

УДК 552.3.550.4:551.2

## ГЕОДИНАМИКА РАСКОЛА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ДАННЫЕ ПО ОСНОВНОМУ МАГМАТИЗМУ 2.1 МЛРД ЛЕТ<sup>1</sup>

© 2023 г. А. В. Самсонов<sup>a</sup>, \*, А. В. Степанова<sup>b</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>c</sup>,  
Ю. О. Ларионова<sup>a</sup>, А. Н. Ларионов<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>b</sup> Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>c</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>d</sup> ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: samsonovigem@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2023 г.

После доработки 28.03.2023 г.

Принята к публикации 18.04.2023 г.

Базитовый внутриплитный магматизм служит главным источником информации о геодинамике процессов, которые приводят к расколу континентальных блоков. В статье обсуждается проблема геодинамики раскола архейского суперкратона Сьюпериа в среднем палеопротерозое. Обсуждение основано на данных по магматизму 2.1 млрд лет на Карельском кратоне, где базиты этого возраста представлены толеитами двух геохимических типов – деплелированные и обогащенные. Деплелированные толеиты с геохимией, близкой к N-MORB, изучены в Северном Приладожье. Они формируют рои мafических даек на участке Хатунойя с возрастом  $2111 \pm 6$  млн лет (U-Pb, SIMS, циркон) и подушечные лавы, и силлы в районе оз. Малое Янисъярви. Обогащенные толеиты изучены в районе оз. Тулос, где они формируют крупный рой даек долеритов с возрастом  $2118 \pm 5$  млн лет (U-Pb, ID-TIMS, бадделеит). Результаты проведенных исследований дополняют общую картину основного магматизма с возрастом 2.1 млрд лет. Деплелированные толеиты, имеющие площадное распространение на Карельском кратоне, образовались при декомпрессионном плавлении деплелированной астеносферной мантии и претерпели минимальную контаминацию архейской корой. Обогащенные толеиты, согласно петрогенетическим расчетам, образовались при сочетании процессов дифференциации и коровой контаминации деплелированных толеитовых расплавов в ходе их подъема через наименее проницаемые участки архейской коры. Данные по основному магматизму с возрастом 2.1 млрд лет на Карельском кратоне, сложно объяснимые в рамках модели подъема мантийного плутония, согласуются с моделью растяжения литосферы за счет отступления зоны субдукции в северо-восточном обрамлении кратона, в Лапландско-Кольском океане в интервале 2.0–2.2 млрд лет. Максимальное утонение, разрыв сплошности архейской континентальной литосферы и открытие океанического бассейна на западном краю Карельского кратона, вероятно, контролировалось сутурной зоной соединения неоархейской коры с палеоархейскими блоками, цепочка которых прослежена на западе Карельского кратона. Дополнительным фактором, приведшим к расколу литосферы 2.1 млрд лет назад, мог служить подъем глубинного мантийного плутония в кратоне Херн, занимавшем близкую к Карельскому кратону пространственную позицию в архейском суперкратоне Сьюпериа.

**Ключевые слова:** петрология основного магматизма, геохронология, геодинамика раскола архейского суперкратона Сьюпериа, Карельский кратон

**DOI:** 10.31857/S0869590323060092, **EDN:** FLYSIS

### ВВЕДЕНИЕ

Определение времени и причин раскола континентов является ключевой задачей при изучении глобальной тектоники Земли, суперконтинентальных циклов и палеоконтинентальных реконструкций. Надежное определение возраста

раскола континентальных блоков и раскрытия океанических бассейнов возможно только для фанерозойских циклов, когда доступно датирование пород океанического дна и использование магнитостратиграфии, биостратиграфии и других прямых методов исследования (Bradley, 2008). Для докембрийских циклов большинство этих методов не применимо, и раскол древней континентальной литосферы с переходом от континентального рифтогенеза к спредингу океанического

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по адресу doi: 10.31857/S0869590323060092 для авторизованных пользователей.

