

УДК 552.31:550.93(470.22)

НЕОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ, КАРЕЛИЯ: ПЛАВЛЕНИЕ ГЕТЕРОГЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА

© 2021 г. А. В. Дмитриева^{a, *}, Ф. А. Гордон^{b, **}, Е. Н. Лепехина^c, Н. Ю. Загорная^b

^aИнститут геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^cВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: dmitrieva-a-v@yandex.ru

**e-mail: fany.gordon@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.01.2020 г.

После доработки 01.09.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

Обсуждаются новые результаты изотопно-геохимического изучения и U-Pb изотопного датирования циркона (SHRIMP-II) четырех посттектонических гранитоидных массивов на юго-востоке Карельской гранит-зеленокаменной области, Фенноскандия. Массивы располагаются в пределах Хаутаваарской структуры в юго-восточной части мезоархейского (3.05–2.85 млрд лет) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, который приурочен к западному краю Водлозерского домена коры с палеоархейской ($T_{Nd}(DM) > 3.2$ млрд лет) предысторией. Установлено, что все четыре массива, Хаутаваарский, Чалкинский, Шуйский и Няльмозерский, занимают близкую структурно-тектоническую позицию, внедрялись синхронно 2745–2740 млн лет назад и имеют широкие вариации составов, которые связаны с различиями состава источников магм и условий их плавления. Хаутаваарский массив в центральной части структуры и Чалкинский массив в ее западном обрамлении слагают умеренно-щелочные высокомагнезиальные гранитоиды – санукитоиды, исходные диоритовые расплавы которых образовались при плавлении литосферной мантии, метасоматизированной в обстановке активной окраины 3.00–2.90 млрд лет назад. Гранодиориты Шуйского и лейкограниты Няльмозерского массива, приуроченные к восточному борту структуры, имеют сильнофракционированные тяжелые REE ($(Dy/Yb)_n$ от 3.50 до 5.14), отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от – 0.9 до – 2.8 и образовались при разноглубинном плавлении мезоархейского корового источника, аналогичного кислым вулканитам Хаутаваарской структуры с возрастом 3.05–2.90 млрд лет. Гранодиориты Шуйского массива имеют повышенные концентрации Sg и Ni, что указывает на их образование в коре при участии базитовых магм, вероятно, одновозрастных примитивным санукитоидам. Предполагается, что процессы плавления континентальной литосферы на мантийном и коровом уровнях в Карельской ГЗО в конце неархей были связаны с обстановкой растяжения при распаде коллизионного орогена по модели (Laurent et al., 2014).

Ключевые слова: Карельская гранит-зеленокаменная область, неоархейские санукитоиды и граниты, геохимия, U-Pb геохронология, петрология

DOI: 10.31857/S0869590321020035

ВВЕДЕНИЕ

Гранит-зеленокаменные области (ГЗО) представляют наиболее сохранные участки архейской коры и служат важными источниками информации о корообразующих процессах на ранних этапах геологической эволюции Земли. Сходство в строении и составе пород разновозрастных ГЗО в разных кратонах определяется присутствием в них двух главных структурно-вещественных комплексов: тоналит-зеленокаменного и гранитоидного. Ранний тоналит-зеленокаменный комплекс вклю-

чает вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов и обрамляющие тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) плутоны. Более поздний гранитоидный комплекс представлен разнообразными по составу гранитоидами, которые имеют ареальное распространение на территории ГЗО и внедрялись после одного или нескольких эпизодов деформаций и метаморфизма пород тоналит-зеленокаменного комплекса (Condie, 1981). Несмотря на длительную историю изучения данных комплексов на различных кратонах, вопросы

происхождения и тектонической обстановки их формирования остаются предметом оживленных дискуссий и интенсивных исследований. Примером может служить Карельская ГЗО, породы которой выведены на поверхность на юго-востоке Фенноскандинавского щита и активно изучаются уже второе столетие.

Основное внимание исследователей сосредоточено на вопросах происхождения и тектоники пород тоналит-зеленокаменного комплекса. Долгое время зеленокаменные пояса рассматривались как система энсиалических рифтов, инициированных глубинным плюмом, а ТТГ-гранитоиды обрамления — как ремобилизованный фундамент (Рыбаков и др., 1981, 1993). В последние десятилетия ТТГ-зеленокаменные пояса обсуждаются как аккреционные орогены, в которых тектонически совмещены комплексы океанических плато, островных дуг и активных окраин (Puchtel et al., 1997, 1999; Кожевников, 2000; Бибикина и др., 2003; Светов, 2005).

Пристальный интерес к комплексу архейских гранитоидов Карельской ГЗО вызвала находка умеренно-щелочных магнезиальных гранитоидов — санукитоидов (Чекулаев, 1999). Эти гранитоиды широко представлены на территории Карельской ГЗО, варьируют по составу от монцодиоритов до монцогранитов и слагают различные по размерам однофазные или полифазные массивы. Региональные исследования показали, что при общем сходстве составов массивы санукитоидов на востоке Карельской ГЗО имеют более древние возрасты 2745–2735 млн лет по сравнению с санукитоидами ее западной части, датированными в интервале 2720–2700 млн лет (Neilimo et al., 2011 и ссылки в этой работе). Детальные исследования, выполненные для нескольких полифазных интрузивов, обеспечили расшифровку условий зарождения первичных санукитоидных расплавов и их дифференциации в ходе подъема в верхние уровни коры (Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008). В целом результаты исследований дают согласованную и непротиворечивую петрологическую модель образования неорархейских санукитоидов Карельской ГЗО с плавлением метасоматизированной литосферной мантии и последующей дифференциации и контаминации расплавов в ходе подъема в верхние горизонты коры (Halla, 2005; Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Lobach-Zhuchenko et al., 2008), оставляя дискуссионным вопрос о тектонических обстановках их образования, среди которых обсуждаются модели островных дуг, активных окраин, постсубдукционных обстановок и плюмов (Martin et al., 2009; Самсонов и др., 2004; Чекулаев и др., 2018).

Граниты и гранодиориты нормальной щелочности в западной части Карельской ГЗО, не свя-

занные с санукитоидами, изучались многими исследователями в разные годы, основные результаты были суммированы в работах (Ранний ..., 2005; Hölttä et al., 2012; Чекулаев и др., 2020). Полученные данные указывают на узкий возрастной интервал 2720–2680 млн лет гранитов и большое разнообразие их геохимических и изотопных характеристик, которое связывается с различными P - T - C_{H_2O} условиями плавления неоднородной по составу и изотопно-геохимическим характеристикам коры Карельской ГЗО. В.П. Чекулаев с соавторами (2020) рассматривают глубинный плюм в качестве возможной причины масштабного плавления коры и массовой генерации гранитных магм в конце архея. Примечательно, что несмотря на возрастное перекрытие процессов формирования санукитоидов и гранитов в западной части Карельской ГЗО, вопросы их генетической и/или тектонической взаимосвязи ими не обсуждаются.

Для оценки возрастных и генетических соотношений в объеме гранитоидного комплекса Карельской ГЗО мы провели геолого-петрографическое и изотопно-геохимическое изучение и U-Pb изотопное датирование циркона (SHRIMP-II) четырех посттектонических гранитоидных массивов, которые сложены разными по составу породами (монцодиориты и монцограниты санукитоидной серии, тоналиты, гранодиориты и лейкограниты) и располагаются на небольшой площади в Хаутаваарской структуре, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Изучаемая Хаутаваарская структура расположена на границе Ведлозерского и Центрально-Карельского доменов Балтийского щита и является южным окончанием Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 1а). Ведлозерский домен представляет собой фрагмент древней континентальной коры, в геологическом строении которого гранитоиды представлены ТТГ-комплексами (3.24 и 3.15–3.13 млрд лет), трондьемитами (2.9 млрд лет), тоналитами (2.85 млрд лет), санукитоидами (2.74–2.73 млрд лет) и гранитами (2.70–2.68 млрд лет) (Ранний ..., 2005; Арестова и др., 2015). Центрально-Карельский домен сложен более молодыми гранитоидами, включающими ТТГ-комплексы (2.78–2.77 млрд лет), санукитоиды (2.75–2.71 млрд лет), трондьемиты и граниты (2.72–2.70 млрд лет) (Ранний ..., 2005).

В геологическом строении Хаутаваарской структуры выделяют раннюю базальт-андезит-дацит-риолитовую серию. Возраст вулканитов определен U-Pb методом по циркону из дацитов — 2995 ± 20 млн лет (Светов, 2005 и ссылки в этой

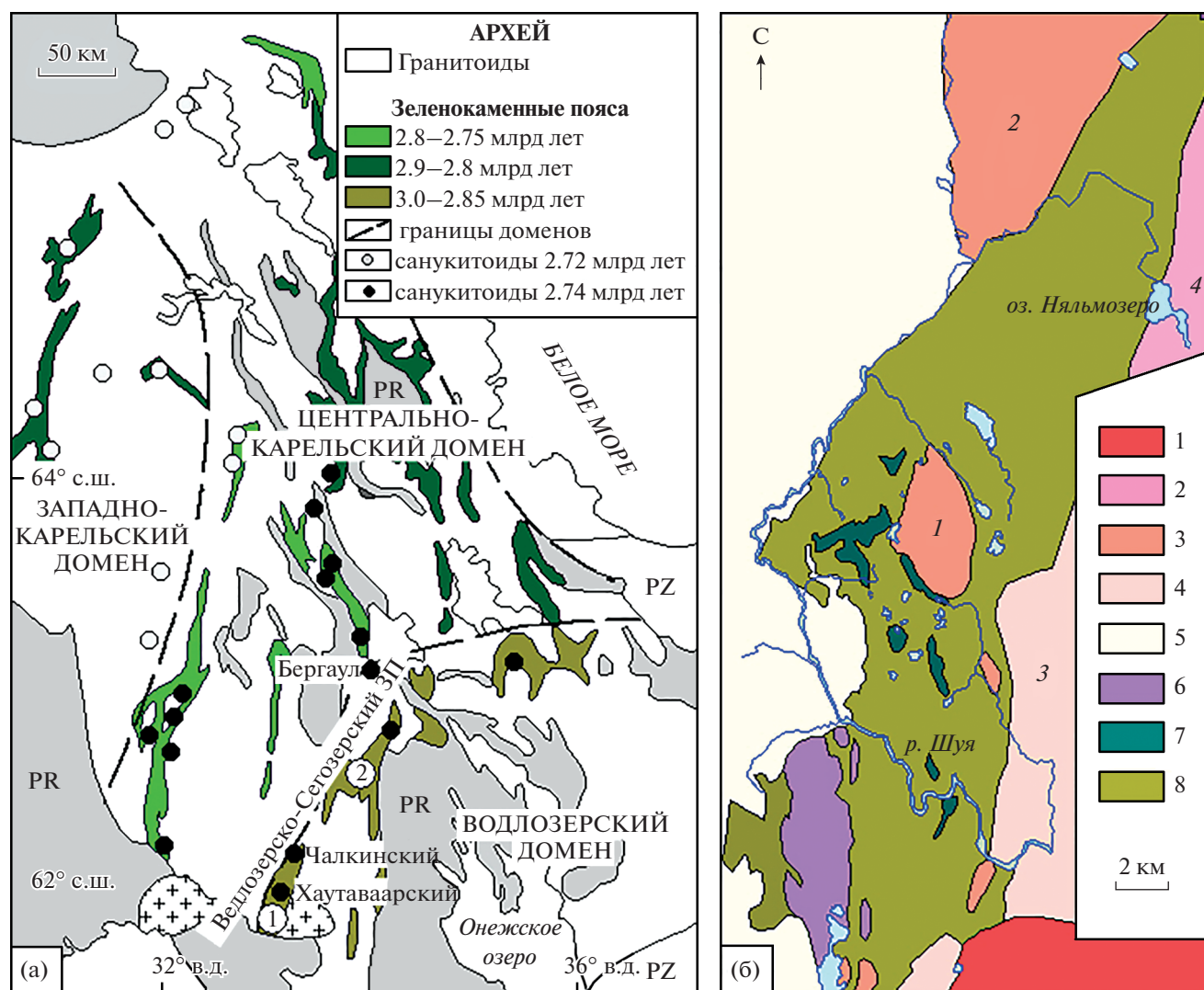


Рис. 1. Расположение Хаутаваарской зеленокаменной структуры (а) по (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Heilimo et al., 2013) и упрощенная схема ее геологического строения (б) по материалам Карельской ГЭ (производственный отчет В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко за 1988г.) и геологической карте СССР м-ба 1 : 200000 (лист Р-36-ХV) с дополнениями. (а): 1 – Хаутаваарская структура, 2 – Койкарская структура. (б): 1 – граниты рапакиви Улягского массива (1.5 млрд лет), 2 – умеренно-щелочные лейкограниты Няльмозерского массива, 3 – гранитоиды Хаутаваарского комплекса (2.74 млрд лет), 4 – Шуйский гранодиоритовый массив, 5 – нерасчлененные граниты и гранито-гнейсы, 6 – гипербазиты Хюрсюльского комплекса, 7 – феррогаббро Виетуккалампинского комплекса (2.9 млрд лет), 8 – мезоархейские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (3.0–2.85 млрд лет). Массивы: 1 – Хаутаваарский, 2 – Чалкинский, 3 – Шуйский, 4 – Няльмозерский.

работе) и 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994), а также из обломков дацитов в агломератах – 2944 ± 7.9 млн лет (Матреничев и др., 1990). На островодужном комплексе залегает аллохтонная коматиит-базальтовая ассоциация, значения Sm-Nd изохронного возраста которой находятся в пределах 3.18–2.92 млрд лет (Светов и др., 2006; Светов, Хухма, 1999). Возраст поздней андезит-дацитовой серии составляет 3.0–2.98 млрд лет (Светов и др., 2006), прорывающих ее дацитовых и риолитовых даек – около 2.85 млрд лет (Овчинникова и др.,

1994). Завершают геологический разрез Хаутаваарской структуры базальты и вулканогенно-осадочные породы, развитые в ее северо-восточной части (Светов, 2005).

Интрузивный магматизм Хаутаваарской структуры представлен базит-гипербазитовыми и гранитоидными комплексами (рис. 1б). Ультрабазиты (серпентинизированные перидотиты, оливиниты и пироксениты) проявлены на нескольких уровнях, прорывают мезоархейские вулканы. Они в свою очередь прорываются габброидами. Мела-

нократовые габбро и пластовые интрузии, выделяющиеся повышенной магнитностью, объединены в Виетуккалампинский комплекс феррогаббро (Слюсарев и др., 2007), возраст которого определен U-Pb методом по циркону из габбро-пегматитов — 2914 ± 9 млн лет (Носова и др., 2013). В восточном борту структуры развиты тела габбро комплекса Кайнооя, прорывающие вулканиды средне-кислого состава (>2.85 млрд лет).

Гранитный магматизм в Хаутаваарской структуре представлен ТТГ-гнейсами и гранитоидами, часть которых выделяется в составе Шуйского комплекса, санукитоидами (Хаутаваарский комплекс), калиевыми гранитами (Няльмозерский массив) и комплексом малых интрузий (Виртаоя).

Шуйский комплекс ранее рассматривался как результат проявления ТТГ-магматизма и сопоставлялся с аналогичными комплексами гранитоидов Карельской ГЗО этапа 2.86–2.85 млрд лет (Кулешевич и др., 2009). Непосредственно Шуйским массивом был назван плутон, расположенный в восточном борту Хаутаваарской структуры.

Хаутаваарский комплекс, объединяющий Хаутаваарский и Чалкинский массивы, а также ряд более мелких тел, прорывает смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи и тела феррогаббро. По геохимическим характеристикам породы этого комплекса были отнесены к санукитоидной серии (Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005). U-Pb возраст интрузивов по циркону (NORDSIM и классический метод) составляет ~ 2.74 млрд лет (Bibikova et al., 2005; Овчинникова и др., 1994).

Калиевые граниты Няльмозерского массива, расположенного в северо-восточной части Хаутаваарской структуры, рассматриваются как аналог умеренно-щелочных гранитов завершающей стадии (2.70–2.68 млрд лет назад) магматизма зеленокаменных поясов.

Виртаойский комплекс малых интрузий включает жильные тела турмалин-мусковитовых лейкогранитов и микроклин-плагноклазовых пегматитов.

Граниты рапакиви Улялегского массива (~ 1.54 – 1.5 млрд лет) прорывают зеленокаменные толщи на юге структуры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания оксидов петрогенных элементов определялись классическим силикатным анализом в Аналитическом центре КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Точность метода составляет 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo

Fisher Scientific) в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение проб проводилось путем кислотного растворения в открытой системе. Контроль точности измерения осуществлялся с помощью стандартов BNVO-2, СГД-1А, СГД-2А.

