминесценции: а – проба 2074, б – проба 2029.

жания U (42–87 мкг/г), Th (12–38 мкг/г) и умеренные отношения Th/U (0.33–0.69) (табл. 2).

Дискордантный возраст кристаллизации пород, полученный по 12 зернам циркона, составляет 2705 ± 9 млн лет (рис. 10а). Такое же значение получено и при расчете средневзвешенного возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 2705 ± 9 млн лет (СКВО = 0.29).

Биотитовый гнейс по метадациту (проба 5074).

Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}33'28.9''$ с.ш., $31^{\circ}34'03.3''$ в.д.

Циркон представлен желтовато-розовыми призматическими субидiomорфными кристаллами размером 150–200 мкм, с коэффициентом удлинения 2–4. В катодолуминесценции зерна демонстрируют сложное внутреннее строение: в центре сохранились реликты тонкозональных структур, краевые части представлены темными незональными каймами, которые имеют различную ширину и в различной степени переработаны наложенными процессами (рис. 11).

Для 9 аналитических точек из центральных зон зерен по верхнему пересечению дискордии с конкордией рассчитан возраст 2712 ± 6 млн лет (рис. 11), аналогичное значение 2712 ± 6 млн лет (СКВО = 1.14) имеет и их средневзвешенный возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Для краевых частей получены два возрастных кластера; причем возрасты, рассчитанные по верхнему пересечению дискордии с конкордией, полностью совпадают со значениями средневзвешенных возрастов, вычисленных по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, и составляют 2661 ± 5 млн лет (по 5 точкам) и 2637 ± 6 млн лет (по 3 точкам). Внутри зерен циркона происходит перераспределение примесей U и Th. Центральные части имеют высокие содержания U (1601–6950 мкг/г) и Th (557–4938 мкг/г) и умеренные Th/U отношения (0.19–0.85) (табл. 2). В краевых частях повышаются концентрации U (до 9999 мкг/г), понижаются содержания Th (до 84 мкг/г) и уменьшаются Th/U отношения (до 0.02), что принято считать одним из признаков метаморфогенного циркона (Rubatto, 2002). Изученные породы претерпели преобразования в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации. Поскольку мы не занимались углубленным изучением метаморфических процессов в породах, мы не располагаем данными, позволяющими напрямую связывать возраст краевых частей цирконов с возрастом регионального метаморфизма. Можно лишь говорить о нарушении первичной U–Pb системы циркона на этапе 2661–2637 млн лет под действием термальных процессов.

Дайка риолит-порфира (проба 2001). Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}17'16.4''$ с.ш., $31^{\circ}41'08''$ в.д.

Аксессуарный циркон представлен светлыми прозрачными и полупрозрачными желтовато-розовыми зернами короткопризматической и изомет-

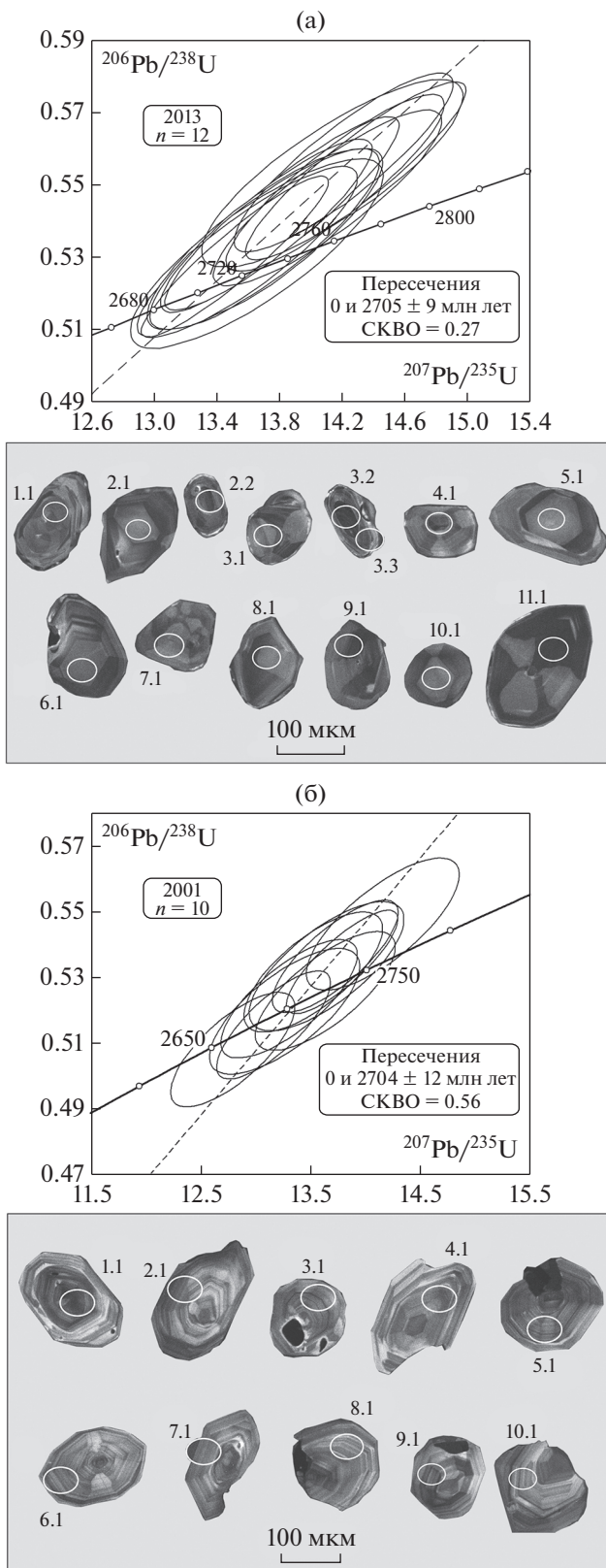


Рис. 10. График с конкордией для цирконов из метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры и изображение цирконов в катодолуминесценции: а – проба 2013 (метаандезитбазальты), б – проба 2001 (дайка риолит-порфира).