дна диагностируется по косвенным признакам — офиолитам и индикаторным осадочным и магматическим комплексам пассивных окраин (Dilek, Furnes, 2011; Bradley, 2008). Коллизионная тектоника при закрытии океанических бассейнов затрудняет изучение древних пассивных окраин, которые оказываются эродированными или захороненными при формировании орогенов, а метаморфические преобразования еще больше усложняют картину. Наибольшие сложности возникают при изучении пассивных окраин архейских кратонов (Bradley, 2008), которые представляют тектонические осколки наиболее ранних континентальных масс — архейских суперкратонов (Bleeker, 2003). Вопросы времени раскола этих древних континентов обсуждаются лишь для нескольких архейских блоков, включая Слейв, Пилбара, Зимбабве, Каапвааль, Херн и др. (Bradley, 2008; Cawood et al., 2018). Это, в первую очередь, связано с плохой сохранностью комплексов палеопротерозойских пассивных окраин и сложностью их изучения и датирования.

Раскол континентов связывают с двумя главными механизмами: воздействием глубинных плюмов или процессами субдукции, которые известны как активный и пассивный режимы соответственно (Леонов, 2001; Geoffroy, 2005). Глубинные плюмы чаще всего рассматриваются как главная причина распада крупных континентальных масс. Подъем разогретого вещества плюмов вызывает растяжение, эрозию, утонение и рифтогенез перекрывающей континентальной литосферы, и в итоге может привести к разрыву ее сплошности (Nance et al., 2014; Koppers et al., 2021). Детали протекания этого процесса проанализированы в цифровых моделях (Burov et al., 2007; Lavecchia et al., 2017; Koptev et al., 2015, 2021). Раскол континентальных блоков под влиянием процессов субдукции связывают с растяжением континентальной литосферы при отступлении таких зон (*subduction retreat*) (Bercovici, Long, 2014; Niu, 2020) или под влиянием конвекции, порожденной глубинной субдукцией (Dal Zilio et al., 2018). Значимость этих процессов при расколе континентальных блоков подчеркивается наличием субдукционных поясов по периферии всех суперконтинентов от Пангеи до Колумбии (Collins, 2003; Li et al., 2008; Cawood et al., 2016; Chaves, 2021). Часть исследователей указывают на вероятную взаимосвязь плюмов и субдукции в расколе суперконтинентов (Wolstencroft, Davies, 2017; Koppers et al., 2021), что получило подтверждение при цифровом моделировании (Zhang et al., 2018). Во многих работах подчеркивается, что раскол континентальных блоков происходил по тектоническим швам, которые являются самыми слабыми участками литосферы (Buiter, Torsvik, 2014; Huang et al., 2019; Dang et al., 2020) и могут формировать ступени в основании литосферы, наиболее подвер-

женные эрозии при растекании глубинных плюмов (Burov et al., 2007; Koptev et al., 2015).