Датирование локальным U-Pb методом зерен циркона выполнено на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные в эпоксидную матрицу совместно со стандартами TEMORA (Black et al., 2003) и 91500 (Wiendenbeck et al., 1995), шлифовались примерно до половины толщины и были покрыты ~ 10 Å слоем 99.999% золота. Внутренняя структура зерен изучалась с применением оптической и электронной микроскопии. Накопление изображений в режимах катодolumинесценции и обратно-рассеянных электронов проводилось на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений. Вторичные ионные токи измерялись высокочастотным вторично-электронным умножителем в режиме сканирования по массам. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~ 3 нА, диаметр кратера составлял ~ 25 мкм. Полученные результаты обрабатывались с помощью программы SQUID v1.13 и ISOPLOT/Ex 3.41b (Ludwig, 2001, 2003). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). В качестве концентрационного уранового стандарта использовался цирконовый стандарт 91500 с концентрацией $U = 81.2$ ppm (Wiendenbeck et al., 1995). Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возраст) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне 2σ .

Изотопный анализ Sm и Nd производился на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton T1 в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в работе (Котов и др., 1995). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ), средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla равно 0.511894 ± 8 . При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы современные значения для однородного резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$.

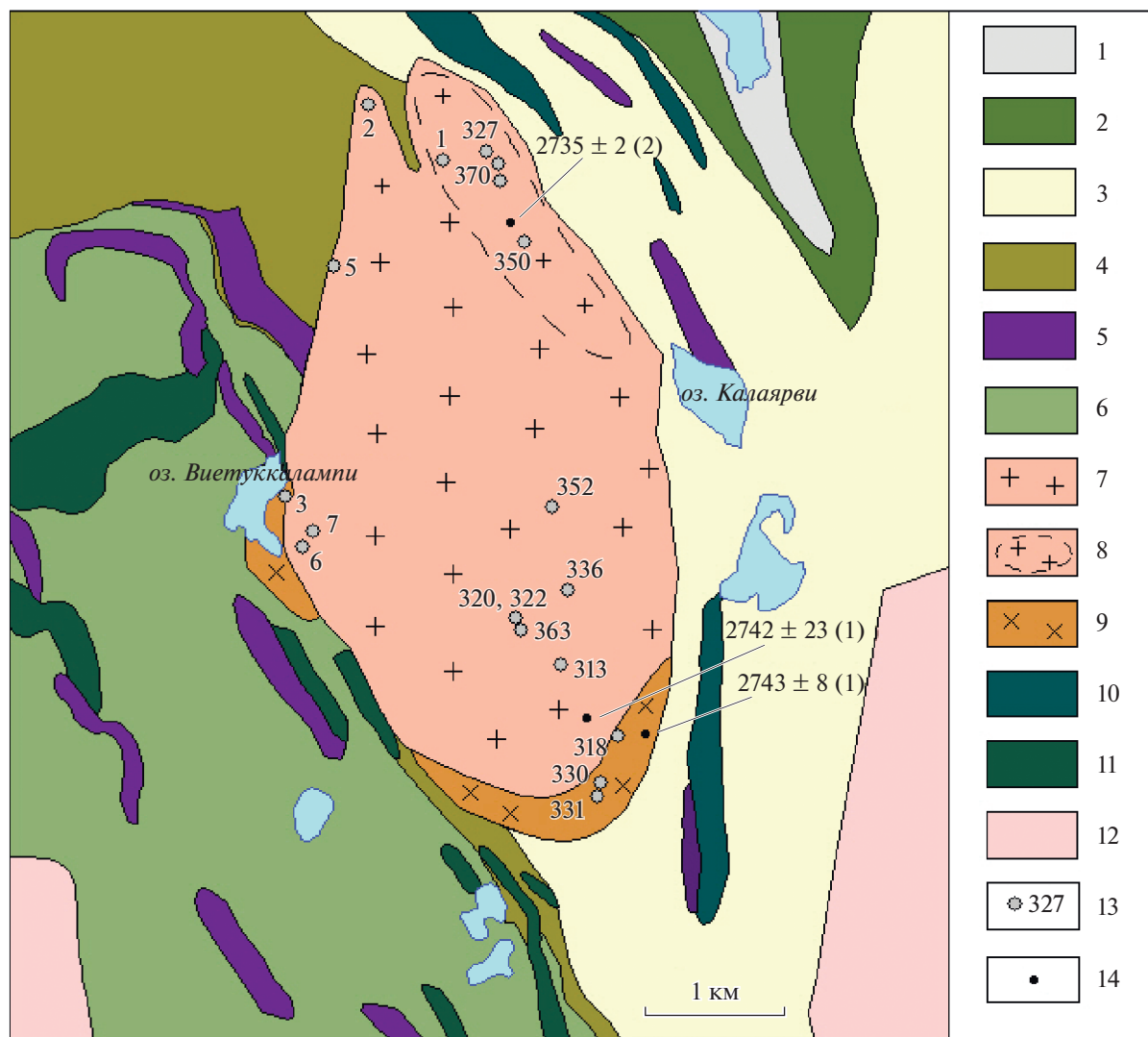


Рис. 2. Схема геологического строения Хаутаваарского массива, составленная с использованием материалов Карельской ГЭ (производственный отчет В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко за 1988г.) с дополнениями. 1 – туфы и туфогенно-осадочные породы, 2 – базальты, 3 – андезит-дацитовая серия и сопутствующие вулканогенно-осадочные породы (>2.85 млрд лет), 4 – коматитит-базальтовая серия и сопутствующие вулканогенно-осадочные породы (3.05–2.90 млрд лет); 5 – гипербазиты, 6 – БАДР-серия (3.05–2.95 млрд лет), 7–9 – Хаутаваарский массив (7 – монцограниты, 8 – граносиениты, 9 – габбро, монцодиориты), 10 – габбро комплекса Кайнооя, 11 – феррогаббро Виетуккалампинского комплекса, 12 – гранитоиды Шуйского комплекса, 13 – точки отбора образцов, 14 – точки определения U-Pb возраста пород по (Bibikova et al., 2005) (1) и (Stepanova et al., 2014) (2).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Хаутаваарский массив наиболее изучен, он расположен в центральной части Хаутаваарской структуры, прорывает смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи, вытянут в меридиональном направлении до 6 км. Интрузив имеет сложное строение и представлен двумя магматическими фазами (Дмитриева и др., 2016). Первая фаза, включающая монцогаббродиориты и монцодиориты, имеет подчиненное распространение в южном и западном эндоконтакте интрузива

(рис. 2 и 3а, 3б). Большую часть массива составляют породы второй фазы – граносиениты и монцограниты (рис. 3в, 3г). Они содержат обломки монцодиоритов первой фазы.

Возраст пород Хаутаваарского массива определен U-Pb методом по циркону, для монцодиоритов он составляет 2743 ± 8 млрд лет, монцогранитов – 2742 ± 23 млрд лет (Bibikova et al., 2005) и граносиенитов – 2735 ± 2 млрд лет (Stepanova et al., 2014).

Породы, составляющие Хаутаваарский интрузив, как правило, имеют массивную текстуру. Монцогаббродиориты обладают равномернозернистой

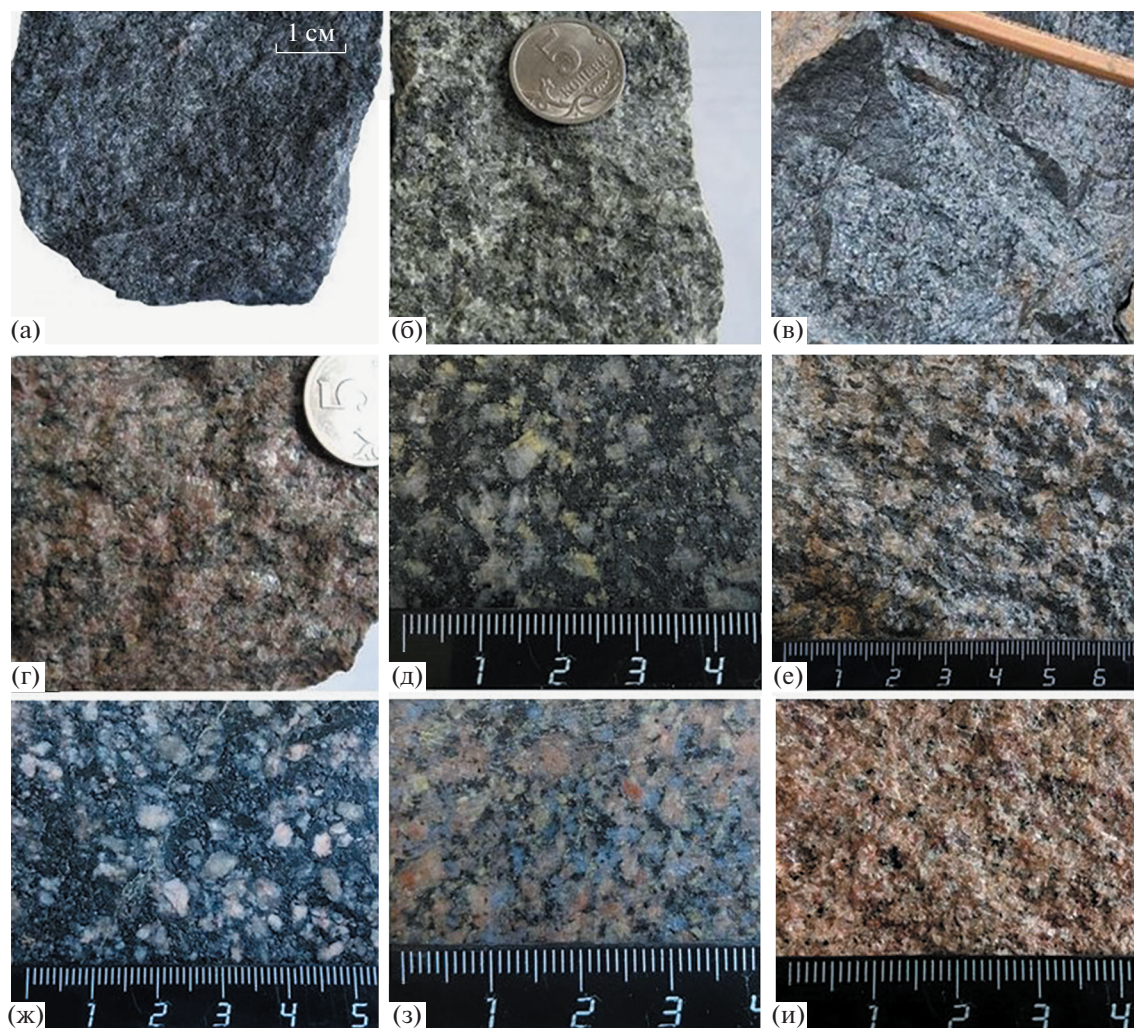


Рис. 3. Разновидности пород гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры.

(а–г) – Хаутаваарский массив (а – монцогаббродиориты, обр. 3/1, б – монцодиорит, обр. 330, в – граносиенит, обр. 350, г – монцогранит, обр. 363), (д–ж) – Чалкинский массив (д – эпидотизированный кварцевый диорит, обр. 660, е – кварцевый диорит, обр. 662, ж – порфировидный кварцевый диорит, обр. 665), (з) – Шуйский массив (гранодиорит, обр. 526), (и) – Няльозерский массив (монцолейкогранит, обр. 678).

или порфировидной с вкрапленниками микроклина структурой, содержат плагиоклаз (50–55%), калиевый полевой шпат (4–5%), роговую обманку (25–30%), биотит (10–15%), кварц (~3%), титанит (2%), апатит (0.5–1%), ильменит, акцессорные циркон и монацит. Для монцодиоритов характерна порфировидная структура, обусловленная наличием полевошпатовых вкрапленников. Породы содержат плагиоклаз (50–60%), калиевый полевой шпат (15–20%), роговую обманку (10–15%), биотит (15–20%), кварц (~3%), титанит (1–2%), акцессорные апатит (0.5%), циркон и монацит.

Кварцевые монцодиориты среднезернистые массивные породы, содержащие плагиоклаз (30–35%), калиевый полевой шпат (40–45%), биотит (~8%), кварц (5–10%), акцессорные титанит (1–2%), апатит (0.5%), циркон, реже алланит. Лейко-

кратовые граносиениты и розовато-красные монцограниты обладают средне-, крупнозернистой и порфировидной структурой, массивной или пятнистой текстурой. Граносиениты сложены плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (35–45%), кварцем (20%), биотитом (5–10%), акцессорными титанитом (1–2%), апатитом, цирконом и монацитом. Монцограниты отличаются большим содержанием калиевого полевого шпата (40–55%) и кварца (20–25%), меньшим – плагиоклаза (20–30%), темноцветные минералы представлены биотитом (5–10%), акцессорные – титанитом (до 3%), апатитом (до 0.5%), цирконом, монацитом.

Чалкинский массив ограничивает зеленокаменные толщи Хаутаваарской структуры с северо-запада и прорывает гранитоиды западного обрамления

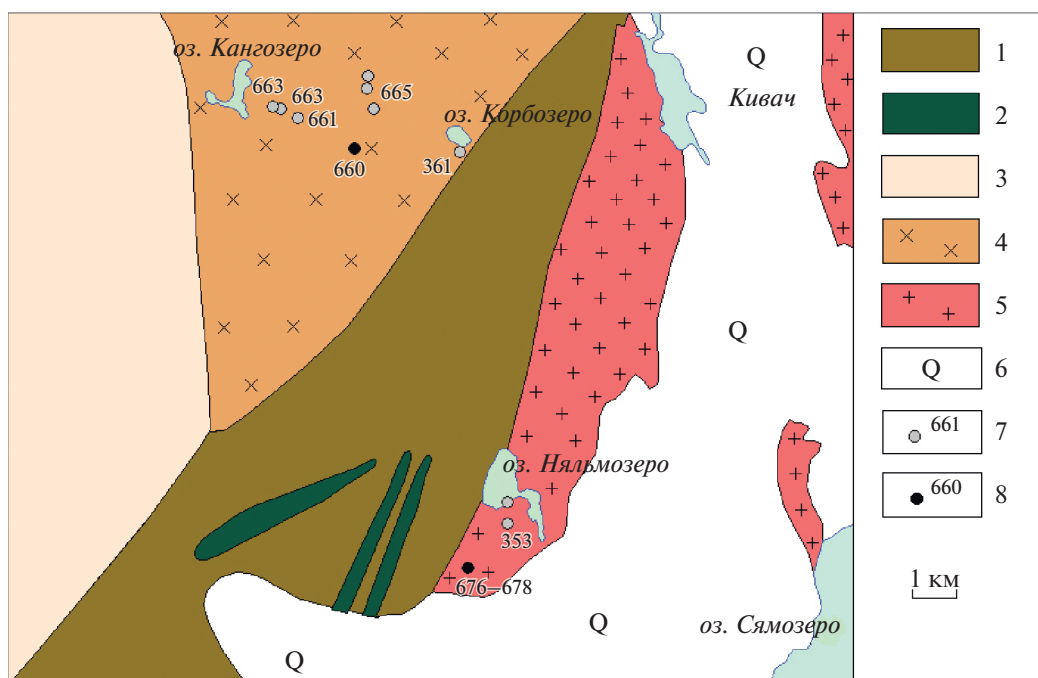


Рис. 4. Схема геологического строения Чалчинского и Няльмозерского массивов, составлена по геологической карте СССР м-ба 1 : 200000 (лист Р-36-ХV) с дополнениями.

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, 2 — метагаббро, 3 — нерасчлененные архейские гранитоиды, 4 — диориты Чалчинского массива, 5 — монцелейкограниты Няльмозерского массива, 6 — четвертичные отложения, 7 — точки отбора образцов, 8 — точки отбора образцов для определения U-Pb возраста и их номера.

(рис. 4). Массив вытянут в меридиональном направлении и, согласно геофизическим и геологическим данным, имеет большой размер (около 20 км по длинной оси). Он сложен диоритами и кварцевыми диоритами. В краевых зонах интрузива породы эпидотизированы и прорываются множеством аплитовых и пегматитовых жил. Северная часть Чалчинского массива перекрыта ледниковыми отложениями. U-Pb возраст пород по циркону 2745 ± 5 млрд лет (Овчинникова и др., 1994).