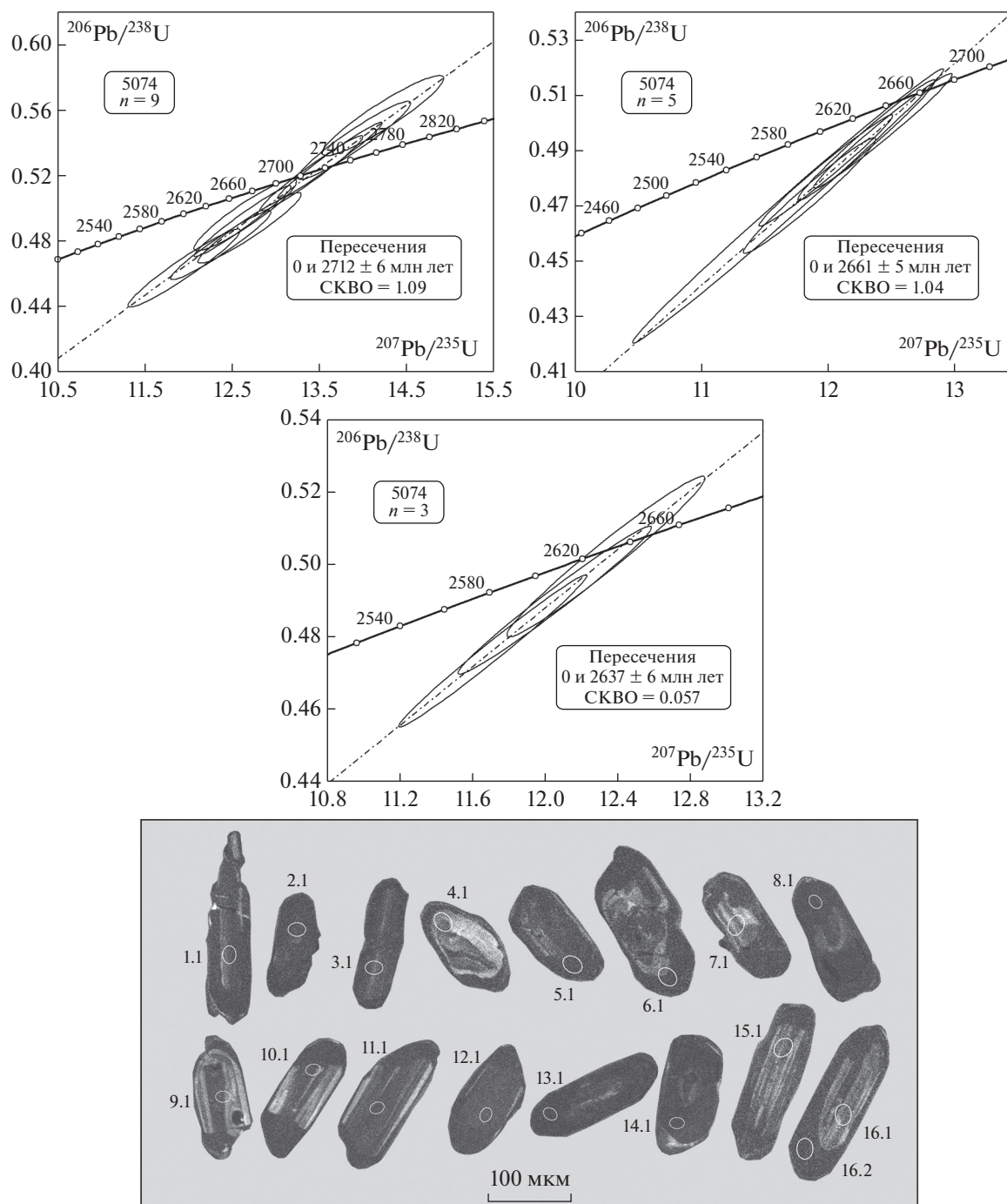


Рис. 11. График с конкордией для цирконов из метаосадочных пород Хедзеро-Большозерской структуры (проба 5074) и изображение цирконов в катодолуминесценции.

ричной формы, размером 100–150 мкм, с коэффициентом удлинения 1–1.5. Катодолуминесцентные изображения зерен демонстрируют хорошо сохранившуюся осцилляторную зональность, характерную для цирконов магматического происхождения (рис. 10б). Содержания U и Th умеренные (47–128 и 40–198 мкг/г соответственно), Th/U отношения 0.88–1.60.

По десяти зернам циркона получен discordantный возраст кристаллизации, составивший 2704 ± 12 млн лет (рис. 10б). Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, имеет такое же значение 2704 ± 12 млн лет (СКВО = 0.54).

Гранодиорит (проба 8008). Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}06'56.5''$ с.ш., $31^{\circ}39'59.7''$ в.д.,

юго-западное обрамление Хедозеро-Большозерской структуры, в 5 км к западу от оз. Тикшозеро (рис. 1б).

Порода состоит из крупных зерен плагиоклаза, микроклина и средних размеров пластинок биотита (до 10%). В интерстициях присутствуют агрегаты более мелких зерен кварца. Характерно небольшое количество мелкого эпидота, тяготеющего к скоплениям биотита. Полевые шпаты сосюритизированы. Структура гипидиоморфнозернистая.

Монофракция циркона представлена коричневыми субидiomорфными призматическими кристаллами размером 150–250 мкм, с коэффициентом удлинения 1.5–3. Циркон имеет низкую степень свечения в катодолюминесценции и плохо сохранившиеся реликты осцилляторной зональности (рис. 12а). Характерны средние концентрации U (128–328 мкг/г) и Th (103–207 мкг/г) и умеренные Th/U отношения (0.52–1.06) (табл. 2).

U–Pb возраст цирконов из гранитов, полученный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, составляет 2700 ± 10 млн лет (рис. 12а).

Метариолит шурловарской свиты (проба 1251). Координаты места отбора пробы: $64^{\circ}46'2.9''$ с.ш., $30^{\circ}38'36.6''$ в.д., северо-восточное окончание Костомукшской структуры, приблизительно в 4 км к западу от оз. Корпанга.

Порода представляет собой тонкозернистый биотитовый гнейс по риолиту, состоит из кристаллобластных зерен плагиоклаза и кварца и подчиненного количества пластинок биотита (7–10%) размером менее 0.5 мм. В локальных участках биотит хлоритизирован. Структура лепидогранобластовая, текстура массивная, слабосланцеватая.

Проанализированный циркон представлен призматическими кристаллами размером 150–200 мкм, с коэффициентом удлинения 2–3.5. Циркон имеет низкую степень свечения в катодолюминесценции и плохо сохранившиеся реликты осцилляторной зональности (рис. 12б), характеризуется средними концентрациями U (232–467 мкг/г), Th (87–187 мкг/г) и Th/U отношениями (0.34–0.66).

Дискордантный возраст циркона, рассчитанный по 4 аналитическим точкам, составил 2800 ± 10 млн лет (рис. 12б). Такое же значение получено при определении средневзвешенного возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 2800 ± 10 млн лет (СКВО = 0.23).

Sm–Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Sm–Nd система изучена в дацитах, андезибальте и в дайке риолит-порфира. Полученные данные приведены в табл. 3 и на рис. 13а.

Метадациты имеют сходные Sm–Nd изотопные характеристики. Для них характерны относи-

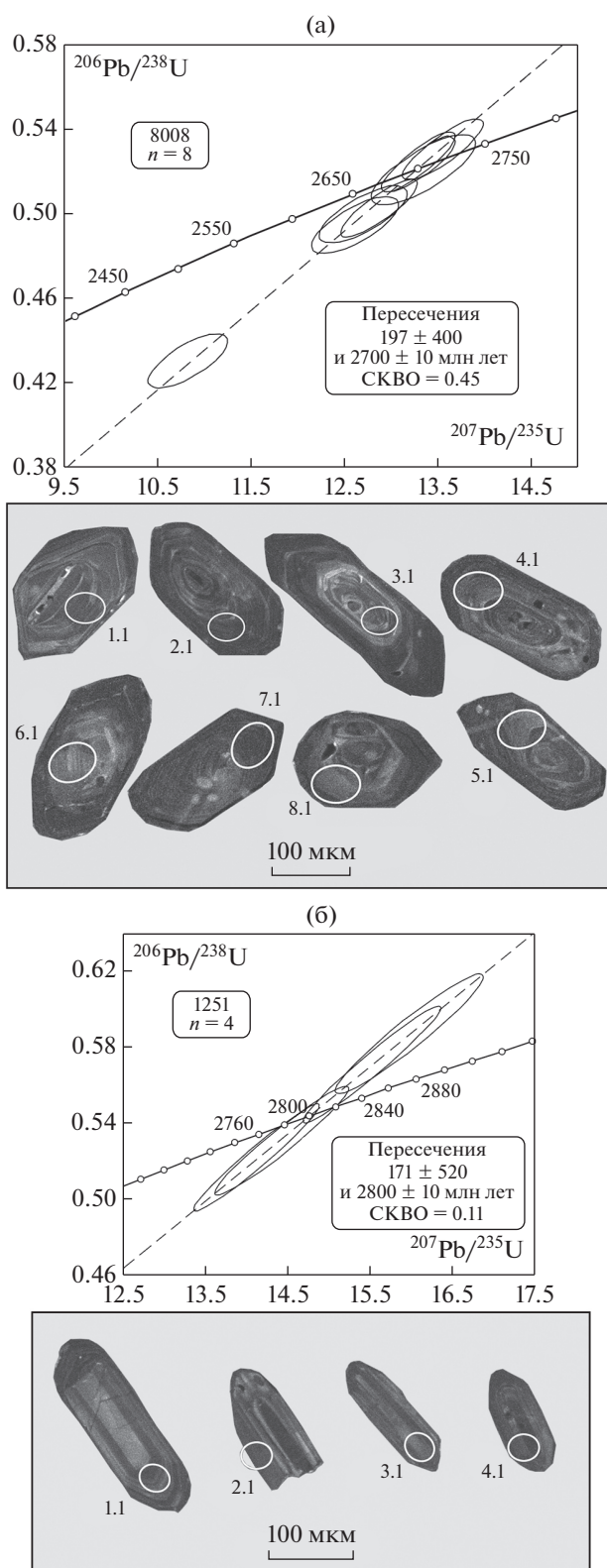


Рис. 12. График с конкордией для цирконов из (а) обрамляющих вулканогенную толщу Хедозеро-Большозерской структуры гранодиоритов (проба 8008) и (б) кислых метавулканитов шурловарской свиты контоксской серии (проба 1251) и изображение цирконов в катодолюминесценции.