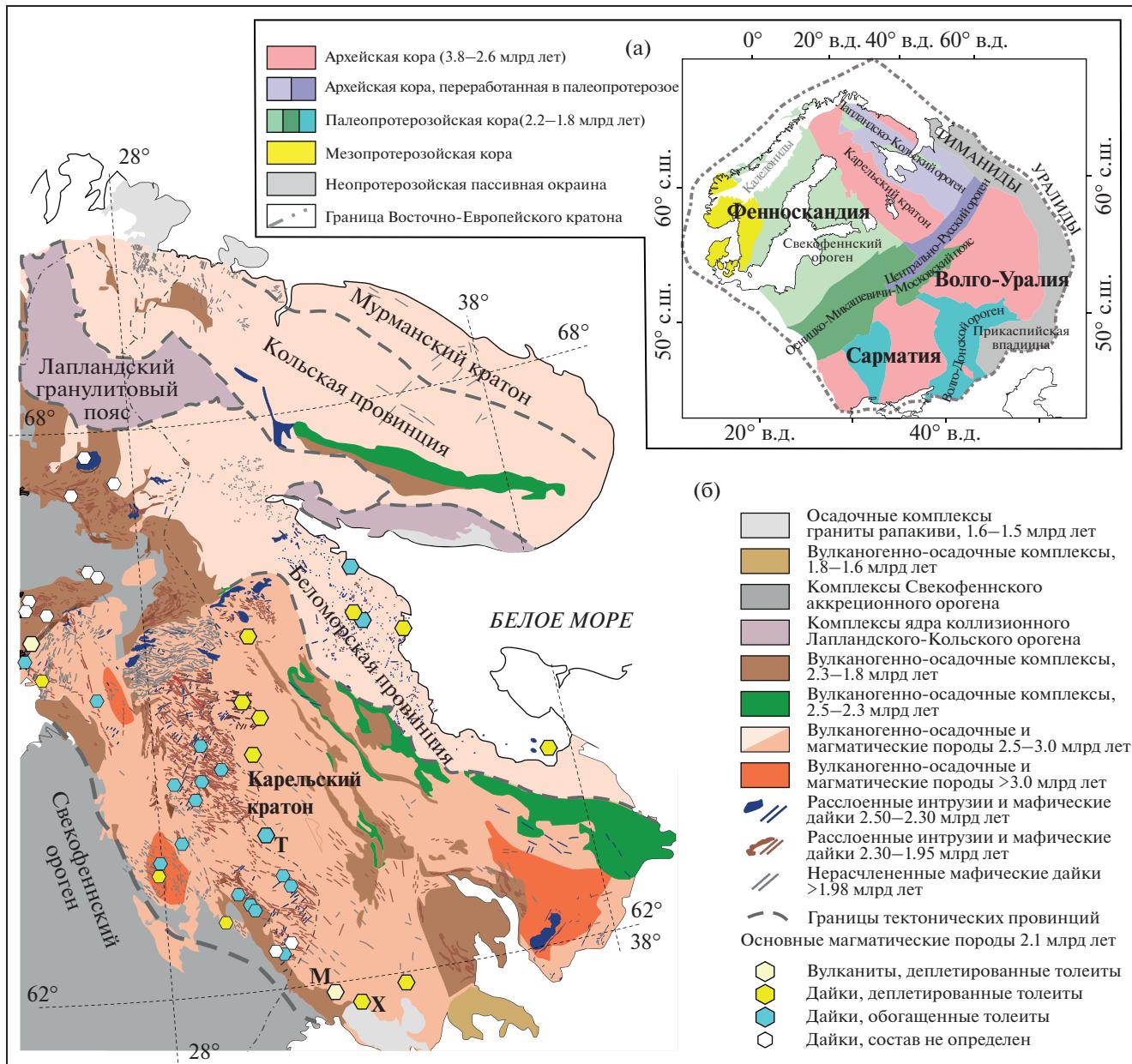
Вопрос о роли разных механизмов, приводящих к расколу суперконтинентов на разных этапах тектонической эволюции Земли, остается открытым. Распад Пангеи, самого молодого суперконтинента, обсуждается с привлечением и плюмового, и субдукционного механизмов (Collins, 2003; Nance et al., 2014; Kerrie, 2016; Lovecchio et al., 2020; Aldaajani et al., 2021). Для более древних суперконтинентов большинство исследователей обсуждают плюмовую модель, и лишь в единичных случаях, например для Родинии в неопротерозое (Cawood et al., 2016; Wu et al., 2021), обоснована роль субдукционного разрыва. Отражают ли эти знания действительное доминирование плюмов в расколе древних суперконтинентов при минимальном влиянии субдукционных процессов? Или же это обусловлено сложностью распознавания механизма субдукции в процессах раскола ранних суперконтинентов по сравнению с плюмами? Вклад плюмов в раскол континентов оценивается по наличию близких по возрасту мafических даек внутри континентальных блоков, в то время как расшифровка деталей субдукционных процессов на краях континентальных блоков является сложной задачей (например, Wu et al., 2021).

В настоящей статье роль двух главных механизмов обсуждается на основании данных по Карельскому кратону. Согласно палеоконтинентальным реконструкциям, кратоны Карельский, Мурманский, Сьюпериор, Херн и Вайоминг входили в единый неоархейский суперкратон Сьюпериа (Bleeker, 2003; Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). Раскол этого суперкратона связывается с несколькими эпизодами подъема мантийных плюмов в интервале 2.5–2.1 млрд лет, которые маркируются роями мafических даек (Ernst, Bleeker, 2010). Данные по Карельскому кратону показывают, что, наряду с плюмами, субдукционные процессы также могли участвовать в разрыве континентальной литосферы суперкратона Сьюпериа около 2.1 млрд лет назад.

## КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН И ЕГО ГРАНИЦЫ

Карельский кратон — блок архейской континентальной коры. Он выведен на поверхность на юго-востоке Фенноскандинавского щита (рис. 1), его южная и восточная окраины перекрыты осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (Bogdanova et al., 2016).

Карельский кратон — архейская гранит-зеленокаменная область. Большую его часть занимают тоналит-трондемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы и гранитоиды с возрастом 2.80–2.90 млрд лет и близкие по возрасту вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов (Hölttä et al., 2014). На востоке и западе Карельского кратона



**Рис. 1.** (а) Обзорная тектоническая схема Восточно-Европейского кратона (Bogdanova et al., 2016) и (б) тектоническая схема восточной части Фенноскандинавского щита (Stepanova et al., 2014). Изученные участки: М – Малое Янисъярви; Х – Хатуноя; Т – Тулос.

известны небольшие фрагменты палеоархейских (до 3.5 млрд лет) ТТГ-гнейсов и гранулитов (Hölttä et al., 2019). Разнообразные по составу неоархейские гранитоиды с различной коровой предысторией широко распространены на территории Карельского кратона и завершают формирование стабильной континентальной коры около 2.7 млрд лет назад (Hölttä et al., 2014).

В палеопротерозое осадочные и магматические комплексы, широко представленные на Карельском кратоне, формировались в континентальной обстановке на консолидированной неоархейской коре и представляют эпиплатформенные образо-

вания. Изучение состава и происхождения этих комплексов и расшифровка их палеогеографии и палеотектоники проводились многими исследователями, результаты суммированы в обобщающих работах (Хейсканен, 1990; Ojakangas et al., 2001; Онежская ..., 2011; Melezhik, Hanski, 2013). В региональной стратиграфической схеме палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы на Карельском кратоне объединены в шесть групп (Ojakangas et al., 2001) или надгоризонтов (Онежская ..., 2011): сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий.

В начале палеопротерозоя, в сумии (2.50–2.40 млрд лет) на пенепленизированной неоархейской коре сформировалась система континентальных рифтов. Рифтогенез сопровождался тремя эпизодами внутриплитного мантийного магматизма: 2.50, 2.45 и 2.41 млрд лет, которые рассматриваются как результат подъема одного или нескольких мантийных пломбов (Stepanova et al., 2022 и ссылки в этой работе). В сариолии (2.40–2.30 млрд лет) большая часть территории Карельского кратона была перекрыта терригенными толщами, которые накапливались в мелководной континентальной обстановке и рассматриваются как ледниковые отложения (Ojakangas et al., 2001; Melezik, Hanski, 2013). В начале ятулия, около 2.30 млрд лет, Карельский кратон был выведен на поверхность и претерпел глубокое химическое выветривание, а последовавший за этим континентальный рифтогенез привел к накоплению вулканогенно-осадочных толщ с широкими вариациями мощностей разрезов (Хейсканен, 1990; Ojakangas et al., 2001). Далее, в позднем ятулии, масштабная трансгрессия привела к накоплению мелководных морских карбонатных и терригенных толщ, которые занимают большую часть территории Карельского кратона (Melezik, Hanski, 2013). Два эпизода внутриплитного основного магматизма (2.2 и 2.1 млрд лет) датированы по дайкам и силлам и имели площадное распространение на Карельском кратоне (Vuollo, Huhma, 2005; Stepanova et al., 2014, 2021; Davey et al., 2022). Людиковийский надгоризонт (2.06–1.95 млрд лет) включает осадочные толщи с обогащенными углеродом шунгитовыми горизонтами, которые лучше всего сохранились в Онежской структуре (Онежская ..., 2011). В конце людикования (2.00–1.96 млрд лет) внутриплитный магматизм включал базиты толеитовой серии, пикриты, щелочно-карбонатовые интрузивы и кимберлиты (Онежская ..., 2011). Калевийский надгоризонт (1.95–1.80 млрд лет) наиболее полно представлен флишевыми толщами на западном краю Карельского кратона (Ojakangas et al., 2001). Близкие по составу флишевые осадки с прослойями карбонатных пород были детально изучены в центральной части Онежской структуры (Онежская ..., 2011). Образования вепсийского надгоризонта (1.80–1.65 млрд лет) распространены локально на юго-востоке Карельского кратона и представлены кварцитами, которые прорваны силлами габбро с возрастом 1.75 млрд лет (Онежская ..., 2011; Lubnina et al., 2012).