Чалчинский массив сложен преимущественно мезократовыми крупнозернистыми или порфировидными с полевошпатовыми вкрапленниками биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами (рис. 3д–3ж). Породы содержат плагиоклаз (60–75%, олигоклаз, реже андезин), калиевый полевой шпат (0–5%), кварц (5–12%), роговую обманку (5–15%), биотит (7–12%), апатит (до 1%), титанит и REE-содержащий титанит (ΣREE до 1–2%), циркон, вторичные эпидот и Се-эпидот (ΣREE 3–5%), хлорит (1%), карбонат, в том числе баистезит-паризитового ряда, и барит. При изменении кварцевых диоритов плагиоклаз интенсивно замещается эпидотом, что придает им зеленоватый оттенок, по биотиту развивается хлорит.

Шуйский комплекс по результатам геологическо-геохимических работ Карельской ГЭ объединяет четыре

магматические фазы: 1) диориты, 2) плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, 3) граниты, микроклиновые лейкограниты и 4) завершающие магматизм жилы микроклиновых пегматитов. Гранитоиды Шуйского комплекса были выделены в обрамлении Хаутаваарской структуры (рис. 5). Они ограничивают зеленокаменные толщи с востока и запада, разбиты серией тектонических разломов субширотного и северо-западного простирания. В зонах контакта гранитоидов и вулканитов, а также тектонических нарушений породы подвержены катаклазу, милонитизации и альбитизации. Шуйский комплекс развит на большой площади и имеет слабую обнаженность, в связи с этим авторам удалось изучить только его гранодиоритовую фазу в восточной и южной частях структуры.

Гранодиориты массивные, обладают светло-розовой окраской, крупнозернистой структурой, отличаются наличием голубого кварца (рис. 3з). Породы содержат калиевый полевой шпат (6–20%), плагиоклаз (50–60%), кварц (15–20%), биотит (5–6%), вторичные серицит (2–5%), эпидот (4–5%), карбонат и хлорит, акцессорные апатит, титанит (1%) и циркон. Плагиоклаз замещается эпидотом и серицитом, по биотиту развивается хлорит. При интенсивной эпидотизации гранодиориты приобретают зеленоватый оттенок. В рассланцованных и катаклазированных разностях увеличивается содержание кварца и биотита. Рудные минералы

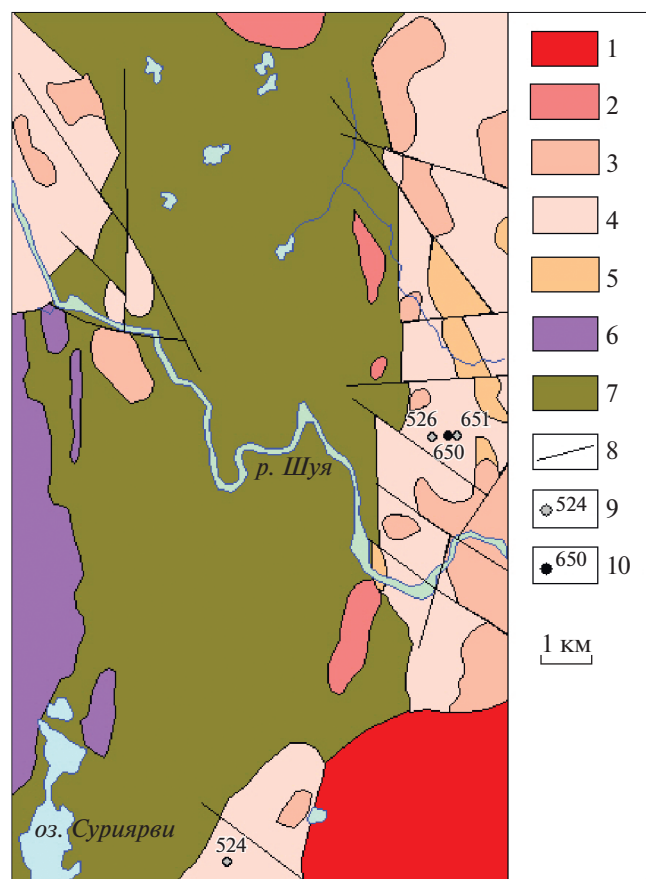


Рис. 5. Схема геологического строения Шуйского комплекса, составленная с использованием материалов Карельской ГЭ (производственный отчет В.В. Сиваева и А.Ф. Горошко за 1988г.).

1 – граниты рапакиви Улялегского массива, 2 – массивы Хаутаваарского комплекса, 3–5 – Шуйский комплекс (3 – граниты, 4 – плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, 5 – диориты), 6 – гипербазиты Хюрсюльского комплекса, 7 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, 8 – разломы, 9 – точки отбора образцов, 10 – точки отбора образцов для определения U-Pb возраста.

представлены рутилом, пиритом и галенитом. В породах отмечаются секущие пиритсодержащие кварц-эпидотовые прожилки.

Няльмозерский массив прорывает вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи в северо-восточной части Хаутаваарской зеленокаменной структуры. Он протягивается в субмеридиональном направлении до 15 км, сложен светло-розовыми умеренно-щелочными лейкогранитами. Интрузивные тела подобного состава встречаются севернее и восточнее Няльмозерского массива, которые, возможно, являются фрагментами единого плутона, частично перекрытого четвертичными образованиями (рис. 4).

Монцолейкограниты массивные, мелкозернистые, иногда слегка рассланцованные, сложены

калиевым полевым шпатом (25–30%), плагиоклазом (25–30%, олигоклаз, реже альбит), кварцем (35–40%), биотитом (3–5%), мусковитом (2–3%), преобладающим акцессорным минералом является монацит, также встречаются апатит и циркон, при вторичных изменениях пород появляются эпидот (1–3%), серицит и хлорит, в незначительном количестве встречаются рутил, ильменит и галенит.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Хаутаваарский массив наиболее детально изучен и опробован авторами (Дмитриева и др., 2016). Состав пород имеет широкие вариации. Содержание SiO_2 увеличивается от 51.98 мас. % в монцогаббродиоритах до 70.5 мас. % в монцогранитах, при этом сумма щелочей возрастает от 6.21 до 9.57 мас. % (табл. 1; рис. 6). Породы относятся к умеренно-щелочному ряду, обладают калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$) и повышенной магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 0.60\text{--}0.45$), снижающейся по мере увеличения количества SiO_2 и Al_2O_3 . В граносиенитах и монцогранитах второй фазы уменьшаются содержания FeO^* , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 относительно монцогаббродиоритов и монцодиоритов первой фазы. На диаграммах в породах Хаутаваарского массива наблюдаются близкие к прямолинейным тренды распределения петрогенных элементов (рис. 6).

Монцогаббродиориты и монцодиориты первой фазы имеют повышенные содержания P_2O_5 (0.56–0.61 мас. %), TiO_2 (0.65–1.03 мас. %) и V (128–201 ppm), они также обладают более высокими концентрациями Cr (163–223 ppm), Ni (49–70 ppm) и Cu (18–118 ppm) относительно граносиенитов и монцогранитов (Cr 20–68, Ni 10–37 и Cu 6–29 ppm) второй фазы (рис. 6, 7). В породах первой фазы при увеличении содержания SiO_2 происходит накопление Zr, в то время как в породах второй фазы при повышении кремнекислотности концентрация его интенсивно снижается (рис. 7). Количество Ba и Sr уменьшается от основных фаз к кислым, тогда как концентрация Rb возрастает. Максимальное содержание Ba в монцогаббродиоритах и монцодиоритах составляет 2054 ppm, в граносиенитах и монцогранитах – 1081 ppm.

Для пород Хаутаваарского массива характерны фракционированные спектры распределения REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 14\text{--}21$), суммарное количество которых снижается от 346 до 128 ppm с увеличением содержания SiO_2 (рис. 8).

Чалкинский массив был опробован в его южной части, пересечен от восточного эндоконтакта в районе оз. Корбозеро и до оз. Кангозеро (около 5 км) в западном направлении, а также на север на 3 км. Слагающие интрузив биотит-роговообманковые кварцевые диориты имеют достаточно однородный

Таблица 1. Химический состав гранитоидов Хаутаваарской структуры

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	Хаутаваарский массив							
	3/1	3/2	318	330	331	8	370	2
	МГД			МД		КМД		
SiO ₂	51.98	53.52	54.45	58.50	57.16	61.74	65.80	65.40
TiO ₂	1.03	0.88	0.73	0.67	0.65	0.62	0.50	0.55
Al ₂ O ₃	15.83	15.92	15.29	15.20	14.87	17.66	15.13	14.80
Fe ₂ O ₃	2.91	3.10	3.22	2.27	2.69	2.15	1.35	0.99
FeO	5.46	4.45	4.23	3.59	3.30	2.01	2.15	1.72
MnO	0.144	0.135	0.132	0.111	0.098	0.059	0.058	0.055
MgO	6.74	5.46	5.56	4.70	4.21	2.13	2.38	2.08
CaO	6.82	6.96	6.82	4.91	4.39	1.98	2.04	3.20
Na ₂ O	2.88	3.49	3.70	3.71	3.50	4.09	3.80	3.91
K ₂ O	3.33	3.22	3.03	4.02	4.94	6.06	5.61	6.16
P ₂ O ₅	0.61	0.56	0.58	0.42	0.44	0.27	0.10	0.24
П.п.п.	1.72	1.6	1.56	1.63	3.10	1.02	0.94	0.80
Сумма	99.53	99.51	99.50	99.88	99.64	99.99	99.98	99.96
Mg#	0.60	0.58	0.58	0.60	0.57	0.49	0.56	0.58
alk	6.21	6.71	6.73	7.73	8.44	10.15	9.41	10.07
Na ₂ O/K ₂ O	0.86	1.08	1.22	0.92	0.71	0.67	0.68	0.63
Cr	179.9	162.7	166.32	222.5	181.4	53.92	66.3	61.53
Ni	60.64	51.27	56.93	70.1	49.28	22.22	28.5	30.62
V	200.9	178.7	175.88	130.3	127.9	78.64	53.52	104.3
Cu	18.06	35.35	57.07	118.4	61.2	17.67	14.03	14.97
Rb	196.0	120.3	98.3	101.7	226.8	248.26	179.0	290.6
Sr	1032.0	1124.0	1207.62	585.7	692.8	438.02	341.1	328.5
Y	22.61	21.26	19.76	19.25	19.72	23.10	18.16	12.27
Pb	17.63	15.23	24.61	17.64	66.49	14.86	11.22	11.13
Th	4.58	5.49	7.01	12.39	13.65	45.38	49.33	27.47
U	1.47	1.86	2.06	2.01	3.67	4.41	3.59	3.06
Zr	90.31	122.6	69.37	168.4	167.6	457.98	401.7	353.2
Hf	2.19	2.82	2.10	4.13	4.24	11.36	9.34	8.33
Nb	7.95	8.52	5.62	9.75	11.06	24.12	13.35	17.34
Ta	0.38	0.37	0.64	0.58	0.75	2.29	0.93	1.17
Ba	1782.0	2054.0	1751.39	1920.0	1782.0	1224.59	951.1	1003.0
La	41.05	44.93	47.42	45.43	45.19	74.38	47.29	23.03
Ce	97.58	103.5	104.20	92.09	95.75	157.1	104.5	60.27
Pr	12.68	12.56	13.38	10.93	10.86	17.14	10.72	4.83
Nd	55.21	52.72	57.36	41.9	40.26	62.96	41.39	22.59
Sm	12.42	11.43	11.52	7.90	7.57	10.8	8.35	4.80
Eu	3.72	3.58	2.82	2.50	2.34	1.90	1.77	1.09
Gd	10.48	10.19	5.32	7.17	6.86	8.8	5.32	3.60
Tb	1.21	1.12	1.02	0.84	0.82	1.00	0.61	0.46
Dy	4.66	4.29	4.28	3.40	3.47	4.59	2.61	2.81
Ho	0.84	0.80	0.78	0.69	0.70	0.84	0.63	0.53
Er	2.39	2.27	2.04	2.09	2.18	2.38	1.99	1.59
Tm	0.3	0.29	0.25	0.28	0.31	0.34	0.27	0.23
Yb	2.07	2.03	1.81	2.10	2.18	3.60	2.0	1.70
Lu	0.23	0.23	0.23	0.25	0.26	0.36	0.28	0.25

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15	16
	Хаутаваарский массив							
	5/1	7	327	327/1	350/1	350/2	350/4	350/9
	КМД	ГС						
SiO ₂	64.93	66.90	69.24	67.02	67.94	68.32	70.60	67.70
TiO ₂	0.68	0.48	0.44	0.46	0.39	0.39	0.43	0.43
Al ₂ O ₃	15.80	15.15	13.86	14.47	14.68	14.42	14.40	14.90
Fe ₂ O ₃	1.12	1.18	1.48	1.57	0.73	1.1	1.35	1.05
FeO	2.44	1.94	1.58	2.15	1.68	2.01	0.93	1.86
MnO	0.052	0.054	0.042	0.053	0.051	0.056	0.028	0.052
MgO	2.07	1.92	1.73	2.00	1.65	1.76	1.50	1.86
CaO	2.61	1.83	1.53	1.90	1.60	1.31	0.73	20
Na ₂ O	4.27	3.78	3.26	3.58	4.15	4.93	3.62	3.65
K ₂ O	4.93	5.55	5.73	5.38	5.42	4.08	4.84	5.55
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.2	0.23	1.32	0.09	0.08	0.06
П.п.п.	0.64	0.76	0.79	0.8	0.07	1.22	1.33	0.78
Сумма	99.92	99.93	100.0	99.62	99.96	99.82	99.96	99.97
Mg#	0.51	0.54	0.52	0.50	0.56	0.51	0.56	0.54
alk	9.2	9.33	8.99	8.96	9.57	9.01	8.46	92
Na ₂ O/K ₂ O	0.87	0.68	0.57	0.67	0.77	1.21	0.75	0.66
Cr	74.95	43.36	37.80	44.28	50.96	—	41.11	67.97
Ni	31.34	19.10	18.85	22.06	22.98	—	9.64	32.56
V	138.50	63.80	57.92	66.12	43.72	—	46.88	46.59
Cu	16.84	16.26	12.27	10.30	17.96	—	29.28	18.56
Rb	357.5	217.18	257.22	281.78	226.10	—	203.5	240.5
Sr	598.1	282.82	207.18	420.42	276.0	—	170.7	383.9
Y	9.75	16.46	21.0	20.39	19.94	—	15.32	21.68
Pb	28.42	30.13	21.52	27.29	21.81	—	52.53	23.25
Th	16.04	30.57	28.48	32.48	47.23	—	54.12	54.47
U	5.21	6.96	16.42	11.04	7.52	—	7.24	9.22
Zr	413.0	363.14	328.09	393.98	319.20	—	375.5	316.0
Hf	9.07	8.90	8.09	9.72	8.60	—	9.61	8.21
Nb	12.73	15.87	17.60	18.12	16.14	—	17.62	15.71
Ta	0.43	1.38	2.70	1.94	1.15	—	1.26	1.21
Ba	945.6	1067.19	909.99	915.79	763.0	—	1014.0	805.4
La	33.71	53.26	71.46	55.98	43.87	—	10.17	48.41
Ce	60.23	111.68	139.28	121.76	87.20	—	23.9	106.40
Pr	6.86	12.27	16.13	13.80	9.56	—	2.89	11.47
Nd	30.19	44.88	60.00	51.66	36.77	—	11.85	43.68
Sm	5.66	7.78	10.05	9.35	7.89	—	3.45	9.62
Eu	1.65	1.55	1.61	1.64	1.52	—	0.87	1.72
Gd	3.80	6.47	8.23	7.80	5.68	—	2.84	5.92
Tb	0.45	0.69	0.90	0.86	0.67	—	0.40	0.71
Dy	2.28	3.22	3.89	4.10	2.99	—	2.25	3.11
Ho	0.41	0.56	0.77	0.74	0.73	—	0.57	0.77
Er	1.14	1.62	2.13	2.05	2.13	—	1.76	2.30
Tm	0.16	0.22	0.30	0.28	0.30	—	0.27	0.33
Yb	1.13	2.53	2.79	2.95	2.11	—	1.89	2.26
Lu	0.18	0.25	0.28	0.29	0.28	—	0.24	0.29