Таблица 2. U—Pb изотопные данные для цирконов из пород Хедозеро-Большозерской и Костомукшской структур

Зерно-точка	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) возраст, млн лет	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, млн лет	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (погрешность в %)	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (погрешность в %)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (погрешность в %)	Rho
Хедозеро-Большозерская структура												
Метаалит (проба 2074)												
2074_1.1	0.02	165	139	0.87	74.3	2715 ± 24	2695 ± 16	-1	13.33 ± 1.5	0.5236 ± 1.1	0.1848 ± 1	0.735
2074_2.1	0.09	135	96	0.73	60.7	2713 ± 25	2697 ± 12	-1	13.34 ± 1.3	0.5233 ± 1.1	0.1857 ± 0.7	0.836
2074_3.1	0.05	247	186	0.78	112	2722 ± 23	2713 ± 9	0	13.52 ± 1.2	0.5253 ± 1	0.1871 ± 0.5	0.886
2074_4.1	0.12	72	39	0.56	33.1	2755 ± 29	2703 ± 17	-2	13.64 ± 1.6	0.5332 ± 1.3	0.1866 ± 1	0.784
2074_5.1	0.23	188	111	0.61	81.5	2629 ± 24	2717 ± 11	3	12.99 ± 1.3	0.5035 ± 1.1	0.1892 ± 0.6	0.849
2074_6.1	0.09	172	144	0.86	76.9	2694 ± 25	2715 ± 11	1	13.37 ± 1.3	0.5187 ± 1.1	0.1877 ± 0.6	0.865
2074_7.1	0.11	148	93	0.65	67.5	2746 ± 25	2699 ± 12	-2	13.55 ± 1.3	0.5310 ± 1.1	0.1861 ± 0.7	0.837
2074_8.1	0.28	101	48	0.49	45.7	2710 ± 27	2702 ± 16	0	13.36 ± 1.5	0.5226 ± 1.2	0.1879 ± 0.8	0.783
2074_9.1	0.61	164	93	0.58	75.4	2739 ± 24	2693 ± 14	-2	13.46 ± 1.4	0.5295 ± 1.1	0.1898 ± 0.7	0.796
2074_9.2	0.04	233	151	0.67	109	2668 ± 21	2705 ± 9	-3	13.94 ± 0.8	0.5443 ± 0.5	0.1861 ± 0.6	0.692
2074_10.1	0.01	594	351	0.61	262	2583 ± 23	2697 ± 6	1	13.06 ± 1	0.5126 ± 1	0.1849 ± 0.4	0.939
2074_11.1	0.24	264	149	0.59	112	2704 ± 22	2704 ± 17	5	12.61 ± 1.5	0.4928 ± 1.1	0.1877 ± 1	0.720
2074_11.2	0.07	186	102	0.57	87.4	2669 ± 27	2702 ± 10	-4	13.97 ± 0.9	0.5464 ± 0.7	0.1861 ± 0.6	0.739
2074_12.1	0.18	167	120	0.75	76.2	2672 ± 23	2708 ± 13	-1	13.59 ± 1.4	0.5298 ± 1.1	0.1877 ± 0.7	0.826
2074_13.1	0.07	382	203	0.55	171	2741 ± 25	2703 ± 8	0	13.34 ± 1.1	0.5212 ± 1	0.1862 ± 0.5	0.899
2074_14.1	0.01	406	236	0.60	179	2801 ± 12	2703 ± 8	1	13.12 ± 1.3	0.5129 ± 1.2	0.1856 ± 0.5	0.935
2074_15.1	0.00	371	213	0.59	164	2963 ± 12	2697 ± 8	1	13.09 ± 1.1	0.5136 ± 1	0.1848 ± 0.5	0.907
2074_16.1	0.06	269	137	0.52	135	2834 ± 14	2798 ± 8	-6	15.81 ± 0.7	0.5836 ± 0.5	0.1971 ± 0.5	0.705
2074_17.1	0.11	177	89	0.52	84.2	2814 ± 23	2719 ± 10	-4	14.26 ± 0.9	0.5521 ± 0.6	0.1884 ± 0.6	0.693
2074_18.1	0.06	60	44	0.76	28.3	2810 ± 15	2711 ± 18	-4	14.07 ± 0.5	0.5473 ± 1	0.1870 ± 1.1	0.679
Метаалит (проба 2029)												
2029_1.1	0.22	142	100	0.73	65.3	2761 ± 26	2712 ± 14	-2	13.75 ± 1.5	0.5346 ± 1.2	0.1866 ± 0.9	0.804
2029_2.1	0.07	150	74	0.51	64.6	2619 ± 25	2715 ± 13	4	12.91 ± 1.4	0.5012 ± 1.1	0.1869 ± 0.8	0.825
2029_3.1	0.01	308	188	0.63	132	2602 ± 23	2690 ± 9	3	12.62 ± 1.2	0.4974 ± 1.1	0.1840 ± 0.6	0.887
2029_4.1	0.15	146	129	0.91	63.7	2638 ± 25	2700 ± 17	2	12.91 ± 1.5	0.5057 ± 1.1	0.1852 ± 1	0.743
2029_5.1	0.04	189	120	0.65	88.9	2813 ± 25	2708 ± 12	-4	14.04 ± 1.3	0.5470 ± 1.1	0.1861 ± 0.7	0.841
2029_6.1	0.00	361	240	0.69	158	2656 ± 22	2699 ± 8	2	13.01 ± 1.1	0.5097 ± 1	0.1851 ± 0.5	0.900
2029_7.1	0.18	185	114	0.64	82.5	2690 ± 24	2717 ± 12	1	13.36 ± 1.3	0.5179 ± 1.1	0.1872 ± 0.7	0.832
2029_8.1	0.13	162	99	0.63	71.7	2671 ± 26	2718 ± 13	2	13.25 ± 1.4	0.5135 ± 1.2	0.1872 ± 0.8	0.839
2029_9.1	0.02	305	167	0.57	138	2731 ± 23	2696 ± 9	-1	13.44 ± 1.2	0.5274 ± 1	0.1848 ± 0.5	0.886