Представление о Карельском кратоне как о тектоническом фрагменте архейской коры (Bleeker, 2003) подтверждается секущим характером его южной и западной границ по отношению к нео- и мезоархейским зеленокаменным поясам и палеоархейским блокам (Hölttä et al., 2014, 2019), а также по отношению к роям мафических даек с возрастами 2.50–2.40 млрд лет (Vuollo, Huhma, 2005) (рис. 1б). Обособленность архейского Карельского кратона также подчеркивается тремя палеопроте-

розийскими орогенами по его периферии (рис. 1а), которые сформировались при закрытии океанических бассейнов (Bogdanova et al., 2016).

В южном обрамлении Карельского кратона располагается Центрально-Русский ороген, сформированный около 1.75 млрд лет в ходе коллизии Фенноскандинавского и Волго-Сарматского мегаблоков (Bogdanova et al., 2013). Возраст формирования южной пассивной окраины Карельского кратона, полностью перекрытой осадочным чехлом, остается неизвестен.

Северо-восточная окраина Карельского кратона, выделяемая как Беломорский подвижный пояс, претерпела интенсивную тектоническую переработку при формировании палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО) Гималайского типа (Daly et al., 2006; Bogdanova et al., 2016). ЛКО детально изучен на территории Фенноскандинавского щита (Bridgwater et al., 2001; Daly et al., 2006; Tuisku, Huhma, 2006; Lahtinen, Huhma, 2019) и прослежен на территории Зимнего Берега под осадочным чехлом по результатам изучения керна скважин (Самсонов и др., 2009; Samsonov et al., 2012). Основной объем ювенильных палеопротерозойских магматических комплексов ЛКО сформировался в интервале 1.98–1.87 млрд лет (Lahtinen, Huhma, 2019). Более ранняя история этого орогена распознается по циркону с возрастом 2.1–2.2 млрд лет, который был обнаружен в детrite метаосадочных пород, образовавшихся за счет ювенильного источника (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Huhma, 2006), и в ядрах полифазных кристаллов в палеопротерозойских гранитоидах (Samsonov et al., 2012), и, возможно, представляет реликты ранних островодужных комплексов ЛКО. Оценки возраста раскола северо-восточной части Карельского кратона основаны на данных о палеопротерозойских рифтогенных событиях и внутриплитном магматизме на территории Карельско-Беломорского и смежного Кольско-Мурманского блоков от 2.50 до 2.06 млрд лет назад (Daly et al., 2006; Melezik, Hanski, 2013; Stepanova et al., 2022).

С запада Карельский кратон граничит с палеопротерозойским Свекофенским орогеном, который сформировался 1.93–1.80 млрд лет назад при субдукционных и аккреционных процессах в обширном Свекофенском океане (Lahtinen et al., 2008). Вопросы открытия этого океана являются предметом многолетних исследований в зоне сочленения Карельского кратона со Свекофенским орогеном, которая известна как Раахе-Ладожская или Ладожско-Ботническая зона (Ранний докембрий ..., 2005). Западная окраина Карельского кратона, отчасти захороненная под надвигнутыми метаосадочными породами верхнего калевия (ладожской серии), претерпела сравнительно слабую структурно-тектоническую и метаморфическую переработку в ходе свекофенской аккреционной тектоники (Ранний докембрий ..., 2005; Sorjonen-Ward, 2006; Lahtinen et al., 2015; Köykkä et al., 2019). Неоархейские супракrustальные ком-

плексы пояса Иломантси-Ялонваара и гранитоиды санукитоидной серии сохранили большинство особенностей строения и состава их протолитов даже вблизи границы орогена (Hölttä et al., 2014). Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы, которые трассируются вдоль всей западной окраины Карельского кратона (Geological map ..., 2001) и относятся к ятулию и людиковиоу (2.30–1.96 млрд лет) в российской стратиграфической схеме (Шульдинер и др., 1996) и к верхнему или морскому ятулию в стратиграфической схеме, принятой на территории Финляндии (Ojakangas et al., 2001), также хорошо сохранились и служат объектами исследований при расшифровке истории раскола западной части Карельского кратона.