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	17	18	19	20	21	22	23	24
	Хаутаваарский массив							
	1	6	319	322	320	320/3	336	352
	ГС		МГ					
SiO ₂	67.74	68.16	70.38	69.46	70.22	70.50	69.32	69.62
TiO ₂	0.47	0.43	0.32	0.34	0.34	0.30	0.35	0.35
Al ₂ O ₃	14.93	14.61	14.20	14.14	14.19	14.21	13.98	14.44
Fe ₂ O ₃	0.99	1.42	0.86	1.46	1.15	0.49	1.19	0.92
FeO	1.72	1.72	1.29	1.29	1.22	1.44	1.58	1.79
MnO	0.053	0.045	0.037	0.038	0.035	0.032	0.038	0.043
MgO	1.33	1.55	1.19	1.24	1.03	1.04	1.26	0.71
CaO	1.91	1.76	1.54	1.76	1.32	1.47	1.61	1.60
Na ₂ O	3.62	3.81	3.78	3.94	3.87	4.21	3.76	3.90
K ₂ O	5.76	5.43	5.30	5.13	5.50	5.31	5.50	5.20
P ₂ O ₅	0.24	0.2	0.20	0.19	0.22	0.16	0.17	0.07
П.п.п.	0.75	0.72	0.66	0.88	0.59	0.70	0.64	0.83
Сумма	99.55	100.0	99.89	100.0	99.82	99.98	99.55	99.65
Mg#	0.47	0.48	0.51	0.46	0.45	0.50	0.46	0.33
alk	9.38	9.24	9.08	9.07	9.37	9.52	9.26	9.1
Na ₂ O/K ₂ O	0.63	0.7	0.71	0.77	0.70	0.79	0.68	0.75
Cr	51.39	—	20.46	25.92	19.60	—	34.53	47.38
Ni	23.91	—	13.51	14.79	13.95	—	15.11	23.7
V	96.73	—	42.24	40.50	45.73	—	45.73	30.34
Cu	8.37	—	22.78	16.80	5.59	—	10.51	17.47
Rb	371.6	—	239.38	221.38	250.10	—	281.38	212.4
Sr	376.1	—	430.42	424.02	410.82	—	320.18	446.4
Y	16.25	—	14.66	14.10	15.14	—	16.94	13.73
Pb	32.67	—	38.67	17.83	24.74	—	30.40	44.71
Th	30.18	—	37.45	34.31	34.48	—	36.84	43.02
U	7.20	—	11.61	6.30	6.38	—	7.69	8.55
Zr	342.7	—	250.02	224.62	250.41	—	271.37	224.6
Hf	9.11	—	7.03	6.14	6.85	—	7.06	5.86
Nb	16.67	—	13.68	13.27	13.45	—	16.45	11.99
Ta	1.26	—	1.69	1.52	1.61	—	1.77	0.95
Ba	768.5	—	1013.39	1009.79	1080.79	—	863.19	919.3
La	52.46	—	49.66	47.26	49.70	—	44.22	39.07
Ce	86.87	—	103.92	95.56	98.88	—	95.36	73.36
Pr	11.43	—	11.74	10.77	11.59	—	11.32	7.91
Nd	49.47	—	42.76	40.05	42.40	—	41.48	29.32
Sm	8.30	—	7.17	6.80	7.13	—	7.19	6.24
Eu	1.40	—	1.39	1.36	1.38	—	1.24	1.35
Gd	5.23	—	5.94	5.60	5.88	—	6.06	3.81
Tb	0.64	—	0.62	0.60	0.63	—	0.67	0.45
Dy	3.60	—	2.51	2.41	2.55	—	3.16	1.97
Ho	0.65	—	0.53	0.50	0.52	—	0.57	0.48
Er	1.92	—	1.49	1.46	1.48	—	1.66	1.47
Tm	0.28	—	0.22	0.20	0.21	—	0.23	0.21
Yb	1.94	—	2.21	2.00	2.14	—	2.35	1.4
Lu	0.29	—	0.22	0.21	0.21	—	0.24	0.19

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	Хаутаваарский массив		Чалкинский массив						
	363/2	363/3	361	660a	660	661	662	663	665
	МГ		КД						
SiO ₂	70.32	69.70	59.28	59.9	60.2	60.28	60.94	60.58	60.96
TiO ₂	0.39	0.38	0.59	0.57	0.6	0.6	0.57	0.58	0.61
Al ₂ O ₃	13.70	13.90	16.89	16.11	15.95	15.94	15.6	15.69	15.06
Fe ₂ O ₃	0.70	0.84	2.26	2.25	2.15	2.25	2.33	2.27	1.95
FeO	1.43	1.86	3.52	3.52	3.52	3.52	3.45	3.36	4.16
MnO	0.039	0.049	0.107	0.083	0.085	0.105	0.08	0.086	0.093
MgO	1.66	1.62	3.42	4.16	4.16	4.09	4.0	4.21	4.31
CaO	1.60	1.60	5.06	5.12	5.42	5.21	4.77	4.74	4.34
Na ₂ O	3.88	3.94	3.61	4.26	4.16	4.47	4.16	4.06	3.89
K ₂ O	5.43	5.10	2.86	1.99	1.86	1.77	2.27	2.39	2.38
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.28	0.31	0.31	0.32	0.29	0.31	0.32
П.п.п.	0.64	0.76	1.41	1.03	0.89	0.82	0.8	0.96	1.27
Сумма	99.92	99.99	99.51	99.50	99.51	99.57	99.50	99.51	99.52
Mg#	0.59	0.53	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56	0.58	0.56
alk	9.31	9.04	6.47	6.25	6.02	6.24	6.43	6.45	6.27
Na ₂ O/K ₂ O	0.71	0.77	1.3	2.14	2.24	2.53	1.83	1.70	1.63
Cr	46.28	65.59	116.1	207.1	202.5	171.4	179.8	179.2	144.7
Ni	25.11	36.62	60.47	98.25	97.46	97.38	92.87	94.3	87.82
V	27.82	32.67	111.5	221.6	207.3	211.2	203.9	193.3	195.3
Cu	11.03	13.01	11.57	23.53	25.8	15.29	31.8	23.19	92.82
Rb	151.1	165.0	110.3	64.26	60.7	122.0	76.37	124.6	85.09
Sr	342.4	387.1	679.2	988.2	982.2	861.3	901.2	863.3	822.5
Y	14.55	15.86	17.48	12.99	12.85	19.96	13.11	13.28	12.42
Pb	18.77	10.99	22.02	20.47	19.45	27.07	22.09	20.52	11.58
Th	43.75	43.55	10.15	2.26	2.47	3.35	4.59	5.42	2.68
U	6.16	2.20	1.95	0.42	0.44	3.36	1.31	1.25	1.28
Zr	203.4	229.6	130.9	111.7	153.0	185.1	160.7	172.3	238.3
Hf	5.46	6.21	3.26	2.31	3.06	3.96	3.50	3.63	4.56
Nb	10.93	11.89	5.55	4.33	4.39	9.78	5.06	5.35	5.28
Ta	0.97	1.03	0.52	0.51	0.54	1.16	0.61	0.65	0.64
Ba	884.1	836.7	977.2	582.4	534.3	338.7	558.5	579.0	743.0
La	30.87	41.53	46.32	30.19	44.67	29.83	44.74	43.70	29.32
Ce	66.37	73.63	85.77	83.67	99.64	79.78	100.90	101.30	77.29
Pr	8.00	9.66	10.26	9.70	11.98	9.54	11.81	11.86	8.98
Nd	31.21	37.55	38.67	40.14	45.59	38.78	44.73	45.69	37.23
Sm	6.59	7.55	6.14	6.79	6.96	6.84	7.06	7.13	6.35
Eu	1.44	1.54	1.62	1.76	1.79	1.68	1.78	1.88	1.72
Gd	4.09	4.50	4.61	4.92	4.94	5.28	5.02	5.15	4.63
Tb	0.49	0.54	0.69	0.57	0.59	0.68	0.62	0.60	0.55
Dy	2.16	2.40	3.20	2.71	2.66	3.31	2.69	2.80	2.63
Ho	0.52	0.59	0.60	0.50	0.48	0.61	0.47	0.49	0.49
Er	1.58	1.71	1.72	1.28	1.27	1.76	1.27	1.29	1.24
Tm	0.21	0.24	0.25	0.17	0.16	0.27	0.16	0.17	0.16
Yb	1.53	1.65	1.62	1.06	1.07	1.94	1.10	1.13	1.09
Lu	0.20	0.21	0.26	0.15	0.15	0.29	0.16	0.16	0.16

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	34	35	36	37	38	39	40	41	42
	Шуйский массив					Няльмозерский массив			
	524	526	650	651	2*	353	676	677	678
	ГД					МЛГ			
SiO ₂	68.16	68.20	67.52	67.62	68.96	73.14	73.4	73.44	73.47
TiO ₂	0.30	0.34	0.37	0.41	0.36	0.13	0.10	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	15.31	15.08	15.20	15.09	14.99	13.63	14.60	14.60	14.60
Fe ₂ O ₃	1.33	1.39	1.61	2.02	3.21	0.13	0.36	0.39	0.40
FeO	1.44	1.51	1.51	1.51	—	1.0	1.15	0.57	0.93
MnO	0.061	0.054	0.050	0.047	0.06	0.026	0.016	0.012	0.013
MgO	1.41	1.42	1.74	2.05	1.22	0.78	0.35	0.41	0.30
CaO	2.01	2.58	2.39	2.82	2.36	1.31	1.37	1.30	1.16
Na ₂ O	4.43	4.27	4.24	5.64	4.36	4.14	4.47	4.52	4.37
K ₂ O	3.88	3.60	4.10	1.17	2.99	4.91	3.89	4.16	4.16
P ₂ O ₅	0.17	0.20	0.24	0.25	0.13	0.06	0.05	0.05	0.03
П.п.п.	1.28	1.01	0.88	1.18	0.82	0.32	0.08	0.29	0.30
Сумма	100.0	99.98	100.0	99.98	99.46	99.97	99.99	99.95	100.0
Mg#	0.49	0.48	0.51	0.52	0.43	0.55	0.29	0.44	0.29
alk	8.31	7.87	8.34	6.81	7.35	9.05	8.36	8.68	8.53
Na ₂ O/K ₂ O	1.14	1.19	1.03	4.82	1.46	0.84	1.15	1.09	1.05
Cr	52.68	61.12	57.90	71.0	—	33.63	19.58	22.68	26.32
Ni	24.24	35.45	37.38	45.31	—	19.25	16.58	23.09	24.15
V	40.74	50.08	36.97	40.89	—	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО
Cu	10.67	3.61	17.80	23.50	—	5.61	11.77	7.54	11.30
Rb	110.60	94.60	89.41	31.51	—	85.68	103.50	101.60	103.20
Sr	520.30	749.80	607.30	620.80	—	369.20	362.00	396.70	514.10
Y	8.84	10.17	7.59	9.62	—	2.87	2.88	1.79	1.14
Pb	12.62	15.55	14.29	11.12	—	22.92	26.02	27.66	21.14
Th	9.97	10.29	9.48	16.89	—	11.46	9.94	11.74	8.25
U	1.47	1.84	5.37	2.21	—	0.75	0.97	0.72	0.58
Zr	111.30	150.60	115.70	129.30	—	85.39	75.75	70.17	70.78
Hf	3.19	4.10	2.89	2.97	—	2.54	2.26	1.94	1.99
Nb	6.46	6.54	5.10	5.24	—	2.17	1.58	1.39	1.36
Ta	0.65	0.60	0.45	0.44	—	0.16	0.06	0.07	0.05
Ba	1257.0	1274.0	1252.0	457.3	—	1518.0	1330.0	1385.0	1653.0
La	26.91	33.67	21.40	27.02	—	15.20	27.51	9.63	16.06
Ce	45.93	61.27	46.34	76.01	—	29.17	45.60	21.77	31.04
Pr	7.18	9.13	5.06	6.28	—	2.97	4.27	1.84	2.68
Nd	25.16	31.90	19.2	22.79	—	10.69	15.63	7.94	9.87
Sm	4.55	5.50	3.64	4.13	—	2.08	2.50	1.70	1.69
Eu	1.21	1.42	1.12	1.16	—	0.78	0.68	0.65	0.68
Gd	2.89	3.61	2.80	3.24	—	1.33	1.43	0.91	0.72
Tb	0.42	0.41	0.38	0.42	—	0.14	0.19	0.11	0.08
Dy	1.81	1.96	1.66	2.00	—	0.52	0.70	0.39	0.28
Ho	0.34	0.36	0.26	0.31	—	0.11	0.10	0.06	0.04
Er	0.87	0.95	0.78	0.92	—	0.30	0.25	0.18	0.13
Tm	0.11	0.13	0.12	0.14	—	0.04	0.03	0.02	0.02
Yb	0.76	0.84	0.71	0.82	—	0.23	0.23	0.19	0.17
Lu	0.13	0.13	0.12	0.11	—	0.04	0.04	0.03	0.02

Примечание. 6–10 – по (Дмитриева и др., 2016); ГД – гранодиорит, ГС – граносиенит, Д – диорит, КД – кварцевый диорит, КМД – кварцевый монцодиорит, ЛГ – лейкогранит, МГ – монцогранит, МГД – монцогаббродиорит, МД – монцодиорит, МЛГ – монцолейкогранит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm, <ПО – ниже предела обнаружения, прочерк – элемент не определялся, Mg# = $Mg/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$. *Данные Карельской ГЭ.

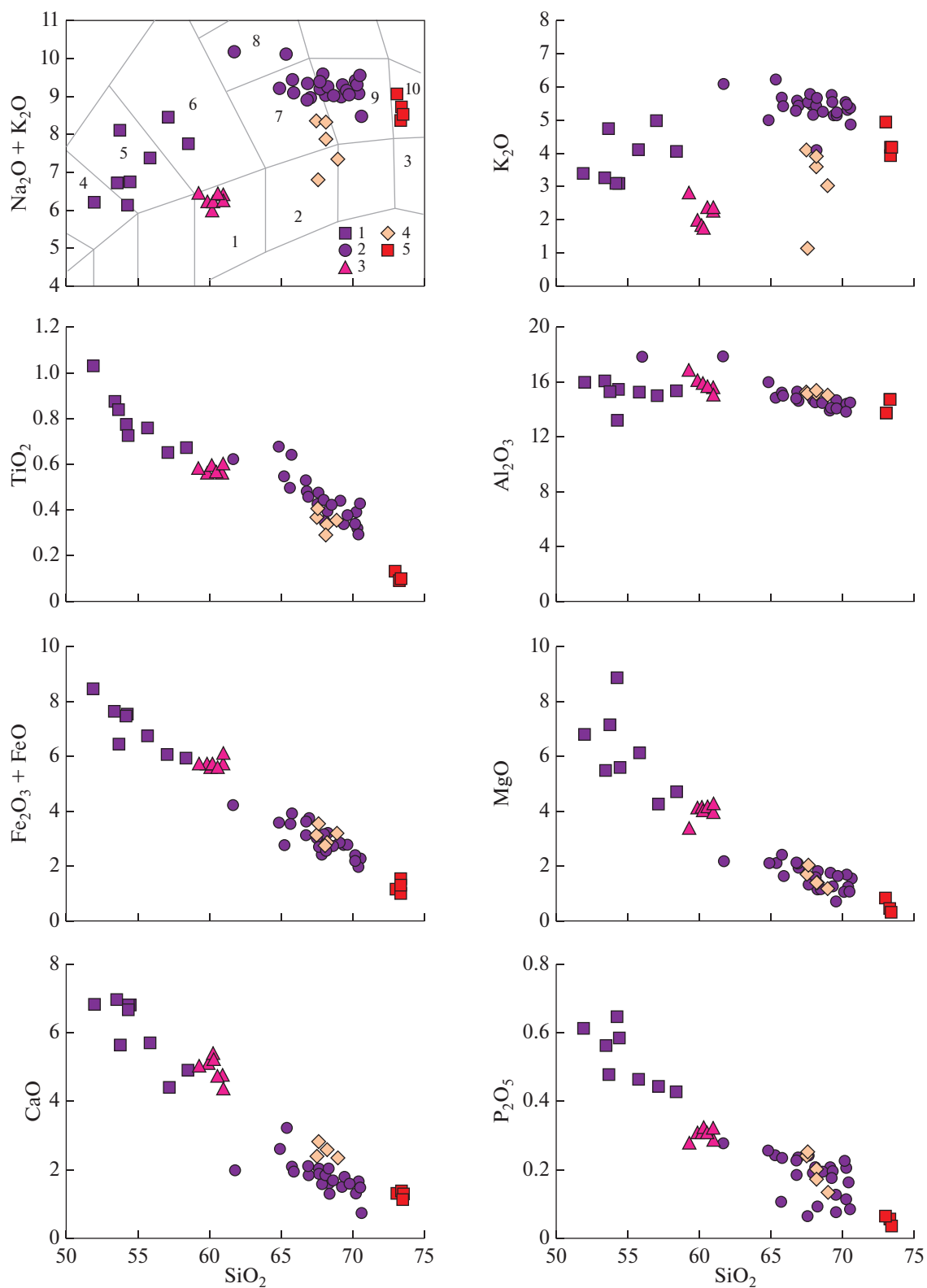


Рис. 6. Диаграммы Харкера для гранитоидов Хаутаваарской структуры.

Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский. Поля составов по (Шарпенко и др., 2013): 1 – кварцевых диоритов, 2 – гранодиоритов, 3 – лейкогранитов, 4 – монцогаббродиоритов, 5 – монцодиоритов, 6 – монцонитов, 7 – граносиенитов, 8 – сиенитов, 9 – умеренно-щелочных гранитов, 10 – умеренно-щелочных лейкогранитов.

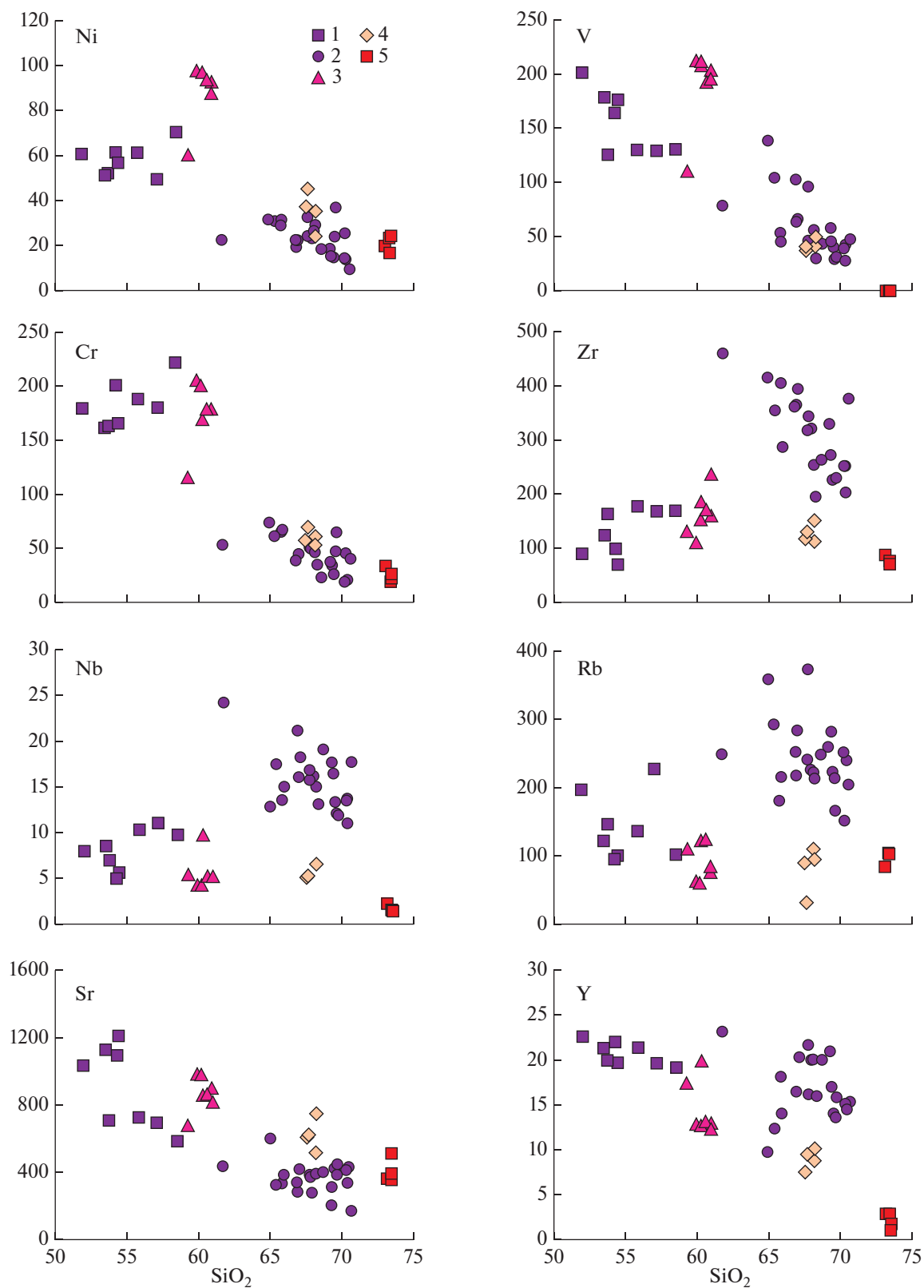


Рис. 7. Диаграммы Ni, V, Cr, Zr, Nb, Rb, Sr, Y– SiO_2 для гранитоидов Хаутаваарской структуры. Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский.

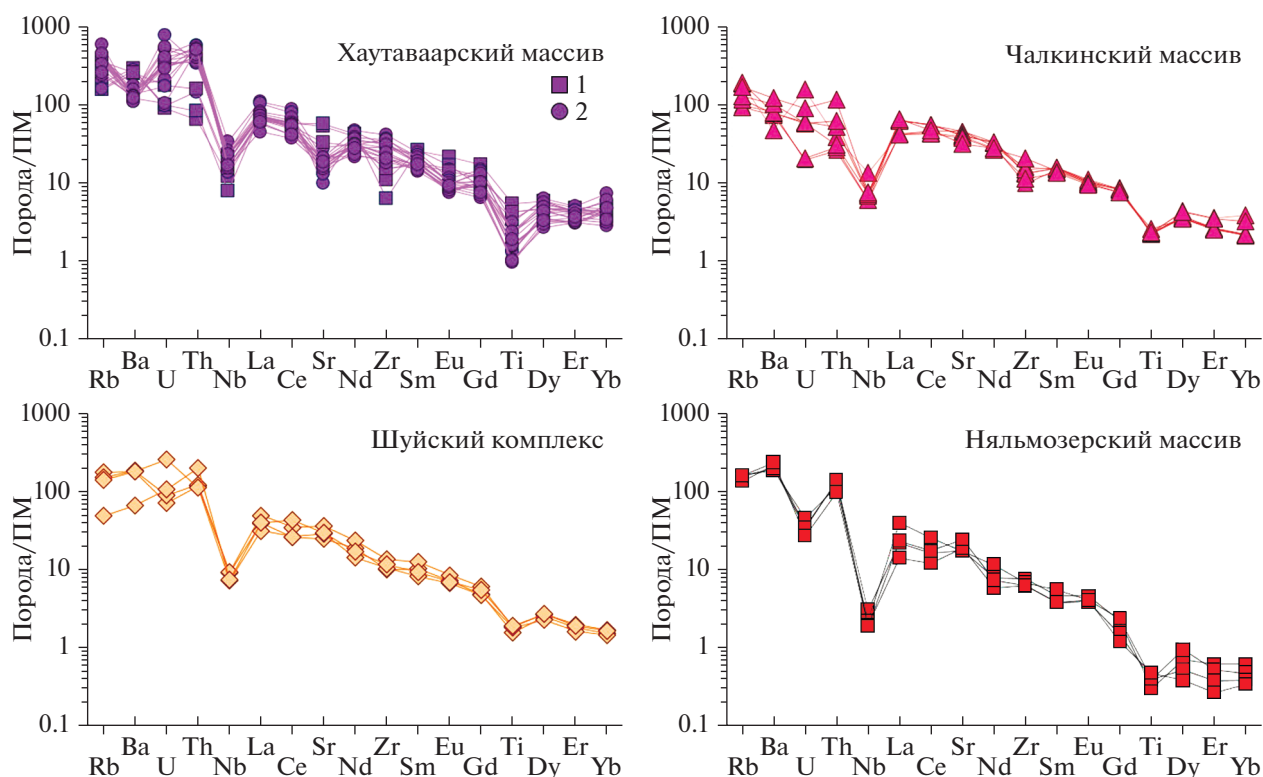


Рис. 8. Диаграммы распределения редкоземельных и редких элементов, нормированные к примитивной мантии, соответственно (Sun, McDonough, 1989). 1 — первая фаза, 2 — вторая фаза.

состав и на петрохимических диаграммах образуют компактную область (рис. 6), содержат 59.28–60.96 мас. % SiO_2 , относятся к нормальному ряду (сумма щелочей — 6.02–6.47 мас. %) и натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Породы массива характеризуются повышенными значениями магнезиальности ($\text{Mg\#} = 0.56\text{--}0.58$). По содержанию TiO_2 , Al_2O_3 и MgO кварцевые диориты занимают промежуточное положение между составами пород основной и кислой фазы Хаутаваарского массива, отличаются большим содержанием CaO , FeO^* и меньшим — K_2O .

Кварцевые диориты обладают высоким содержанием Cr (172–188 ppm), обогащены Ba (634–1459 ppm) и Sr (740–889 ppm), контрастно отличаются от монцодиоритов первой фазы Хаутаваарского массива высокими концентрациями Ni (90–99 ppm) и V (111–212 ppm) (рис. 7).

Спектры распределения REE в породах Чалкинского массива имеют фракционированный характер ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 11\text{--}30$). Суммарное содержание редких земель составляет 160–210 ppm. В породах краевой зоны отмечаются более высокие концентрации HREE, чем в кварцевых диоритах, слагающих центральную часть массива. По распределению редких и редкоземельных элементов

кварцевые диориты схожи с породами Хаутаваарского массива (рис. 8).

Гранодиориты Шуйского комплекса, отобранные в восточной и южной частях структуры, имеют незначительные вариации SiO_2 67.52–68.96 мас. % при сумме щелочей 6.81–8.34 мас. % и относятся к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Рассланцевание пород сопровождается увеличением количества биотита и серицита, что приводит к повышению содержания щелочей и смещению составов в поле граносиенитов (рис. 6). По петрохимическому составу (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO и P_2O_5) породы Шуйского массива сопоставимы со второй фазой Хаутаваарского интрузива, отличаются большим содержанием CaO и меньшим — K_2O .

Гранодиориты характеризуются невысокими значениями магнезиальности ($\text{Mg\#} = 0.52\text{--}0.43$) и высокими содержаниями Cr (53–71 ppm) и Ni (24–45 ppm), а также Ba (460–1270 ppm) и Sr (520–750 ppm), от пород второй фазы Хаутаваарского массива отличаются более низкими концентрациями Y, Rb, Zr, Nb и высокой Sr (рис. 7). Спектры распределения REE сильнофракционированные ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 22\text{--}30$) при относительно низком их суммарном содержании — 103–151 ppm. По распределению редких и редкоземельных элементов

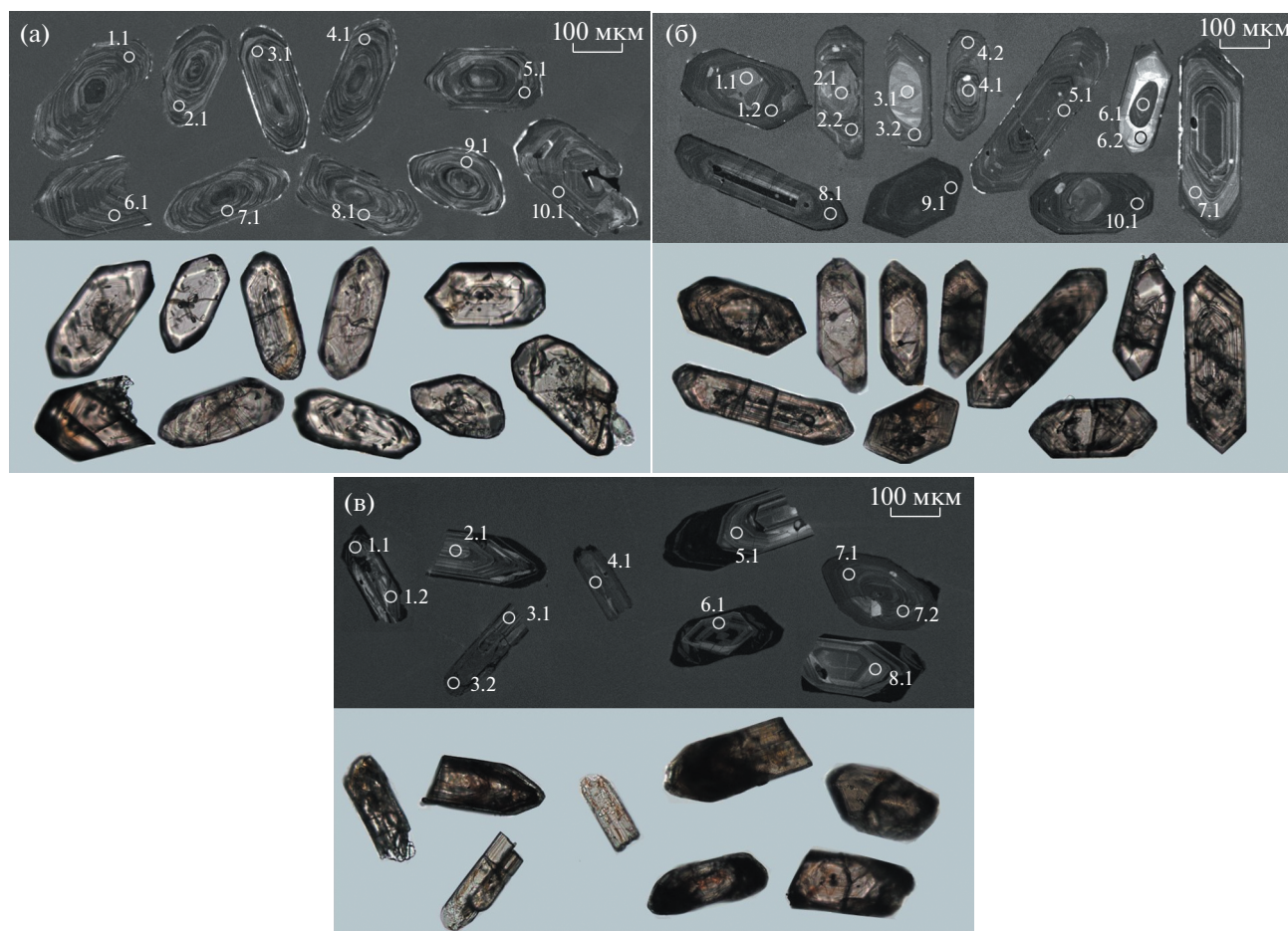


Рис. 9. Оптическое и катодолюминесцентное изображение исследуемых цирконов. Массивы: (а) – Чалкинский, обр. 660, (б) – Шуйский, обр. 650а, (в) – Няльмозерский, обр. 676–678.

гранодиориты схожи с породами Хаутаваарского и Чалкинского массивов (рис. 8).

Монцолейкограниты *Няльмозерского массива* отбирались в его юго-западной части и в районе оз. Няльмозеро. Они представляют собой высококремнистые породы ($\text{SiO}_2 = 73.14\text{--}73.47$ мас. %) с повышенным содержанием щелочей (8.36–9.05 мас. %) и относятся к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Монцолейкограниты отличаются от гранитоидов предыдущих трех массивов меньшим количеством TiO_2 , MgO и P_2O_5 (рис. 6), $\text{Mg\#} < 0.50$.

Монцолейкограниты имеют низкие концентрации Cr (20–33 ppm), Ni (17–24 ppm), Ti, V и умеренные Ba (1330–1653 ppm) и Sr (362–514 ppm), от гранитоидов Хаутаваарского, Чалкинского и Шуйского массивов отличаются низкими содержаниями V, Zr, Nb и Y (рис. 7).

Породы характеризуются резко фракционированными спектрами распределения редких земель ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 36\text{--}85$) при низком их суммарном содержании (45–99 ppm) и обеднением тяжелыми элементами (рис. 8).

U-Pb ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА

Возраст пород различных магматических фаз *Хаутаваарского массива* был определен U-Pb методом по циркону и опубликован в работах (Bibikova et al., 2005; Stepanova et al., 2014; см. выше).

Из кварцевых диоритов *Чалкинского массива* выделены светло-коричневые призматические цирконы и их обломки (обр. 660) с различной степенью огранки и внутренней тонкой осцилляторной зональностью (рис. 9а). Размер зерен 200–300 мкм. Отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьирует от 0.56 до 0.79 и отвечает магматическим цирконам.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (рис. 10) по десяти точкам получен конкордантный возраст 2739.1 ± 6.9 млн лет (СКВО = 0.57), что соответствует времени кристаллизации кварцевых диоритов Чалкинского массива. Данное значение согласуется с ранее установленным возрастом классическим методом – 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994).

В гранодиоритах *Шуйского массива* преобладают светло-коричневые полупрозрачные коротко- и удлиненно-призматические цирконы (обр. 650а) с хорошей огранкой и осцилаторной зональностью различной степени сохранности (рис. 9б). Длина кристаллов 200–400 мкм. В ряде цирконов при катодолюминесцентном изучении выявлены более светлые ядра с отчетливой магматической секториальной зональностью и кристаллографической формой (зерна № 1, 2, 3, 10). Часть кристаллов имеют реликтовую осцилаторную зональность и однородное строение.