Таблица 2. Продолжение

Зерно_ точка	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, млн лет	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (погрешность в %)	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (погрешность в %)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (погрешность в %)	Rho
Мегалит (проба 2029)												
2029_10.1	0.35	213	159	0.77	96	2708 ± 24	2698 ± 14	0	13.31 ± 1.4	0.522 ± 1.1	0.1850 ± 0.8	0.798
2029_11.1	0.10	190	144	0.78	87.3	2755 ± 25	2709 ± 11	-2	13.69 ± 1.3	0.5333 ± 1.1	0.1863 ± 0.7	0.850
2029_12.1	0.00	193	94	0.51	90.5	2814 ± 17	2720 ± 11	-3	14.15 ± 1	0.5473 ± 0.7	0.1875 ± 0.7	0.745
2029_13.1	0.01	264	185	0.72	123	2780 ± 13	2703 ± 9	-3	13.87 ± 0.8	0.5422 ± 0.5	0.1855 ± 0.5	0.689
2029_14.1	0.02	169	153	0.94	80.9	2806 ± 11	2715 ± 10	-5	14.39 ± 0.9	0.5582 ± 0.6	0.1869 ± 0.6	0.696
2029_15.1	0.00	282	139	0.51	132	2793 ± 11	2708 ± 8	-3	13.99 ± 0.7	0.5453 ± 0.5	0.1861 ± 0.5	0.707
2029_16.1	0.01	259	176	0.70	120	2859 ± 14	2714 ± 8	-2	13.88 ± 0.8	0.5391 ± 0.6	0.1868 ± 0.5	0.747
Мегалитизит (проба 2013)												
2013_1.1	0.11	56	22	0.41	26.6	2778 ± 40	2789 ± 16	-2	15.00 ± 2.1	0.5560 ± 1.8	0.1964 ± 1	0.879
2013_2.1	0.06	42	13	0.33	19.3	2793 ± 46	2706 ± 20	-2	13.72 ± 2.2	0.5350 ± 1.9	0.1864 ± 1.2	0.847
2013_2.2	0.13	75	34	0.47	34.9	2742 ± 38	2696 ± 15	-3	13.82 ± 2.2	0.5420 ± 2	0.1860 ± 0.9	0.913
2013_3.1	0.02	71	28	0.40	33.8	2840 ± 45	2712 ± 15	-4	14.16 ± 2	0.5504 ± 1.8	0.1867 ± 0.9	0.888
2013_3.2	0.61	273	182	0.69	121	2850 ± 41	2811 ± 9	6	13.98 ± 1.7	0.5114 ± 1.6	0.2035 ± 0.5	0.952
2013_3.3	0.36	87	32	0.38	41.6	2748 ± 41	2702 ± 16	-5	14.21 ± 2	0.5560 ± 1.8	0.1887 ± 0.9	0.881
2013_4.1	0.07	85	38	0.47	40.4	2763 ± 43	2718 ± 14	-4	14.29 ± 2	0.5537 ± 1.8	0.1879 ± 0.8	0.906
2013_5.1	0.21	36	12	0.33	17.3	2763 ± 42	2700 ± 22	-5	14.14 ± 2.4	0.5530 ± 1.9	0.1871 ± 1.3	0.827
2013_6.1	0.02	53	18	0.36	24.2	2748 ± 44	2703 ± 17	-2	13.60 ± 2.1	0.5315 ± 1.8	0.1857 ± 1	0.868
2013_7.1	0.02	58	25	0.44	27.5	2827 ± 41	2719 ± 16	-3	14.11 ± 2.1	0.5463 ± 1.8	0.1876 ± 1.0	0.876
2013_8.1	0.04	35	16	0.47	16	2840 ± 41	2710 ± 23	-1	13.66 ± 2.4	0.5310 ± 2	0.1867 ± 1.4	0.819
2013_9.1	0.05	76	24	0.33	35.1	2810 ± 41	2695 ± 15	-3	13.72 ± 2	0.5387 ± 1.8	0.1851 ± 0.9	0.892
2013_10.1	0.18	44	16	0.39	20.3	2852 ± 42	2704 ± 20	-2	13.70 ± 2.2	0.5350 ± 1.9	0.1873 ± 1.1	0.844
2013_11.1	0.04	146	66	0.47	66.7	2663 ± 36	2698 ± 11	-2	13.52 ± 1.8	0.5302 ± 1.7	0.1854 ± 0.7	0.932
Мегалит (проба 5074)												
5074-1.1	0.04	6950	4938	0.73	3160	2740 ± 39	2712 ± 6	-1	13.62 ± 1.8	0.5296 ± 1.8	0.1865 ± 0.4	0.980
5074-2.1	0.04	5285	992	0.19	2240	2581 ± 37	2706 ± 7	5	12.62 ± 1.8	0.4925 ± 1.8	0.1858 ± 0.4	0.974
5074-3.1	0.07	4121	2240	0.56	1730	2563 ± 37	2730 ± 10	6	12.70 ± 1.9	0.4883 ± 1.8	0.1886 ± 0.6	0.950
5074-4.1	0.11	2300	557	0.25	1070	2791 ± 42	2707 ± 10	-3	13.90 ± 1.9	0.5419 ± 1.8	0.1861 ± 0.6	0.951
5074_5.1	0.04	8361	123	0.02	3550	2587 ± 38	2661 ± 6	3	12.31 ± 1.8	0.4938 ± 1.8	0.1808 ± 0.3	0.983
5074_6.1	0.03	8982	163	0.02	3840	2601 ± 37	2667 ± 5	3	12.44 ± 1.8	0.4971 ± 1.7	0.1815 ± 0.3	0.983
5074_7.1	0.03	1601	683	0.44	766	2854 ± 43	2701 ± 12	-5	14.23 ± 1.9	0.5570 ± 1.8	0.1853 ± 0.7	0.930
5074_8.1	0.02	5970	84	0.01	2580	2623 ± 38	2636 ± 6	0	12.33 ± 1.8	0.5021 ± 1.8	0.1782 ± 0.4	0.977
5074-9.1	0.11	3193	1626	0.53	1310	2517 ± 38	2724 ± 9	8	12.37 ± 1.9	0.4777 ± 1.8	0.1879 ± 0.5	0.960

Таблица 2. Окончание

Зерно_точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	(1) возраст, млн лет	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, млн лет	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (погрешность в %)	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (погрешность в %)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (погрешность в %)	Rho
Металлит (проба 5074)												
5074_10.1	0.05	5586	847	0.16	2270	2500 ± 37	2667 ± 7	7	11.86 ± 1.8	0.4738 ± 1.8	0.1816 ± 0.4	0.977
5074_11.1	0.02	6093	2872	0.49	2600	2598 ± 38	2696 ± 12	4	12.65 ± 1.8	0.4963 ± 1.8	0.1848 ± 0.7	0.928
5074-12.1	0.05	4623	3781	0.85	2070	2707 ± 40	2711 ± 7	0	13.41 ± 1.8	0.5218 ± 1.8	0.1864 ± 0.4	0.972
5074_13.1	—	8907	168	0.02	3690	2540 ± 37	2653 ± 5	4	11.99 ± 1.8	0.4828 ± 1.7	0.1800 ± 0.3	0.985
5074_14.1	0.01	9999	229	0.02	5270	2510 ± 36	2638 ± 4	5	11.71 ± 1.8	0.4761 ± 1.8	0.1784 ± 0.3	0.989
5074-15.1	0.18	2294	1019	0.46	916	2456 ± 42	2715 ± 10	11	11.95 ± 2.2	0.4638 ± 2.1	0.1869 ± 0.6	0.959
5074_16.1	0.15	5550	4880	0.91	2240	2482 ± 89	2657 ± 7	7	11.69 ± 4.3	0.4700 ± 4.3	0.1805 ± 0.4	0.995
5074_16.2	0.01	9992	188	0.02	4210	2571 ± 37	2637 ± 5	3	12.05 ± 1.8	0.4901 ± 1.7	0.1783 ± 0.3	0.984
Дайка риолит-порфира (проба 2001)												
2001_1.1	0.23	128	198	1.60	58.8	2761 ± 28	2715 ± 14	-2	13.78 ± 1.5	0.5345 ± 1.2	0.1890 ± 0.7	0.830
2001_2.1	0.32	48	45	0.98	21.9	2755 ± 34	2703 ± 23	-2	13.64 ± 2.1	0.5332 ± 1.5	0.1884 ± 1.2	0.726
2001_3.1	0.09	68	66	0.99	31.5	2767 ± 30	2703 ± 18	-2	13.72 ± 1.7	0.5362 ± 1.3	0.1864 ± 1	0.781
2001_4.1	0.38	66	74	1.15	30.5	2747 ± 31	2694 ± 22	-2	13.52 ± 1.9	0.5314 ± 1.4	0.1880 ± 1	0.722
2001_5.1	0.24	56	62	1.15	25.3	2723 ± 32	2725 ± 21	0	13.63 ± 1.9	0.5257 ± 1.4	0.1902 ± 1.1	0.743
2001_6.1	0.30	66	72	1.13	29	2648 ± 30	2678 ± 20	1	12.79 ± 1.8	0.5079 ± 1.4	0.1853 ± 1.1	0.742
2001_7.1	0.18	54	76	1.47	25.3	2809 ± 33	2724 ± 21	-3	14.15 ± 2	0.5460 ± 1.5	0.1896 ± 1.2	0.750
2001_8.1	0.24	59	59	1.05	26.4	2713 ± 31	2692 ± 21	-1	13.30 ± 1.9	0.5233 ± 1.4	0.1865 ± 1.1	0.746
2001_9.1	0.21	91	91	1.03	40.4	2680 ± 28	2700 ± 17	1	13.16 ± 1.6	0.5154 ± 1.3	0.1871 ± 0.9	0.780
2001_10.1	0.32	47	40	0.88	20.9	2697 ± 34	2699 ± 24	0	13.26 ± 2.1	0.5195 ± 1.5	0.1879 ± 1.3	0.721
Гранодиорит (проба 8008)												
8008_1.1	0.10	202	207	1.06	91.9	2737 ± 24	2705 ± 11	-1	13.55 ± 1.3	0.5291 ± 1.1	0.1866 ± 0.6	0.854
8008_2.1	0.24	323	170	0.54	146	2713 ± 24	2691 ± 10	-1	13.29 ± 1.2	0.5234 ± 1.1	0.1863 ± 0.5	0.869
8008_3.1	0.41	209	104	0.52	77.6	2306 ± 23	2678 ± 18	16	10.83 ± 1.6	0.4300 ± 1.2	0.1862 ± 0.7	0.733
8008_4.1	0.19	210	147	0.72	90.5	2621 ± 25	2708 ± 11	3	12.87 ± 1.3	0.5016 ± 1.1	0.1877 ± 0.6	0.854
8008_5.1	0.19	198	135	0.70	84.2	2587 ± 24	2700 ± 17	4	12.61 ± 1.5	0.4938 ± 1.1	0.1869 ± 0.7	0.732
8008_6.1	0.09	128	103	0.83	57.2	2698 ± 28	2709 ± 17	0	13.34 ± 1.7	0.5197 ± 1.3	0.1870 ± 1	0.769
8008_7.1	0.29	328	196	0.62	148	2709 ± 23	2694 ± 11	-1	13.29 ± 1.2	0.5223 ± 1	0.1872 ± 0.5	0.838
8008_8.1	0.47	216	146	0.70	93	2608 ± 24	2695 ± 17	3	12.70 ± 1.5	0.4987 ± 1.1	0.1888 ± 0.6	0.733
Костомукшская железякаменная структура												
Метариолит шурловарской свиты контоксской серии (проба 1251)												
1251_1.1	0.12	232	148	0.66	106	2747 ± 49	2801 ± 10	2	14.43 ± 2.3	0.5310 ± 2.2	0.1980 ± 0.6	0.962
1251_2.1	0.14	264	87	0.34	133	2977 ± 52	2805 ± 11	-6	15.97 ± 2.3	0.5870 ± 2.2	0.1987 ± 0.7	0.954
1251_3.1	0.11	317	187	0.61	143	2709 ± 48	2794 ± 9	3	14.12 ± 2.2	0.5220 ± 2.2	0.1970 ± 0.5	0.970
1251_4.1	0.08	467	158	0.35	230	2914 ± 51	2801 ± 9	-4	15.52 ± 2.2	0.5710 ± 2.2	0.1976 ± 0.5	0.972