Основной объем таких исследований был выполнен для морского ятулия на территории Финляндии в сланцевых поясах провинции Хойтиайнен, Кайну и Кииминки Раахе-Ладожской зоны (Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Peltonen, 2005; Lahtinen et al., 2010, 2015), а также в ее северном продолжении в вулканогенно-осадочных поясах Перяпохья, Куусамо и Центрально-Лапландском (Köykkä et al., 2019). По результатам изучения осадочных и магматических комплексов на западной окраине Карельского кратона установлены два эпизода рифтогенеза и раскола континентальной литосферы. На раннем этапе (2.10–2.15 млрд лет) сформировались рифтогенные осадки и связанные с ними малоглубинные деплетированные толеитовые базальты: он рассматривается как раскол континентального блока, открытие океана и формирование пассивной окраины на западе Карельского кратона (Huhta et al., 1990; Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Lahtinen et al., 2010, 2015; Köykkä et al., 2019). Поздний эпизод, около 1.95 млрд лет, маркируется офиолитовыми комплексами Йорма и Оутокумпу (Peltonen et al., 1996; Peltonen, 2005) и связывается с повторным расколом утоненной литосферы уже сформированной пассивной окраины (Lahtinen et al., 2010, 2015).

Юго-восточная часть Раахе-Ладожской зоны на территории Северного Приладожья является продолжением сланцевого пояса Хойтиайнен (Kohonen, 1995). Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы здесь объединены в сортавальскую серию (Шульдинер и др., 1996), имеют широкое распространение и вскрыты в эрозионных окнах среди перекрывающих метасадков ладожской серии в обрамлении гранитогнейсовых куполов и по краю Карельского кратона. Большинство исследователей коррелируют метабазиты сортавальской серии с метабазальтами и мафическими дайками офиолитового комплекса Йорма, датированными 1.95 млрд лет, основываясь на сходстве их геохимических характеристик, в первую очередь по деплетированным спектрам легких РЗЭ (Хейсканен, 1990; Ivannikov et al., 1998; Васильева, 2000). Это подтверждает результаты U-Pb изотопного датирования метаморфизованных ту-

фов дацитового состава из сортавальской серии – около 1.99 млрд лет и шлира диорита из дайки базитов – 1963 ± 19 млн лет (Шульдинер и др., 2000). В то же время В.А. Матреничев с соавторами (Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010) разработали детальную схему расчленения сортавальской серии с выделением двух разновозрастных комплексов вулканитов, разделенных перерывом: по изотопно-геохимическим характеристикам они сопоставимы с эпизодами магmatизма: 2.10 и 1.95 млрд лет назад, выявленными на финской территории. Изотопное датирование вулканитов разных комплексов Sm-Nd изохронным методом по валовым пробам дает большую неопределенность возраста – от 2.21 до 2.07 млрд лет (Матреничев, Матреничев, 2010), и вопрос о возможной разновозрастности проявлений основного магматизма в южной части Раахе-Ладожской зоны остается открытым.

Все исследователи связывают раскол западной части Карельского кратона около 2.1 млрд лет назад с подъемом мантийного плюма (Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Lahtinen et al., 2015; Köykkä et al., 2019). Такая геодинамическая модель, однако, оставляет без ответа вопрос о механизме утонения и растяжения литосферы, который мог бы обеспечить площадное распространение на Карельском кратоне деплетированных толеитовых базитов, близких по геохимии к N-MORB (Stepanova et al., 2014), и полное отсутствие таких базитов на всех остальных кратонах, входивших до раскола в суперкрайон Сьюпериа (Davey et al., 2022).