По 10 кристаллам циркона проведено 15 локальных измерений изотопных концентраций, в том числе по ядерным и краевым частям зерен, и рассчитаны их отношения (табл. 2). Диапазон вариаций отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ от 0.50 до 0.83. Наиболее древнее значение возраста, 2863 ± 31 млн лет, определено по зерну циркона № 7, что соответствует времени формирования субвулканических даек риолит-порфиров 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Данное зерно, вероятно, является ксеногенным и исключено из рассмотрения. Полученные значения возрастов на диаграмме Аренса–Везерилла имеют некоторый разброс (рис. 10). Шесть точек образуют компактный конкордантный кластер ($-1 < D < 1$), соответствующий возрасту 2745 ± 10 млн лет, СКВО конкордантности 0.047, вероятность конкордантности 0.83. Три результата анализа (ядро и оболочка зерна № 4, ядро зерна № 6) дискордантны и располагаются ниже конкордии ($19 < D < 42$). Отклонение значений от конкордии связаны с потерей радиогенного Pb. Пять точек (ядро зерна № 2, оболочки зерен № 1, 3, 5 и 10) являются субконкордантными ($4 < D < 6$). Все рассчитанные значения возрастов располагаются на линейном тренде (дискордии), что подразумевает когенетичность исследуемых цирконов. Верхнее пересечение дискордии с конкордией составляет 2745.7 ± 7.6 млн лет (СКВО = 0.83), нижнее пересечение имеет высокую ошибку.

Исследование цирконов гранодиоритов *Шуйского массива* показали, что большинство ядер не несут ксеногенной природы (не имеют древних значений возраста и обладают хорошо сохранившейся кристаллографической формой). Возможным механизмом их формирования являлось поднятие кристаллизующейся магмы, инициировавшее частичное плавление уже сформированных кристаллов с обрастанием их новыми каймами в условиях более низкого давления. Проанализированные ядра и оболочки зерен имеют согласованные значения возраста. Ядро зерна № 6, в отличие от других кристаллов, характеризуется эллипсоидальной формой и, возможно, является унаследованным. Тем не менее рассчитанное значение возраста в точке 6.1 лежит на дискордии, что предполагает полное переуравновешивание U–Pb системы.

Цирконы из монцолейкогранитов *Няльмозерского массива* представлены прозрачными и полупрозрачными призматическими кристаллами различного размера и их обломками (обр. 676–678; рис. 9в). Длина зерен 155–290 мкм. Цирконы в катодолюминесцентном изображении характеризуются грубой зональностью. Отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ составляет 0.21–0.75. По цирконам из Няльмозерского массива проведено 11 локальных измерений изотопных концентраций. Из рассмотрения исключена точка 3.2 (край зерна) по причине очень высокого содержания U ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01$) и повышенной концентрации радиогенного Pb, рассчитанный конкордантный возраст имеет более молодое значение и отклоняется от точки пересечения дискордии с конкордией.

На диаграмме с конкордией полученные значения возрастов имеют некоторый разброс (рис. 10). Четыре точки обладают высокой степенью дискордантности ($10 < D < 22$) изотопных отношений, три субконкордантны ($2 < D < 3$) и три лежат на конкордии. Линия регрессии, построенная для всех рассчитанных значений, имеет верхнее пересечение конкордии, отвечающее возрасту 2740.9 ± 9.4 млн лет (СКВО = 0.84). По фигуративным точкам, лежащим на конкордии (3 эллипса), определено значение возраста – 2737 ± 13 млн лет (СКВО = 0.048, степень конкордантности 0.83). Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2739.3 ± 8.3 млн лет (рис. 11).

Sm–Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Породы *Хаутаваарского массива* имеют значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ от +0.1 до +1.1 (Лобач–Жученко и др., 2000; Kovalenko et al., 2005 и данные, предоставленные Егоровой Ю.С.). Близкая к 0 величина ϵ_{Nd} предполагает, что источник расплава мог представлять собой результат смешения деплетированного мантийного и корового субстратов. Некоторые образцы монцогранитов второй фазы обладают более радиогенным изотопным составом неодама (ϵ_{Nd} до +1.1). Модельный возраст пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 3$ млрд лет.

Для кварцевых диоритов *Чалкинского массива* $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ составляет +0.4 (табл. 3). Ранее для этого же массива было получено значение $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$, равное –1.3 (Kovalenko et al., 2005).

Гранодиориты *Шуйского массива* обладают отрицательным значением $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = -2.8$, что соответствует коровому источнику. Модельный возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$), рассчитанный по модели (Goldstein, Jacobsen, 1988), составляет 3.2 млрд лет.

Монцолейкограниты Няльмозерского массива также имеют отрицательное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = -1.0$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.1$ млрд лет.

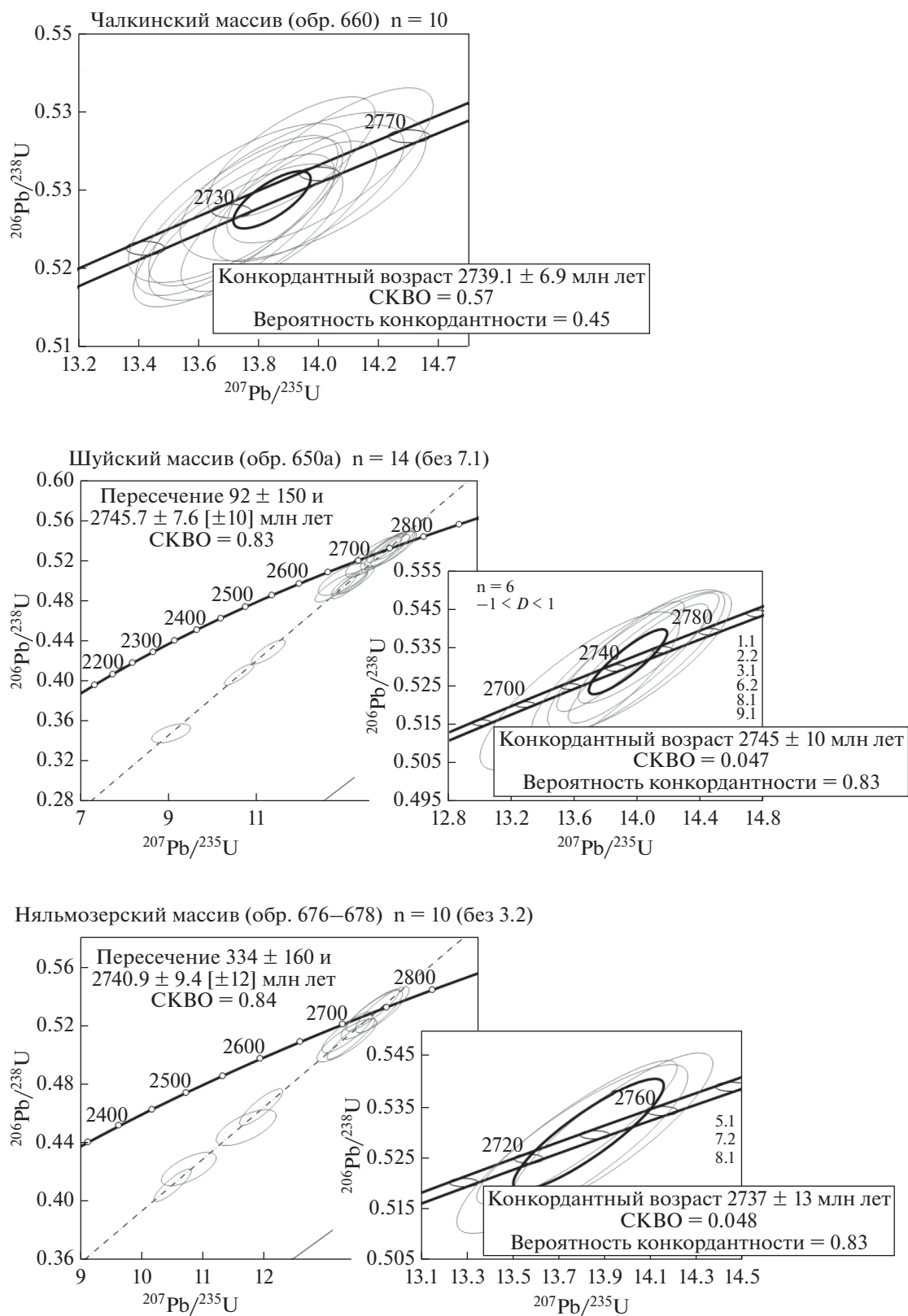


Рис. 10. Диаграммы Аренса–Везерилла с конкордией и эллипсами ошибок для определения возраста цирконов из гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры. Эллипсы и конкордантные значения возраста приведены с погрешностью 2σ .

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопного исследования цирконов из гранитоидов Хаутааварской структуры

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, мкг/г		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D , %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm$ %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm$ %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm$ %	КК
		U	Th										
Чалкинский массив (обр. 660, кварцевый диорит)													
1.1	0.03	155	95	0.63	71.2	2755 ± 17	2751 ± 11	0	1.876 ± 0.8	0.191 ± 0.6	14.04 ± 1.0	0.5331 ± 0.8	0.8
2.1	0.02	168	104	0.64	76.1	2727 ± 16	2752 ± 10	1	1.899 ± 0.7	0.1911 ± 0.6	13.87 ± 1.0	0.5266 ± 0.7	0.8
3.1	0.12	171	95	0.58	77.6	2730 ± 16	2736 ± 10	0	1.897 ± 0.7	0.1893 ± 0.6	13.76 ± 1.0	0.5272 ± 0.7	0.8
4.1	0.04	152	83	0.56	68.4	2719 ± 15	2744 ± 11	1	1.906 ± 0.7	0.1902 ± 0.7	13.76 ± 1.0	0.5246 ± 0.7	0.7
5.1	0.02	205	131	0.66	94.3	2759 ± 13	2732 ± 9	– 1	1.872 ± 0.6	0.1889 ± 0.6	13.91 ± 0.8	0.5341 ± 0.6	0.7
6.1	0.05	150	91	0.63	68	2728 ± 18	2734 ± 11	0	1.899 ± 0.8	0.189 ± 0.7	13.73 ± 1.0	0.5267 ± 0.8	0.8
7.1	0.05	159	118	0.76	71.7	2719 ± 17	2738 ± 11	1	1.906 ± 0.8	0.1896 ± 0.7	13.72 ± 1.0	0.5248 ± 0.8	0.8
8.1	0.09	113	76	0.69	51.3	2734 ± 17	2731 ± 13	0	1.893 ± 0.8	0.1887 ± 0.6	13.74 ± 1.1	0.5283 ± 0.8	0.7
9.1	0.10	129	80	0.64	58.8	2743 ± 16	2749 ± 16	0	1.885 ± 0.7	0.1908 ± 1.0	13.95 ± 1.2	0.5304 ± 0.7	0.6
10.1	0.03	158	120	0.79	71.8	2740 ± 15	2753 ± 11	1	1.888 ± 0.7	0.1913 ± 0.7	13.97 ± 0.9	0.5295 ± 0.7	0.7
Шуйский массив (обр. 650а, гранодиорит)													
1.1	0.08	76	60	0.83	34.5	2748 ± 30	2752 ± 16	0	1.882 ± 1.4	0.1912 ± 1.0	14.01 ± 1.7	0.5314 ± 1.4	0.819
1.2	0.57	173	95	0.57	73.5	2585 ± 26	2723 ± 13	5	2.027 ± 1.2	0.1878 ± 0.8	12.77 ± 1.5	0.4932 ± 1.2	0.189
10.1	0.24	226	149	0.68	97.3	2616 ± 24	2756 ± 11	5	1.998 ± 1.1	0.1916 ± 0.7	13.22 ± 1.3	0.5005 ± 1.1	0.192
2.1	2.34	146	94	0.67	64.3	2620 ± 28	2719 ± 20	4	1.995 ± 1.3	0.1874 ± 1.2	12.95 ± 1.8	0.5013 ± 1.3	0.187
2.2	0.05	232	137	0.61	106	2762 ± 25	2748 ± 10	– 1	1.869 ± 1.1	0.1907 ± 0.6	14.07 ± 1.3	0.5349 ± 1.1	0.191
3.1	0.03	71	48	0.69	32.5	2744 ± 34	2746 ± 16	0	1.884 ± 1.5	0.1905 ± 1.0	13.94 ± 1.8	0.5307 ± 1.5	0.190
3.2	0.27	237	139	0.61	102	2608 ± 24	2744 ± 10	5	2.005 ± 1.1	0.1903 ± 0.6	13.08 ± 1.3	0.4986 ± 1.1	0.190
4.1	5.61	354	232	0.68	112	1925 ± 18	2729 ± 26	42	2.874 ± 1.1	0.1885 ± 1.6	9.04 ± 2.0	0.3479 ± 1.1	0.188
4.2	0.60	280	154	0.57	98.4	2199 ± 21	2732 ± 11	24	2.46 ± 1.1	0.1888 ± 0.7	10.58 ± 1.3	0.4065 ± 1.1	0.189
5.1	0.04	257	125	0.50	109	2595 ± 25	2754 ± 9	6	2.018 ± 1.1	0.1913 ± 0.6	13.08 ± 1.3	0.4956 ± 1.1	0.191
6.1	1.12	264	157	0.62	98.3	2302 ± 21	2742 ± 13	19	2.331 ± 1.1	0.1899 ± 0.8	11.24 ± 1.4	0.4291 ± 1.1	0.190
6.2	0.07	75	40	0.55	33.9	2715 ± 35	2732 ± 17	1	1.909 ± 1.6	0.1888 ± 1.0	13.63 ± 1.9	0.5237 ± 1.6	0.189
8.1	0.07	232	150	0.67	106	2745 ± 26	2753 ± 10	0	1.883 ± 1.2	0.1913 ± 0.6	14 ± 1.3	0.5309 ± 1.2	0.191
9.1	0.04	284	214	0.78	130	2753 ± 25	2734 ± 9	– 1	1.877 ± 1.1	0.1891 ± 0.5	13.89 ± 1.2	0.5327 ± 1.1	0.189
7.1	0.04	98	56	0.59	47.1	2863 ± 31	2867 ± 14	0	1.788 ± 1.3	0.2051 ± 0.9	15.81 ± 1.6	0.5592 ± 1.3	0.205
Няльмозерский массив (обр. 676–678, монцольеогранит)													
3.1	0.70	394	287	0.75	140	2217 ± 20	2702 ± 10	22	2.436 ± 1.1	0.1854 ± 0.6	10.5 ± 1.2	0.4105 ± 1.1	0.9
1.1	4.53	253	57	0.23	96.1	2268 ± 22	2701 ± 21	19	2.371 ± 1.1	0.1853 ± 1.3	10.77 ± 1.7	0.4217 ± 1.1	0.7
1.2	2.17	231	48	0.21	91.1	2394 ± 23	2732 ± 21	14	2.223 ± 1.1	0.1889 ± 1.3	11.71 ± 1.7	0.4498 ± 1.1	0.7
6.1	0.66	290	122	0.43	116	2457 ± 22	2714 ± 10	10	2.155 ± 1.1	0.1868 ± 0.6	11.95 ± 1.2	0.4640 ± 1.1	0.9
2.1	0.23	120	55	0.47	52.7	2655 ± 27	2743 ± 13	3	1.962 ± 1.2	0.1901 ± 0.8	13.36 ± 1.5	0.5096 ± 1.2	0.8
7.1	0.17	353	222	0.65	155	2658 ± 24	2748 ± 8	3	1.959 ± 1.1	0.1907 ± 0.5	13.42 ± 1.2	0.5104 ± 1.1	0.9
4.1	0.83	245	156	0.66	109	2678 ± 24	2728 ± 11	2	1.942 ± 1.1	0.1883 ± 0.7	13.37 ± 1.3	0.5150 ± 1.1	0.9
3.2	0.03	1549	11	0.01	687	2683 ± 21	2702 ± 4	1	1.938 ± 1.0	0.18544 ± 0.2	13.2 ± 1.0	0.5161 ± 1.0	1.0
8.1	0.06	128	38	0.31	57.9	2728 ± 29	2737 ± 13	0	1.898 ± 1.3	0.1895 ± 0.8	13.76 ± 1.5	0.5268 ± 1.3	0.9
7.2	0.06	243	127	0.54	111	2742 ± 25	2729 ± 9	0	1.886 ± 1.1	0.1885 ± 0.5	13.78 ± 1.3	0.5302 ± 1.1	0.9
5.1	0.16	160	53	0.34	72.8	2743 ± 26	2746 ± 11	0	1.886 ± 1.2	0.1905 ± 0.7	13.93 ± 1.3	0.5303 ± 1.2	0.9

Примечание. Погрешности $\pm 1\sigma$, Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно, коррекция по ^{204}Pb , D – дискордантность, $D = 100 \times [\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})]$, КК – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяют обсудить возрастные и генетические соотношения неоархейских гранитоидов Хаутаваарской структуры, а также вопросы источников и тектонической обстановки зарождения их материнских расплавов.