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* — обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.69%. (1) — поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

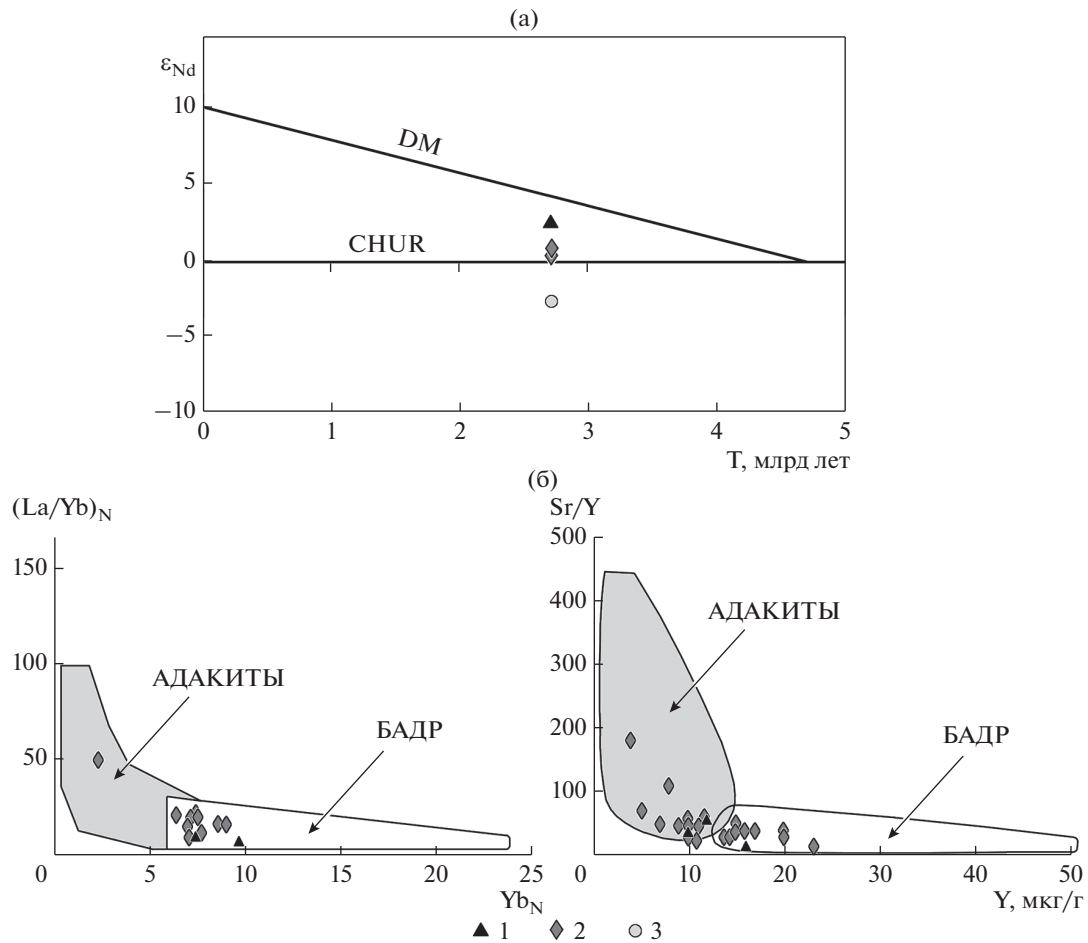


Рис. 13. Диаграммы (а) ϵ_{Nd} - T и (б) Sr/Y - Y и La/Yb - Yb (Martin, 1999) для метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры.
 1 – метаандезибазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты, 3 – ультракислые риолит-порфиры дайкового комплекса. БАДР – породы базальт-андезит-дацит-риолитовых серий.

тельно древние модельные возрасты 2.96 млрд лет (проба 2074) и 2.97 млрд лет (проба 2029) и невысокие положительные ϵ_{Nd} (0.4 и 0.3 соответственно) (табл. 3). Метаандезибазальт (проба 2013) имеет более молодой модельный возраст 2.83 и высокое

значение ϵ_{Nd} (2.8). Такие характеристики позволяют предположить смешанные источники лав, возникшие путем мантийно-корового взаимодействия. На диаграмме ϵ_{Nd} - T составы дацитов располагаются вблизи линии хондрита, что явля-

Таблица 3. Sm–Nd изотопно-геохимические данные для метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры

Название породы, номер пробы	U–Pb возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	$T_{Nd}(DM-2st)$, млн лет
Метадацит (проба 2074)	2703	4.697	28.57	0.0994	0.510921 ± 3	0.4	2957	3013
Метадацит (проба 2029)	2705	4.681	28.10	0.1007	0.510939 ± 3	0.3	2967	3021
Метаандезибазальт (проба 2013)	2705	3.428	17.3	0.1197	0.511397 ± 5	2.6	2830	2830
Риолит-порфир (проба 2001)	2696	2.576	15.55	0.1001	0.510775 ± 5	-2.8	3168	3268

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

ется признаком существенного вклада древнего корового материала (табл. 3, рис. 13а). Фигуративная точка андезибазальта располагается вблизи линии деплетированной мантии, свидетельствуя о значительном вкладе мантийного вещества и подчиненной роли коровой составляющей.

Дайка риолит-порфира (проба 2001) имеет более древний по сравнению с метавулканитами разреза Sm–Nd модельный возраст (3.17 млрд лет) и отрицательное значение ϵ_{Nd} (–2.8), что свидетельствует о длительной коровой предыстории ее протолита приблизительно в 470 млн лет (табл. 4, рис. 13а).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Хедозеро-Большозерская структура ранее была интерпретирована как узкая сжатая синклиналь с полого погружающимся на север шарниром, сложенная тремя толщами, последовательно залегающими одна на другой (Миллер, 1988). Благодаря детальным исследованиям разрезов на севере, юге и в центре структуры удалось установить, что нижняя терригенная и средняя вулканогенная толщи совмещены в пространстве тектонически, а ультракислые эффузивы, ранее относимые к верхней вулканогенной толще, являются секущими дайками риолит-порфиров. О тектонических соотношениях свидетельствуют элементы залегания пород. Более древняя терригенная толща, слагающая юг структуры, простирается в северо-западном и субмеридиональном направлениях (320° – 350°) и падает на юго-запад под углами 60° – 75° . Более молодая вулканогенная толща, располагаясь северо-восточнее, имеет субмеридиональное простирание (340° – 360°) и вертикальное падение (рис. 1). На рисунке 1 отчетливо видно, что осадочная и вулканогенная толщи представлены разрозненными тектоническими линзами, заключенными в поле разновозрастных с ними мигматит-гранитов. Такая форма тел может свидетельствовать о преобладании на поствулканическом этапе развития структуры деформаций сжатия и о вероятном сдвиговом характере тектонических деформаций.