В настоящей статье представлены новые геологические, геохимические и изотопные данные для основных магматических пород с возрастом около 2.1 млрд лет в западной части Карельского кратона, в Северном Приладожье и в районе оз. Тулос. На основании полученных данных проведен сравнительный анализ основного магматизма на всей территории Карельского кратона в приложении к палеотектоническим и палеоконтинентальным реконструкциям.

## МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение петрографических особенностей пород и определение состава минералов проводилось методами оптической микроскопии и на сканирующем электронном микроскопе в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Содержание петрогенных элементов определялось на рентгенофлюоресцентном спектрометре в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва). Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ЦКП КарНЦ РАН. Выделение циркона проводилось методами магнитной и плотностной сепарации в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Выделение бадделеита проводилось в

**ИГЕМ РАН.** Изотопные Sm-Nd исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. U-Pb изотопные исследования бадделеита проводились в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). *In-situ* U-Pb анализы циркона выполнялись с использованием SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Развернутое описание методик аналитических исследований представлено в Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.pdf.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Геология и петрография*

Изучение основного магматизма проведено на трех участках (рис. 1). Два из них, в районе оз. Малое Янисъярви и р. Хатунойя, пространственно сближены и располагаются в Северном Приладожье на юго-западном краю Карельского кратона. Третий участок, в районе оз. Тулос, расположен на удалении от края в Западно-Карельском домене (Hölttä et al., 2014).

#### **Участок Малое Янисъярви**

Участок Малое Янисъярви располагается на побережье и островах одноименного озера. На северном берегу озера в серии коренных обнажений вскрыта синклинальная структура, выполненная палеопротерозийскими вулканогенно-осадочными породами (Кратц, 1963; Хейсканен, 1980) (рис. 2а). Основание разреза структуры слагают кварциты, относимые к нижнему ятулию, которые со структурным несогласием перекрывают архейские гнейсы и гранитоиды. Выше залегает терригенно-карбонатная метаосадочная толща, в которой переслаиваются темно-серые и черные карбонатные породы, углеродсодержащие кварц-биотит-хлоритовые сланцы и тонкозернистые кремнистые породы с

<sup>2</sup> В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM\_1.pdf – Развернутое описание методик аналитических исследований;

Supplementary 2, ESM\_2.xlsx – Содержания петrogenенных и редких элементов в основных вулканитах и дайках с возрастом 2100 млн лет на Карельском кратоне на участках Северного Приладожья и оз. Тулос;

Supplementary 3, ESM\_3.jpg – Изображения зерен циркона из габбро-пегматита, образец 1102/1, в дайке на участке Хатунойя в проходящем свете (слева), отраженных электронах (центр) и в катодолюминисценции (справа) и положение точек U-Pb изотопного анализа, номера которых соответствуют таковым в табл. 1;

Supplementary 4, ESM\_4.xlsx – Исходные составы пород и коэффициенты распределения для минералов, использованные в расчетах петрогенетических моделей для основных вулканитов и даек с возрастом 2100 млн лет на Карельском кратоне на участках Северного Приладожья и оз. Тулос.

примесью магнетита (Кратц, 1963; Хейсканен, 1980). Выше по разрезу залегает мощная (около 200 м) толща метабазитов с прослоями филлитовых углеродсодержащих сланцев. В составе этой толщи, хорошо обнаженной на мысе Хаппаниеми (рис. 2б), преобладают метабазиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой-амфиболитовой фации. Преобладающие по объему подушечные и тонкозернистые массивные породы представляют лавы, а тела средне- и крупнозернистых метабазитов, вероятно, представляют силлы габбро-долеритов. Северная часть структуры рассечена разломами северо-западного простирания и прорвана роем даек габбро-долеритов с возрастом 2081 ± 7 млн лет (Мыскова и др., 2022). Южная часть структуры оз. Малое Янисъярви перекрыта высокоглиноземистыми метаосадочными породами ладожской серии.

Метавулканиты имеют порфировидные структуры, вкрашенники, составляющие не более 10% объема породы, представлены мелкими (<2 мм) лейстами плагиоклаза. Афанитовая основная масса выполнена агрегатом амфибола (актинолит, до 85% объема), плагиоклаза, биотита (рис. 2в, 2г). Породы очень слабо варьируют по составу вкрест простирания структуры. В наименее измененных разновидностях основная масса сохраняет реликты интерсертальной структуры и микролиты плагиоклаза.