U-Pb геохронология циркона и возрастная корреляция гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры

Данные по U-Pb изотопному датированию циркона из различных по составу гранитоидов дополняют результаты предшествующих исследований Хаутаваарской структуры.

Хаутаваарский массив санукитоидов, расположенный в центральной части Хаутаваарской структуры, является наиболее изученным опорным объектом, для которого монцодиориты и граносиениты разных фаз внедрения, отобранные в различных частях массива, датированы ID-TIMS (Stepanova et al., 2014) и SIMS (Bibikova et al., 2005) методами. Полученные результаты в интервале 2735–2743 млн лет являются надежно обоснованным возрастом внедрения этого полифазного массива санукитоидов.

Чалкинский массив диоритов санукитоидной серии, расположенный в северо-западном обрамлении Хаутаваарской структуры, возраст которого составляет 2739 ± 7 млн лет (U-Pb датирование по циркону, SHRIMP-II), как и ранее определенный классическим методом — 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994), совпадает с возрастом диоритов смежного Хаутаваарского массива санукитоидов.

Шуйский тоналит-гранодиоритовый массив в юго-восточном обрамлении Хаутаваарской структуры рассматривался ранее как возможный представитель значительно более ранней тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии гранитоидов с возрастом около 2.85 млрд лет (Кулешевич и др., 2009). Проведенное U-Pb изотопное датирование циркона из образца гранодиорита этого массива надежно определяет его возраст 2745 млн лет, что синхронно с формированием Хаутаваарского и

$T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет

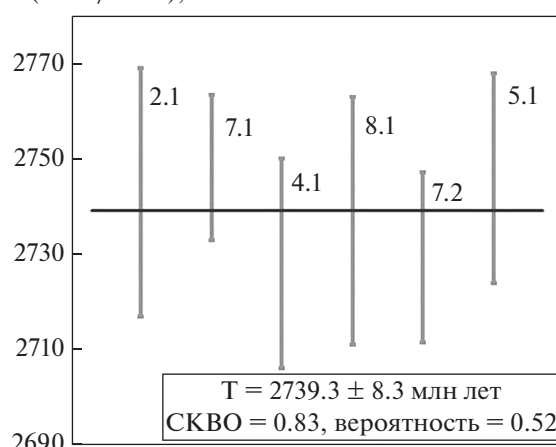


Рис. 11. Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст для цирконов Няльмозерского массива.

Чалкинского массивов санукитоидов. Обнаруженное в популяции циркона одно более древнее зерно с возрастом по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2863$ млн лет, вероятно, было захвачено гранодиоритовой магмой из вмещающих вулканитов или ТТГ-гранитоидов Хаутаваарской структуры.

Няльмозерский массив в северо-восточном обрамлении Хаутаваарской структуры рассматривался как типичный представитель более молодых лейкогранитов, датированных в других участках Карельского кратона — 2.70–2.68 млрд лет (Hölttä et al., 2012; Чекулаев и др., 2020). По результатам проведенных исследований, большинство зерен циркона из лейкогранита этого массива имеют возраст 2741 млн лет, который, вероятно, фиксирует возраст породы и перекрывается с возрастными остальными гранитоидными массивами Хаутаваарской структуры. Одна аналитическая точка в краевой части зерна с более молодым возрастом по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2702$ млн лет имеет очень высокие концентрации урана и радиогенного свинца и,

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Хаутаваарской структуры

Номер образца	T_{Zr} , млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$
Чалкинский массив (кварцевый диорит, диорит)								
660	2739	6.93	43.79	0.0957	0.510834	2	0.4	2.97
Шуйский массив (гранодиорит)								
650a	2745	4.39	24.28	0.1094	0.510913	3	–2.8	3.25
Няльмозерский массив (монцолейкогранит)								
676	2737	1.35	8.61	0.0945	0.510744	4	–1.0	3.06

Примечание. T_{Zr} — возраст по данным U-Pb датирования цирконов. $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ — модельный возраст по отношению к деплетированной мантии (Goldstein, Jacobsen, 1988).

возможно, отражает нарушение U-Pb системы изученного циркона.

Таким образом, проведенные геохронологические исследования показывают, что в Хаутаваарской структуре около 2.74 млрд лет одновременно с санукитоидными массивами внедрялись небольшие интрузивы гранитоидов тоналит-гранодиоритового и лейкогранитового состава. Установленный возрастной интервал 2735–2745 млн лет этого гранитного магматизма на юге Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса дополняет общую закономерность более молодого гранитоидного магматизма в западной части Карельского кратона, где санукитоиды и разнообразные по составу граниты датированы более молодыми возрастами в интервале 2.72–2.68 млрд лет (Hölttä et al., 2012; Чекулаев и др., 2020), по сравнению с более древним возрастом гранитоидного магматизма на востоке Карельского кратона в обрамлении Ведлозерского домена.

Генетическая взаимосвязь гранитоидов Хаутаваарской структуры

Полученные данные о неразлично близком возрасте внедрения всех изученных гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры и новые петрографические, геохимические и изотопные данные дают основание обсудить вопрос возможной генетической взаимосвязи их материнских магм.

Происхождение различных по составу гранитоидов и их генетическая взаимосвязь наиболее активно обсуждаются для полифазных санукитоидных массивов, таких как Хаутаваарский, в составе которого совмещены диориты и монцограниты.

Образование мафических пород санукитоидных серий все исследователи связывают с плавлением мантийного источника, претерпевшего метасоматическую переработку кислыми расплавами (Rapp et al., 1999, 2010; Martin et al., 2009; Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007) или водным и/или карбонатным флюидом (Lobach-Zhuchenko et al., 2008; Mikkola et al., 2011). Для Хаутаваарского и Чалкинского массивов такой механизм хорошо объясняет геохимические особенности диоритов, которые одновременно имеют высокие содержания Sr и Ni, что указывает на мантийный источник магм, и необычно высокие для мантийных расплавов концентрации Ba, Sr, высокозарядных и легких редкоземельных элементов.

Образование кислых пород санукитоидных серий, в том числе и Карельского кратона, многими исследователями связывается с кристаллизационной дифференциацией более мафических магм (Stern, Hanson, 1991; Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008), реже — с про-

цессами смешения мантийных мафических магм и коровых гранитных расплавов (Laurent et al., 2014 и ссылки в этой работе). В Хаутаваарском массиве кварцевые диориты и монцограниты обладают геохимическими особенностями санукитоидных серий, такими как повышенные концентрации Ba, Sr и высокозарядных элементов, и могут рассматриваться как продукты дифференциации более мафических санукитоидных магм. Это согласуется также с радиогенным изотопным составом неодима в монцогранитах и сиенитах ($\epsilon_{Nd}(T)$ = от 0.08 до 0.61: Kovalenko et al., 2005), который сопоставим с изотопным составом неодима в мафических породах ($\epsilon_{Nd}(T)$ = от 0.08 до 0.74: Kovalenko et al., 2005 и настоящая работа) и не предполагает значимой добавки более древнего корового материала.

Монцограниты Хаутаваарского интрузива имеют геохимические особенности, которые отличают их от большинства санукитоидов Карельского и других кратонов. Так, во многих двухфазных санукитоидных массивах переход от мафических фаз к кислым сопровождается снижением концентраций тяжелых REE при неизменном содержании Al_2O_3 , что связывается с фракционированием роговой обманки при подчиненной роли плагиоклаза в кумулусной ассоциации и указывает на повышенную концентрацию воды в санукитоидных расплавах (Stern et al., 1989; Самсонов и др., 2004). Напротив, в Хаутаваарском массиве монцограниты, по сравнению с диоритами, имеют близкие содержания тяжелых REE, но более низкие концентрации Al_2O_3 (рис. 6, 8, табл. 1). Это предполагает присутствие в кумулусной ассоциации плагиоклаза и отсутствие роговой обманки и может указывать на сравнительно “сухой” характер санукитоидных расплавов Хаутаваарского массива (Stern et al., 1989).

Гранодиориты и тоналиты Шуйского массива по многим особенностям состава аналогичны близким по содержанию SiO_2 гранитоидам Хаутаваарского санукитоидного интрузива, но отличаются более низкой концентрацией высокозарядных и редкоземельных элементов и низкой величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ = –2.8, что указывает на разные источники расплавов. Низкорadiогенный изотопный состав неодима и находка древнего унаследованного циркона свидетельствуют, что гранодиориты Шуйского массива образовались при плавлении древнего корового источника ($T_{Nd}(DM)$ = 3.25 млрд лет, табл. 3). Отмеченная голубая окраска кварца в гранодиоритах Шуйского комплекса может быть связана с присутствием в нем микровключений рутила за счет исходно повышенной концентрации титана в магматическом кварце (Savko et al., 2019). Последнее может свидетельствовать о высоких температурах гранодиоритового расплава (Wark, Watson, 2006), причиной появления кото-

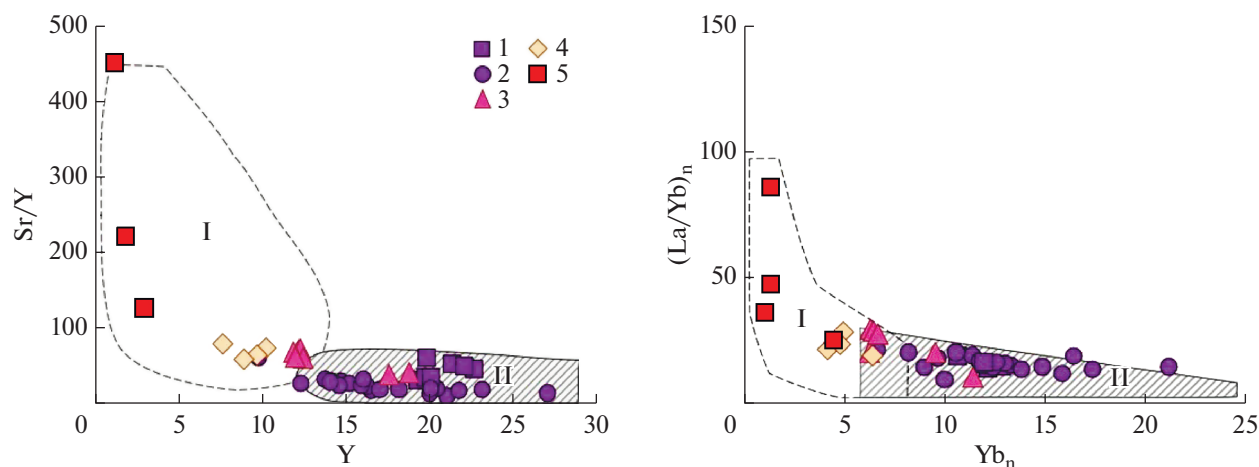


Рис. 12. Диаграммы $Sr/Y-Y$ и $(La/Yb)_n-Yb_n$ для гранитоидов Хаутаваарской структуры. Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский. Поля: I – адakitы, II – известково-щелочная серия островных дуг по (Zhang et al., 2019).

рых в коре могли быть разновозрастные мафические санукитоидные расплавы. На возможный вклад мафических санукитоидных магм в петрогенезис гранодиоритов Шуйского массива указывают также повышенные концентрации в них никеля и хрома (табл. 1, рис. 7).

Лейкограниты Няльмозерского массива контрастно выделяются по всем геохимическим и изотопным характеристикам и представляют, очевидно, самостоятельную генетическую группу гранитоидов. Отрицательная величина $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9$ указывает на коровый источник расплава с длительной предысторией ($T_{Nd}(DM) = 3.06$ млрд лет, табл. 3). Очень низкие концентрации и сильно нефракционированные спектры тяжелых REE свидетельствуют об образовании лейкогранитового расплава в равновесии с гранатсодержащим реститом, что предполагает глубины более 15–20 км (Gao et al., 2016). Граниты с близкими характеристиками в полосе Ведлозерско-Сегозерского пояса известны также в тесной ассоциации с санукитоидами Бергаульского массива (Ларионова и др., 2007).

Таким образом, в районе Хаутаваарской структуры одновременно около 2.74 млрд лет назад внедрялись кислые расплавы, сформированные из разных литосферных источников, включая метасоматизированную мантию и разные уровни коры.

Источники и тектоническая обстановка образования гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры

Обсуждаемые для санукитоидов петрогенетические модели с зарождением исходных расплавов при плавлении метасоматизированного мантийно-

го источника сближает условия образования этих пород с островодужными обстановками, где магматизм связан с надсубдукционной метасоматической переработкой и плавлением мантийного клина (Stevenson et al., 1999). Это наглядно иллюстрируют геохимические диаграммы $Sr/Y-Y$ и $La/Yb-Yb$, на которых фигуративные точки санукитоидов располагаются в поле известково-щелочных вулканитов островных дуг (рис. 12).

По минеральному составу и ряду петрогеохимических особенностей гранитоиды Хаутаваарской структуры наиболее близки к гранитам I-типа (рис. 13). Индекс глиноземистости (A/CNK) в породах варьирует в пределах от 0.7 до 1.1. Санукитоиды, имеющие специфический состав, одновременно могут обладать характеристиками разных геохимических типов гранитов. Высокие содержания высокочередных элементов (Zr , Y , Nb) в гранитоидах Хаутаваарского массива (рис. 7) являются характерной чертой А-гранитов, однако при этом породы обогащены литофильными элементами (Ba , Sr), что им не свойственно. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки составов гранитоидов Хаутаваарской структуры располагаются преимущественно в поле гранитов островных дуг (рис. 13).

Обособленная тектоническая и возрастная позиция санукитоидов в истории всех неоархейских ГЗО, включая Карельскую, служит основанием для их отнесения к постсубдукционным обстановкам, а образование их мантийного источника связывается с эпизодами предшествовавшего надсубдукционного метасоматоза при образовании ТТГ-гранитоидов (Самсонов и др., 2004; Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Lobach-Zhuchenko et al., 2008; Höltta et al., 2012). Особенности эволюции Хаутаваарской структуры и характеристики гра-

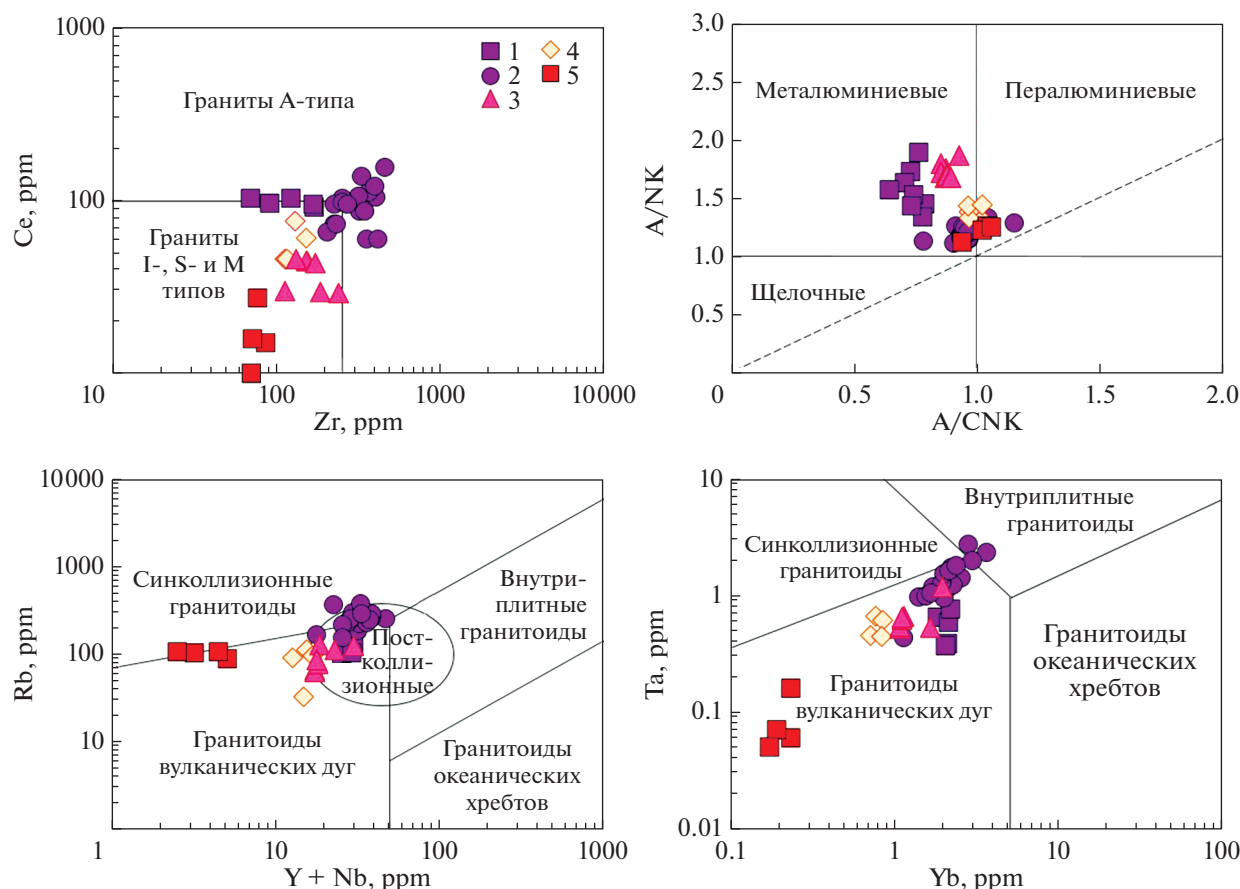


Рис. 13. Дискриминационные диаграммы Ce–Zr по (Whalen et al., 1987), A/NK–A/CNK по (Maniar, Piccoli, 1989) и Rb–(Y + Nb), Ta–Yb по (Pearse, 1996) для гранитоидов Хаутаваарской структуры. Массивы: 1, 2 – Хаутаваарский (1 – первая фаза, 2 – вторая фаза), 3 – Чалкинский, 4 – Шуйский, 5 – Няльмозерский.