В составе вулканогенной толщи Хедозеро-Большозерской структуры присутствуют две группы вулканитов: преобладающие в разрезе дациты и андезидациты и находящиеся в подчиненном количестве андезибазальты и андезиты. Обе группы относятся к известково-щелочной серии и близки к породам базальт-андезит-дацит-риолитовых серий современных островных дуг по следующим петрогеохимическим параметрам: высоким средним содержаниям Al_2O_3 (17 мас. %) и Na_2O (4 мас. %), натровой специализации ($K_2O/Na_2O = 0.7$), умеренно- и высокоглиноземистому характеру ($ASI = 1$), высокой магнизи-

альности ($Mg\# = 0.40$) (табл. 1, рис. 7), средне дифференцированным спектрам распределения элементов-примесей с хорошо проявленными Nb-минимумами (рис. 8).

Вулканиды Хедозеро-Большозерской структуры имеют повышенные средние содержания крупноионных литофильных элементов: Sr (560 мкг/г), Ba (720 мкг/г), Th (6 мкг/г) и U (1.5 мкг/г) и, как следствие, высокие Sr/Y отношения (97) (табл. 1), что роднит их с кайнозойскими адакитами – индикаторами субдукционных обстановок (Defant, Drummond, 1990). Но полной аналогии с адакитами нет: вулканиды Хедозеро-Большозерской структуры имеют менее дифференцированные спектры распределения РЗЭ. На дискриминационных диаграммах Sr/Y–Y и La/Yb–Yb (Martin, 1999) составы обеих групп вулканитов попадают в поля перекрытия адацитов и классических базальт-андезит-дацит-риолитовых серий (рис. 13б). Подобно адакитам, изученные вулканиды имеют также низкие средние концентрации высокозарядных элементов Nb (4 мкг/г) и Ta (0.42 мкг/г). По химическому составу они сопоставимы с низкокремнеземистыми и высококремнеземистыми разновидностями адацитов, описанными Х. Мартином (Martin et al., 2005). В соответствии с результатами моделирования, низкокремнеземистые разновидности адацитов могли образоваться путем плавления метасоматизированного мантийного клина, а высококремнеземистые – в результате взаимодействия базальтового слэба с мантийным перидотитом (Martin et al., 2005).

На дискриминационных диаграммах, предложенных для вулканитов современных геодинамических обстановок в координатах Nb–Y, Ta–Yb, Rb–(Y + Nb), Rb–(Yb + Ta) (приводится только первая диаграмма) для кислых пород (Pearce et al., 1984) и в координатах Zr/Y–Nb/Y для основных разновидностей (Condie, 2005), составы вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры попадают в поля островных дуг (рис. 14).

Высокие содержания литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr, Th) свойственны не только вулканитам зрелых островных дуг, но и породам известково-щелочных комплексов современных активных континентальных окраин (Фролова, Бурикова, 1997). Обогащение материала верхней мантии литофильными элементами в случае активных континентальных окраин может быть объяснено разными причинами. Т.И. Фролова и И.А. Бурикова (1997) природу таких магм объясняют механизмом контаминации мантийных лав коровым материалом. Как известно, мантийные расплавы поднимаются из областей своей генерации только до уровня пород, имеющих равную с ними плотность. Такое равенство плотностей наступает в верхах астеносферной мантии или в основании континентальной коры. Дальнейшее

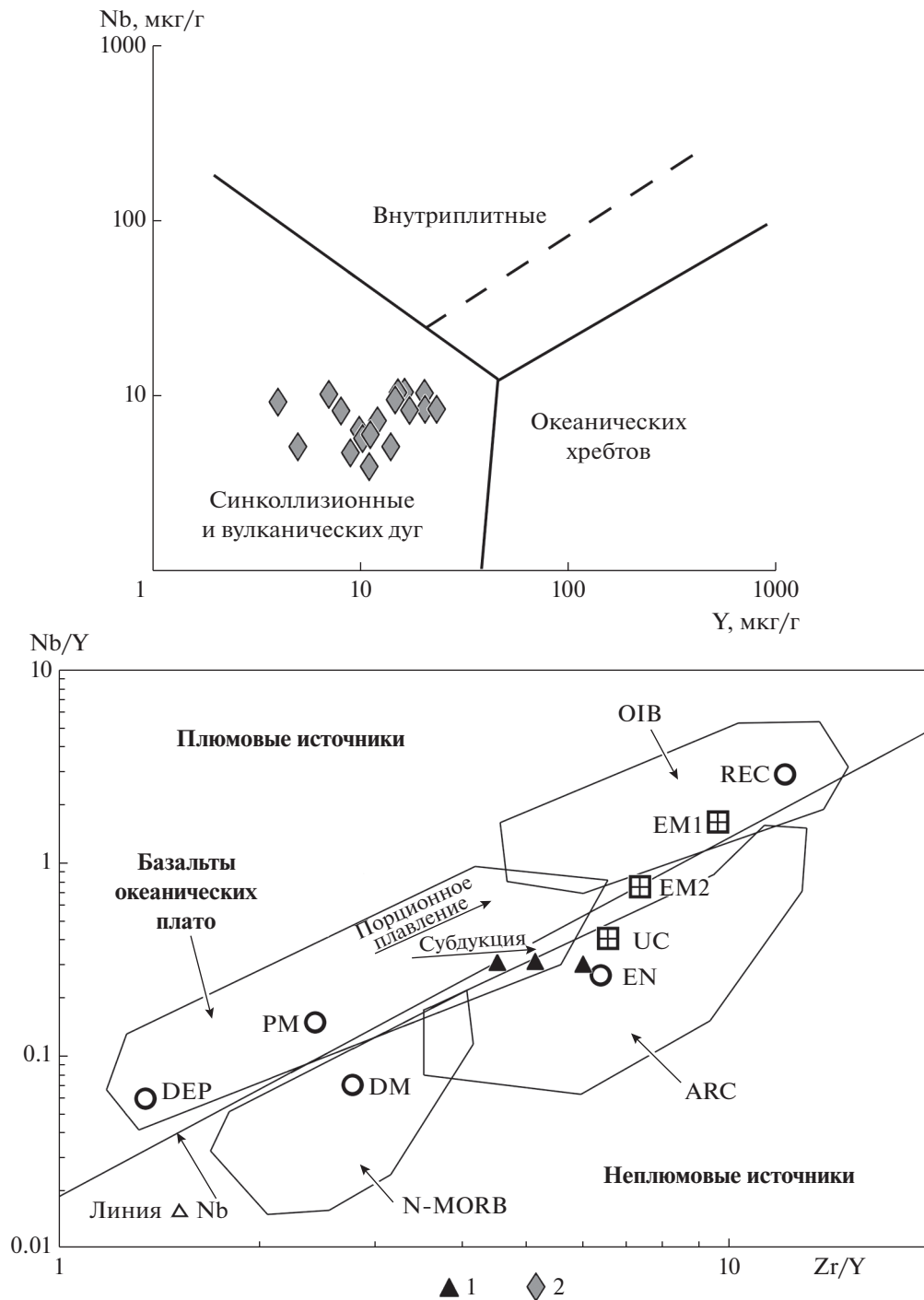


Рис. 14. Дискриминационные диаграммы (а) Nb–Y (Pearce et al., 1984) и (б) Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005) для метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры. OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент. Условные обозначения: 1 – метаандезитбазальты, 2 – метадациты и метаандезидациты.

продвижение расплавов становится затруднительным и возобновляется только после их значительной дифференциации и уменьшения плотности. Длительное отстаивание разогретых мантий-

ных магм неизбежно приводит к подплавлению континентальной коры, возникновению в ней очагов магмообразования, смешиванию с мантийным материалом и к изменению его состава.