нитоидов ее обрамления хорошо согласуются с такой тектонической моделью.

Согласно имеющимся данным, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс формировался в интервале времени 3.04–2.85 млрд лет в ходе аккреционных и надсубдукционных процессов на краю палеоархейского Ведлозерского домена континентальной коры. В истории формирования пояса по результатам изучения отдельных его структур выделяется два главных этапа (Светов, Светова, 2011; Светов и др., 2006). Первый этап 3.05–2.90 млрд лет представлен базальт-андезит-дацит-риолитовой и коматит-базальтовой вулканогенными ассоциациями, формирование которых, возможно, происходило в обстановке океанической островной дуги с последующей аккрецией на край Ведлозерского домена. Энциматическую обстановку формирования ассоциаций первого этапа с небольшой добавкой древней коры иллюстрирует диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ –T, на которой все точки магматических пород этого этапа образуют самостоятельное поле и располагаются вне области эволюции изотопного состава неодима в палеоархей-

ских ТТГ-гнейсах смежного Ведлозерского домена (рис. 14).

Второй этап, 2.90–2.85 млрд лет, представлен вулканитами дацит-риолитовой ассоциации, образование которой было связано с обстановкой активной окраины на неоднородной по возрасту коре, включавшей палеоархейские ТТГ-гнейсы Ведлозерского домена и мезоархейские островодужные комплексы первого этапа. Такая тектоническая обстановка обеспечивала поступление вулканитов с очень широкими вариациями первичного изотопного состава неодима, вплоть до источников с эоархейской коровой предыстории (рис. 14).

Вариации изотопно-геохимических характеристик неоархейских гранитоидов 2.74 млрд лет, вероятно, отражают изотопно-геохимическую гетерогенность литосферы, сформированную в ходе предшествующих разновременных мезоархейских событий. Точки составов санукитоидов Хаутаваарского и Чалкинского массивов, а также санукитоидов других структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют ювениль-

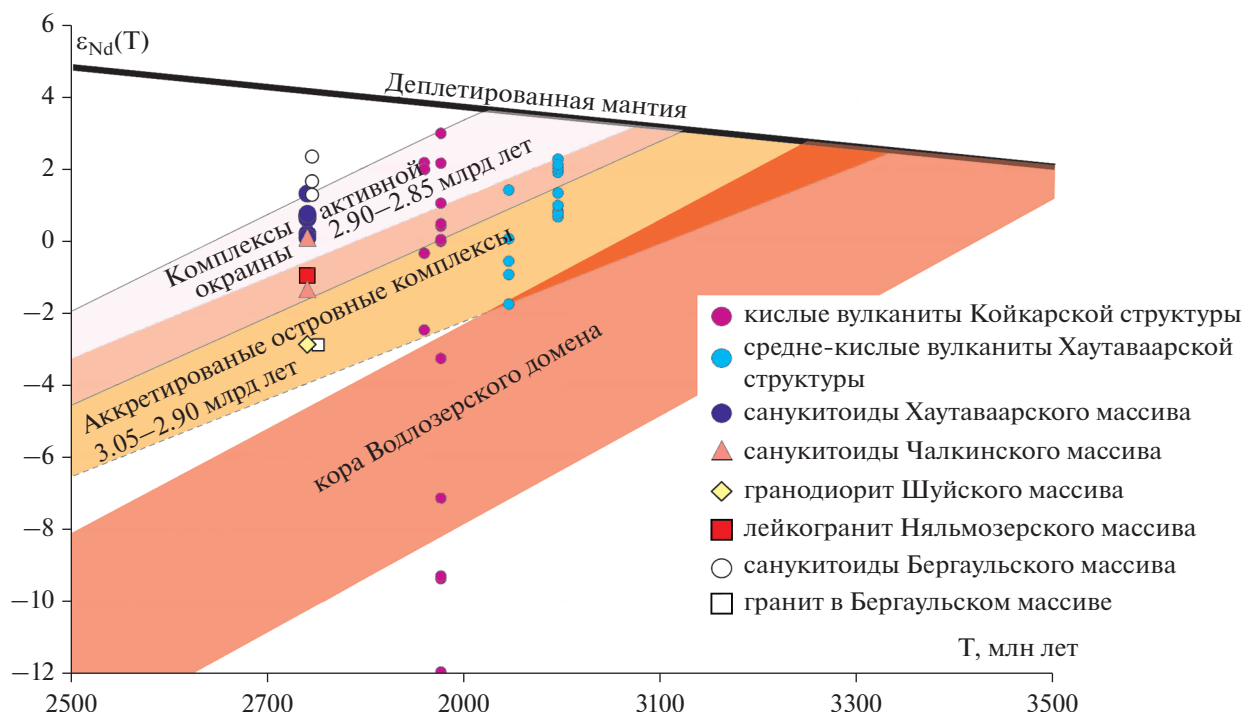


Рис. 14. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – T для пород Водлозерского домена (Куликов и др., 1990; Лобач-Жученко и др., 2000; Puchtel et al., 2016), вулканитов Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса по данным (Овчинникова и др., 1994; Samsonov et al., 1996; Светов и др., 2006; Гоголев и др., 2018), посттектонических гранитоидов Хаутаваарской структуры (Лобач-Жученко и др., 2000; Kovalenko et al., 2005; настоящая работа) и Бергаульского массива (Ларионова и др., 2007).

Выделенные поля эволюции изотопного состава неодама для комплексов пород Водлозерско-Сегозерского пояса обсуждаются в тексте. Деплетированная мантия по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

ный изотопный состав неодама, и их зарождение, вероятно, было связано с плавлением мантийного источника, претерпевшего метасоматическую переработку в ходе второго этапа формирования зеленокаменного пояса (рис. 14). Напротив, гранодиориты Шуйского комплекса, лейкограниты Няльмозерского массива и их аналоги в Бергаульской структуре могли образоваться за счет плавления коры с возрастом 3.05–2.90 млрд лет с изотопно-геохимическими характеристиками первой более древней ассоциации (рис. 14).

Вопрос о возможных геодинамических причинах, которые инициировали процесс генерации гранитных магм 2.74 млрд лет назад, обсуждается в разных работах. Обособленность гранитоидов с возрастом 2.74 млрд лет от предшествующих эпизодов магматизма 3.05–2.85 млрд лет в Водлозерско-Сегозерском поясе исключают применимость моделей отрыва плиты с открытием “мантийного окна” (Beakhouse, Davis, 2005). Более реалистичной здесь выглядит модель распада коллизионного орогена (Kusky, 1993; Laurent et al., 2014), в которой плавление метасоматизированной мантии под всем Карельским кратоном, в частности и под Водлозерско-Сегозерским поясом, связано с подъемом мантийного диапира, инициированного утонением

переутолщенной литосферы под влиянием процессов гравитационной и термальной релаксации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Посттектонические гранитоиды различного состава, включая санукитоиды, гранодиориты и лейкограниты, в Хаутаваарской структуре внедрялись в узком интервале времени и были связаны, вероятно, с единым эпизодом магматической активности.

2. Различия составов гранитоидов обеспечивались несколькими причинами, включая плавление разных по составу мантийных для санукитоидов и коровых для гранитов источников, кристаллизационную дифференциацию санукитоидных расплавов и смешение санукитоидных и гранитных магм.

3. Синхронное плавление разных уровней литосферы было связано с подъемом астеносферного диапира, инициированного распадом коллизионного орогена около 2.7 млрд лет назад на завершающем этапе тектонической эволюции Карельской ГЗО, корообразующие процессы в которой обес-

печивались в обстановке конвергентных границ плит.

Благодарности. Авторы искренне признательны рецензентам: чл.-корр. РАН А.В. Самсонову за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания, сделанные в ходе обсуждения полученных результатов и А.В. Степановой за помощь и поддержку на разных этапах работы, также благодарны А.В. Кервинен за осуществление пробоподготовки и сотрудникам Аналитического центра ИГ КарНЦ РАН.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ КарНЦ РАН (тема АААА-А18-118020290084-7) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00447).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 3–16.
- Бибикина Е.В., Самсонов А.В., Шипанский А.А. и др. Хизоваарская структура в Северо-Карельском зеленокаменном поясе как позднеархейская аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
- Гоголев М.А. Геохимическая типизация дацит-реолитового магматизма центральной части Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карельский кратон) // Тр. КарНЦ РАН. 2018. № 11. С. 82–95.
- Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В., Вихко А.С. Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. 2016. № 2. С. 52–70.
- Кожеевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 97–108.
- Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометаллическая минерализация Хаутаваара-Водлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. Вып. 12. С. 12–25.
- Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранитно-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Матреничев В.А., Сергеев С.А., Левченков О.Д., Яковлева С.З. Возраст дацитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) // Изв. АН. Сер. геологическая. 1990. № 8. С. 131–133.
- Носова А.А., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О. и др. Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре // Сб. материалов Международной конф. “Золото Фенноскандинавского щита”. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2013. С. 131–134.
- Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканических Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Рыбаков С.И., Гришин А.С., Кожеевников В.Н. и др. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ч. 1. Вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб.: Наука, 1993. 197 с.
- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О. и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Светов С.А. Магматические системы зон перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. 229 с.
- Светов С.А., Светова А.И. Архейская субдукция: маркерные породные ассоциации и архитектура // Материалы Всерос. конф. “Геология Карелии от архея до наших дней”. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. С. 22–32.
- Светов С.А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 2. С. 261–263.
- Светов С.А., Кудряшов Н.М., Ронкин Ю.Л. и др. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 3. С. 370–374.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73.
- Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Лавров М.М. Благороднометаллическая минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерагения докембрий-

- ских комплексов Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 112–116.
- Чекулаев В.П. Архейские “санукитоиды” на Балтийском щите // Докл. АН. 1999. Т. 368. № 5. С. 676–678.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 21–38.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Beakhouse G.P., Davis D.W. Evolution and tectonic significance of intermediate to felsic plutonism associated with the Helms greenstone Belt, Superior Province, Canada // Precamb. Res. 2005. V. 137. P. 61–92.
- Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Condie K.C. Archean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.
- Gao P., Zheng Y.F., Zhao Z.F. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. V. 266. P. 133–157.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions // Lithos. 2005. V. 79. P. 161–178.
- Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos. 2011. V. 121. P. 87–99.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archean of the Karelia province in Finland // Geol. Surv. Finland. Special Paper. 2012. № 54. P. 21–73.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Kovalenko A.V., Clemens J.D., Savatenkov V.M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 147–160.
- Kusky T.M. Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids // Geology. 1993. V. 21. P. 925–928.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geological Society, London, Special Publications. 2004. 30. P. 69–74.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos. 2014. V. 205. P. 208–235.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V. et al. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicator of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. M.: IMGRE, 2000. P. 193–211.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P. et al. Petrology of a Late Archean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archean Mantle Metasomatism // J. Petrology. 2008. V. 49. P. 393–420.
- Ludwig K.R. SQUID 1.02. A User’s manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2001.
- Ludwig K.R. User’s manual for ISOPLOT 3.00. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2003.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
- Martin H., Moyen J.-F., Rapp R.P. The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition // Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 2009. V. 100. P. 15–33.
- Mikkola P., Salminen P., Torppa A., Huhma H. The 2.74 Ga Likamännikkö complex in 1049 Suomussalmi, East Finland: lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? // Lithos. 2011. V. 1050. № 125. P. 716–728.
- Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P. et al. The Kostonmuksha greenstone belt, N.W. Baltic Shield: Remnant of a late Archean oceanic plateau? // Terra Nova. 1997. V. 9. P. 87–90.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.
- Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth’s mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 180. P. 227–255.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geol. 1999. V. 160. P. 335–356.
- Rapp R., Norman M., Laporte D. et al. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: Melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids) // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 1237–1266.

- Samsonov A.V., Bibikova E.V., Puchtel I.S. et al.* Isotope and geochemical variations of the acid volcanics of the Karelian greenstone belts and their geotectonic significance // Abstracts for the First International Symposium "Fennoscandian Geological Correlation", St. Petersburg, 1996. P. 74–75.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al.* 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations // *Precamb. Res.* 2019. V. 322. P. 170–192.
- Stern R.A., Hanson G.N.* Archaean high-Mg granodiorite: A derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // *J. Petrol.* 1991. V. 32. № 1. P. 201–238.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B.* Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // *Canadian J. Earth Sci.* 1989. V. 26. P. 1688–1712.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: Petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 9. P. 1719–1751.
- Stevenson R., Henry P., Gariépy C.* Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada // *Precamb. Res.* 1999. V. 96. P. 83–99.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Special Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
- Wark D.A., Watson E.B.* TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 152. P. 743–754.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Wiendenbeck M., Alle P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandard. Newslett.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Economic Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Zhang L., Li S., Zhao Q.* A review of research on adakites // *Internat. Geol. Rev.* 2019. P. 1–18.

Neoarchean Granitoids of the Hautavaara Structure, Karelia: the Melting of the Heterogeneous Lithosphere of the Accretional Orogen

A. V. Dmitrieva¹, F. A. Gordon², E. N. Lepekhina³, and N. Yu. Zagornaya²

¹*Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia Federation*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.-Petersburg, Russian Federation*

³*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russian Federation*

New results the isotope-geochemical study and U-Pb isotope zircon dating (SHRIMP-II) of four post-tectonic granitoid massifs in the south-east of the Karelian Granite-Greenstone province (GGP), Fennoscandian Shield, are discussed. The massifs are located near the Hautavaara Structure, in the south-eastern part of the Mesoarchean (3.05–2.85 Ga) Vedlozerian-Segozerian Greenstone Belt, which is confined to the western margin of the Vodlozerian crustal block with Paleoarchean ($T_{Nd}(DM) > 3.2$ Ga) prehistory. All four massifs: Hautavaara, Chalka, Shuya and Nyalmozerian, were shown to occupy a similar structural-tectonic position, to have intruded at about the same time (2745–2740 Ma ago) and display a variety of compositions associated with differences in the composition and conditions of melting of magma sources. The Hautavaara Massif in the central part of the structure and the Chalka Massif on its western margin make up moderately alkaline high-Mg granitoids (sanukitoids), the initial dioritic melts of which formed upon the melting of the lithospheric mantle metasomatized in an active margin setting 3.00–2.90 Ga ago. Shuya granodiorites and Nyalmozerian leucogranites, confined to the eastern flank of the structure, yield highly fractionated имеют heavy REE ($(Dy/Yb)_n$ 3.5 to 5.14), negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values of –0.9 to –2.8, and were produced by the variably deep melting of a Mesoarchean crustal source similar to 3.05–2.90 Ga felsic volcanics from the Hautavaara Structure. Shuya granodiorites contain elevated Cr and Ni concentrations, suggesting their formation in the crust contributed to by basic magma, which seems to be the same age as primitive sanukitoids. The melting of the continental lithosphere at mantle and crustal levels in the Karelian GGP in the late Neoarchean are assumed to be associated with an extension setting upon the disintegration of the collisional orogen in accordance with the model presented in (Laurent et al., 2014).

Keywords: Karelian granite-greenstone region, neoarchean sanukitoids and granites, geochemistry, U-Pb geochronology, petrology