Возраст кристаллизации андезибазальтов и дацитов Хедозеро-Большозерской структуры, полученный U–Pb методом по циркону (SHRIMP-II), неоархейский и составляет 2705 ± 9 млн лет для андезибазальтов и от 2703 ± 7 до 2712 ± 6 млн лет для дацитов. 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. Низкие положительные значения ϵ_{Nd} (0.4 и 0.3), обуславливающие расположение составов проанализированных дацитов на диаграмме $\epsilon_{Nd}-T$ между линиями деплетированной мантии (DM) и хондрита (CHUR), 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 (рис. 13а, табл. 3). Андезибазальты, имеющие более молодой модельный возраст (2.83 млрд лет) и высокое положительное значение ϵ_{Nd} (2.6), наоборот, выплавлены преимущественно из мантийного источника с небольшой коровой контаминацией.

Риолит-порфиры, ранее относимые к третьей толще (Миллер, 1988), секут вулканы разреза (рис. 3б) и представлены маломощными дайками. От стратифицированных вулканитов они отличаются калиевой специализацией ($K_2O/Na_2O = 1-6$), невысокими содержаниями Sr, Ba, низкими Sr/Y отношениями и большим количеством минимумов (Eu, Nb, Ti, Ba и Sr) в спектрах распределения элементов-примесей. Все остальные геохимические характеристики у них такие же, как и у вулканитов разреза: это принадлежность к известково-щелочной серии, высокая глиноземистость и высокая магнезиальность. Они кристаллизовались практически одновременно с вулканидами разреза (2704 ± 12 млн лет назад), но имели при этом другой источник магм, коровый по своей природе. В пользу этого свидетельствует более древний Sm–Nd модельный возраст (3.17 млрд лет) и отрицательное значение ϵ_{Nd} (–2.8), благодаря чему на диаграмме $\epsilon_{Nd}-T$ они располагаются ниже линии хондрита (рис. 13а, табл. 3).

Следует отметить, что установленный нами возраст риолитов отличается от полученного А.В. Самсоновым с соавторами (2001). Ими был определен более древний возраст этих пород (2730 ± 5 млн лет), не вписывающийся в установленную последовательность геологических событий. У нас нет оснований сомневаться в возрасте кристаллизации толщи вулканитов (от 2703 ± 7 до 2712 ± 6 млн лет), поскольку результаты были получены по циркону из трех проб разного состава (одного андезибазальта и трех дацитов), отобранных в различных частях структуры (рис. 1). Возрасты, рассчитанные по более чем достаточному количеству аналитических точек, укладываются в узкий диа-

пазон значений с небольшими погрешностями. Значение возраста по риолитам 2704 ± 12 млн лет не противоречит установленным соотношениям пород Хедозеро-Большозерской структуры, в соответствии с которыми дайки должны быть приблизительно одного возраста с вулканидами разреза или моложе их. Не согласующееся с нашими данными древнее значение возраста (2730 ± 5 млн лет), возможно, обусловлено использованием разных методик исследования.

Характер геологических соотношений неоархейских супракрустальных пород с обрамляющими Хедозеро-Большозерскую структуру гранитоидами остается неопределенным из-за отсутствия прямых контактов между породами. Близки (с учетом погрешностей) возрасты кристаллизации вулканитов и гранитоидов. Возраст вулканитов составляет 2703–2712 млн лет, а возраст мигматит-анатектит-гранитового плутонического комплекса, обрамляющего Хедозеро-Большозерскую структуру, по результатам последних исследований – от 2691 ± 9 до 2720 ± 7 млн лет (неопубликованные данные из отчета ГГУП “СФ “Минерал” по проекту “Выполнение геологосъемочных работ масштаба 1 : 200000 в пределах листа Q-36-XXXII”). Возраст гранитоидов юго-западного обрамления структуры, приведенный в данной статье (2700 ± 10 млн лет), вписывается в этот интервал (рис. 12а). Более древних вмещающих пород в окружении Хедозеро-Большозерской структуры пока не выявлено. Севернее оз. Нюк толща супракрустальных пород теряется в поле региональной мигматизации. Еще далее на север, в обрамлении Костомукшской структуры (имеющей в основании супракрустального разреза вулканиды с возрастом древнее 2.8 млрд лет) присутствуют такие же молодые плутонические породы с возрастом 2665–2715 млн лет (Мыскова, 2015). Поэтому можно предположить, что гранитоиды древнего кристаллического фундамента, вероятно когда-то подстилавшие Костомукшскую и Хедозеро-Большозерскую структуры, скорее всего, не уцелели и были переработаны более поздними процессами региональной мигматизации.

Наши исследования показали, что вулканиды Хедозеро-Большозерской структуры моложе вулканитов контоксской серии Костомукшского зеленокаменного пояса и имеют другой состав. Первые представлены слабо дифференцированной серией, варьирующей по составу от андезибазальтов до дацитов, вторые – бимодальной коматит-базальт-риолитовой серией (Лобач-Жученко и др., 2000 и др.). Вулканиды Костомукшского зеленокаменного пояса имеют более древний возраст, который для мафической части оценивается Sm–Nd изохроной в 2808 ± 95 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2000) или в 2843 ± 39 млн лет (Puchtel et al., 1998). Для кислых вулканитов он составляет

(U–Pb метод по циркону) 2795 ± 29 млн лет (Samsonov et al., 1995), 2795 ± 10 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2000) и 2800 ± 10 млн лет (настоящая статья, рис. 12б). Кроме того, мы располагаем небольшим количеством петрогеохимических данных по кислым вулканитам шурловарской свиты контоксской серии Костомукшского зеленокаменного пояса, которые позволяют провести самое общее сравнение кислых членов разреза Костомукшской и Хедозеро-Большозерской структур. Как видно из табл. 1, вулканиты шурловарской свиты являются более кислыми образованиями, отвечающими по составу риолитам, и имеют более низкие концентрации Ba, Sr, La и Ce. Из всего вышесказанного следует, что вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры нельзя сопоставлять с вулканогенными образованиями контоксской серии Костомукшского зеленокаменного пояса и в стратиграфической шкале их следует помещать выше терригенной толщи Хедозеро-Большозерской структуры (рис. 1б).

Основываясь на геохимических особенностях вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры, мы попытались рассмотреть условия их формирования в контексте уже существующих для этого региона тектонических моделей. Геодинамические обстановки ближайших зеленокаменных структур большинством исследователей рассматриваются в рамках плейттектонических моделей.

Вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры близки по возрасту и геохимическим параметрам к санукитоидам массивов Факторный и Таловейс Костомукшского района, описанным А.В. Самсоновым с соавторами (2004). На бинарных диаграммах в координатах SiO_2 –петрогенный элемент практически по всем элементам их тренды совпадают (рис. 6). Похожи и спектры распределения элементов-примесей: умеренно дифференцированные, без европиевых аномалий и с четкими отрицательными ниобиевыми минимумами (Самсонов и др., 2004). Так же как и изученные породы, санукитоиды характеризуются наличием субдукционных меток. Кристаллизация вулканитов и санукитоидов происходила приблизительно в одно и то же время (от 2703 ± 7 до 2712 ± 6 млн лет и 2715 ± 5 млн лет назад соответственно). Важным моментом является структурное положение санукитоидов. Исследованиями В.Н. Кожевникова (1982, 2000), О.И. Володичева с соавторами (2002) и А.В. Самсонова с соавторами (2004) показано, что санукитоиды внедрялись в уже деформированные толщи вулканитов контоксской серии. Магматизм был связан с формированием сдвиговой зоны субмеридионального простирания в условиях растяжения коры. Выплавление санукитоидных магм, по данным (Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005), происходило в условиях коллизии из метасоматизированной мантии. Обогащение мантии, по мнению указан-

ных авторов, могло произойти ранее во время субдукции Беломорского пояса под Карельский кратон. События субдукции и коллизии имели место на этапе 2820–2700 млн лет (Bibikova et al., 1999; Lobach-Zhuchenko et al., 2005).

Сдвиговая тектоника описана и в южном продолжении Хедозеро-Большозерской структуры на территорию Финляндии в поясе Хатту провинции Иломантси (Sorjonen-Ward, 1993). Сравнивая вулканиты Хедозеро-Большозерской структуры с близкими по возрасту вулканитами зеленокаменного пояса Хатту провинции Иломантси Восточной Финляндии (2750 млн лет; Vaasjoki et al., 1993), можно сказать, что первые в целом имеют более высокие содержания Al, Fe, K и более низкие концентрации Na (O'Brien et al., 1993). Общими геохимическими чертами этих пород являются высокие содержания Sr, Ba и Sr/Y отношения, а также одинаковые спектры распределения элементов-примесей с отчетливыми ниобиевыми минимумами. Для вулканитов зеленокаменного пояса Хатту в качестве наиболее вероятных обстановок формирования предложены условия активной континентальной окраины или коллизии этой окраины с островной дугой (Vaasjoki et al., 1993).

Рассмотренные плейттектонические модели, учитывая аналогию состава и структурного положения пород, могут быть применены и для метавулканитов Хедозеро-Большозерской структуры. Принимая во внимание разный возраст сравниваемых структур, можно говорить о смещении в пространстве и во времени процессов субдукции от более древних к молодым областям. Формирование супракрустальных пород Костомукшской структуры происходило 2820 млн лет назад, пояса Хатту на территории Финляндии – 2750 млн лет назад, а наиболее молодых вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры – на этапе 2703–2712 млн лет назад. Не исключено, что последние являются излившимися аналогами санукитоидов Костомукшской структуры. Учитывая то, что возрасты вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры и обрамляющих их гранитов с учетом погрешностей измерений перекрываются, процессы субдукции и коллизии были сближены во времени, а формирование вулканогенной толщи, вероятнее всего, происходило в условиях активной континентальной окраины, постепенно эволюционировавших в режим коллизии.

Плейттектонические модели на ранних стадиях развития Земли и субдукция как механизм формирования зеленокаменных поясов поддерживаются не всеми исследователями. Даже среди сторонников плейттектоники есть разногласия в вопросе, с какого момента она начала действовать (с неоархея или неопротерозоя). В качестве альтернативной для Балтийского щита выдвигается модель плюмтектоники (Вревский и др., 2010).

Применительно к изученным породам мантийный плюм мог выступать как источник тепла, необходимого для расплавления корового материала, смешения его с мантийным расплавом и обогащения литофильными элементами.

Наши представления совпадают со взглядами В.П. Чекулаева с соавторами (2018), которые также отмечают близость составов среднекислых вулканитов неархейских зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена (к которым относится и Хедозеро-Большозерская структура) с современными вулканитами континентальных дуг и рассматривают их формирование как результат совместного действия плюмов и плейт-тектоники.

На данном этапе изученности территории механизм обогащения протолита вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры литофильными элементами недостаточно ясен и останется предметом дискуссий до тех пор, пока не будут получены веские аргументы в пользу той или иной точки зрения.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР № 0153-2019-0001 и благодаря участию авторов в полевых работах ГГУП “СФ “Минерал” по проекту “Выполнение геологических работ масштаба 1 : 200000 в пределах листа Q-36-XXXII (Большозерская площадь)”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов Е.Ф., Демидов Н.Ф., Крохин А.И., Мельянец Н.В.* Стратиграфия и тектоника докембрия района озер Челмозеро–Нюозеро в Западной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975. С. 117–132.
- Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С.* К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2002. Вып. 5. С. 15–26.
- Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А.* Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20–38.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Кожевников В.Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 222 с.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 322 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А.* Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 319–326.
- Матреничев А.В., Матреничев В.А., Каулина Т.В.* Геология и изотопный возраст вулканитов Хедозерской структуры // Материалы XIX Конференции молодых ученых, посвященной 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.
- Милькевич Р.И., Миллер Ю.В., Рочева О.Н.* Деформации и метаморфизм Большозерско-Хедозерской структуры (Западная Карелия) // Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием. Тезисы докладов IV Регионального петрографического совещания по европейской части СССР. Петрозаводск: Карелия, 1987. С. 144–145.
- Мыскова Т.А.* Состав и возраст архейских гранитоидов Центральной и Западной Карелии Балтийского щита // Материалы XII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск, 2015. С. 463.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Конилов А.Н.* Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калева-ла. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. С. 109–143.
- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О., Петрова А.Ю., Пухтель И.С.* Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Стенарь М.М.* Осадочно-вулканогенные образования района Большезера (Западная Карелия) // Труды Карельского филиала 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: Карельское книжное изд-во, 1966. С. 253–266.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Ред. Рыбакова С.И. Петрозаводск, 1992. 190 с.

- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А.* Изменение условий формирования континентальной коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неогархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
- Чернов В.М., Стенарь М.М.* Стратиграфия карельских образований Западной Карелии // Материалы по геологии Карелии. Труды Карельского филиала АН СССР. 1960. Вып. XXVI. С. 29–45.
- Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Skiold T., Stepanov V.S., Borisova E. Yu.* Early magmatism of the Belomorian Mobil Belt, Baltic Shield: lateral zoning and isotopic age // *Petrology*. 1999. V. 7. P. 123–146.
- 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. V. 200. P. 155–170.
- Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- 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. V. 87. P. 249–265.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E.* The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*. 2005. № 79. P. 107–128.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p.
- Ludwig K.R.* User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005b. 71 p.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 411–429.
- 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. V. 79. P. 1–24.
- 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 // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. № 17. 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. V. 25. P. 956–983.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchepansky A.A., Samsonov A.V.* Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
- Samsonov A.V., Puchtel I.S., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.* Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kosomuksha greenstone belt, W Karelia // *Pre-cambrian of Europe. Abstracts. MAEGS 9.* St. Petersburg: IPGG RAS, 1995. P. 95.
- Sorjonen-Ward P.* An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Spec. Pap.* 1993. № 17. P. 9–102.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- 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 // *Geol. Surv. Finland Spec. Pap.* 1993. № 17. P. 103–131.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes.* Eds. McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензенты А.Б. Котов,
Е.Б. Сальникова, А.В. Самсонов

Neoproterozoic Volcanites of the Hedzero-Bolshozero Green-Stone Structure of Central Karelia: Composition, Age and Tectonic Setting

T. A. Myskova^{a, #}, R. I. Milkevich^a, P. A. Lvov^{a, b}, and I. A. Zhitnikova^b

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the RAS, St.-Petersburg, Russia*

^b*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: tmyskova@gmail.com*

The composition was studied and the age was determined (the U–Th–Pb method for zircon, SIMS) of the Neoproterozoic volcanites of the Hedzero-Bolshozero greenstone structure of Central Karelia. The volcanogenic sequence of this structure is composed primarily of dacites and andesidacites, to less andesites and andesibasalts. The ultra-acidic volcanics, that was previously included in the sequence, make up intruding dikes and are represented by rhyolite-porphyrries. According to geochemical characteristics, the volcanic rocks of the sequence are close to the rocks of the basalt-andesite-dacite-rhyolite series of modern island arcs, and their chemical composition is comparable with the high-silica and low-silica adakites. The age of andesibasalts and dacites of the Hedzero-Bolshozero structure is Neoproterozoic and is 2705 ± 9 Ma for andesibasalts and from 2712 ± 6 to 2703 ± 7 Ma for dacites. The Nd isotopic composition shows that the sources of melts for volcanic rocks were mixed, and they are result by the mantle–crust interaction. The ancient Sm–Nd model ages of dacites and low ϵ_{Nd} values (0.4 and 0.3) indicate a significant part of the crustal source in the initial melt. The younger model age of metaandesibasalts and the high value of ϵ_{Nd} (2.8) indicate the predominantly mantle nature of lavas with a small part of crustal contamination. According to the age of crystallization, dikes of rhyolite porphyry (2704 ± 12 Ma) are close to the volcanic rocks of the sequence, but they have geochemical differences and the more ancient crustal protolith (3.17 Ga). The volcanites of the Hedzero-Bolshozero structure cannot be compared with the rocks of the Kontoksky series of the Kostomuksha greenstone belt, since they differ from the latter in composition and younger age and occupy a higher position in the stratigraphic scale. There are alternative geodynamic settings for the formation of the studied rocks: an active continental margin, turning into collision, or the result of a combined action of the mantle plume and plate tectonics.

Keywords: Central Karelia, Neoproterozoic, volcanics, U–Pb geochronology