Среднезернистые метабазиты слагают согласные с терригенно-карбонатными породами и углеродистыми сланцами тела мощностью до 30 м (рис. 2б). Прямые соотношения между осадочными породами и базитами не установлены, но вблизи контактов базиты становятся менее зернистыми, что может указывать на наличие закаленных контактов. В целом характер залегания и структурно-морфологические особенности базитов позволяют рассматривать их как силлы. Тонкозернистые закаленные породы силлов имеют порфировидные с единичными лейстами плагиоклаза либо афировые структуры. В центральных частях тела сложены среднезернистыми метадолеритами (рис. 2д, 2е), которые в редких случаях сохраняют реликты пойкилофитовых структур.

#### **Участок Хатунойя**

Участок Хатунойя расположен в 15 км к юго-востоку от структуры оз. Малое Янисъярви (рис. 1). На этом участке среди неоархейских гнейсовидных гранитоидов установлены мафические дайки двух типов и прямые пересечения между ними. Дайка метабазитов субмеридионального простирания мощностью 20 м пересекает серию даек северо-западного простирания (рис. 3а). Наиболее поздние тектоно-термальные события в пределах участка связаны с формированием кварцевых жил и сопутствующими им преобразованиями базитов,

выраженными в формировании сульфидов, эпидота и хлорита.

Ранние дайки изучались на участке размером  $450 \times 250$  м, где среди неоархейских гранодиоритов вскрыто несколько субпараллельных тел близкого северо-западного ( $285^\circ$ ) простирания мощностью от 20 до 60 м, прослеженных на протяжении 250 м. Одна из даек на участке Хатунойя мощностью около 20 м характеризуется наличием в восточном и западном контактах ветвящихся апофиз сложной морфологии (рис. 3а, 3б). Часть даек имеет сложное многофазное внутреннее строение и текстуры типа “дайка в дайке”: в них установлено по две–три системы зон закалки в каждом из контактов (рис. 3б, 3в). Зоны закалки крупных тел и тонкие апофизы сложены тонкозернистыми порфировидными породами, в фенокристовой ассоциации которых (судя по вторичным минералам) существенно преобладал клинопироксен (рис. 3г).

Наблюдаемые в обнажениях внутренние зоны закалки, образующие структуры «дайка в дайке», видны и микроскопически. Они проявлены четкими границами между породами с разной зернистостью основной массы, которые идентичны по минеральному составу. Количество вкраплеников в породах варьирует – оно максимально в апофизах и ранних зонах закалки и минимально в поздних зонах закалки внутренних частей тел. Центральные части даек сложены мелко-среднезернистыми метадолеритами, характерной особенностью которых является наличие реликтов пойкилоофитовых структур. В редких случаях центральные части тел содержат мелкие шлиры габбро-пегматитов (рис. 3д). Вторичные преобразования в дайках выражены в формировании актинолита, альбита, хлорита, эпидота. Несмотря на полно проявленные преобразования, в долеритах не проявлена сланцеватость. Это свидетельствует о том, что наблюдаемые структурно-текстурные соотношения и контакты являются первичными.

Поздняя дайка долеритов имеет простое внутреннее строение, субмеридиональное простирание и мощность до 30 м (рис. 3а). Она прослежена на расстоянии более 400 м и сечет ранние дайки северо-западного простирания в разных частях участка, в том числе и габбро-пегматиты в южной его части. Метадолериты поздней дайки отличаются от таковых ранних даек отсутствием порфировидных структур в закаленных породах и хорошо сохранившейся офитовой структурой центральных частей тел.

### Участок Тулос

Участок Тулос расположен в Западно-Карельском домене Карельского кратона (рис. 1). В районе оз. Тулос преобладают мезоархейские (около 2.80 млрд лет) ТТГ-гнейсы и неоархейские (около

2.7 млрд лет) высокотемпературные эндербиты, прерывистая полоса которых трассируется в меридиональном направлении в Западно-Карельском домене (Ранний докембрий ..., 2005; Hölttä et al., 2014).

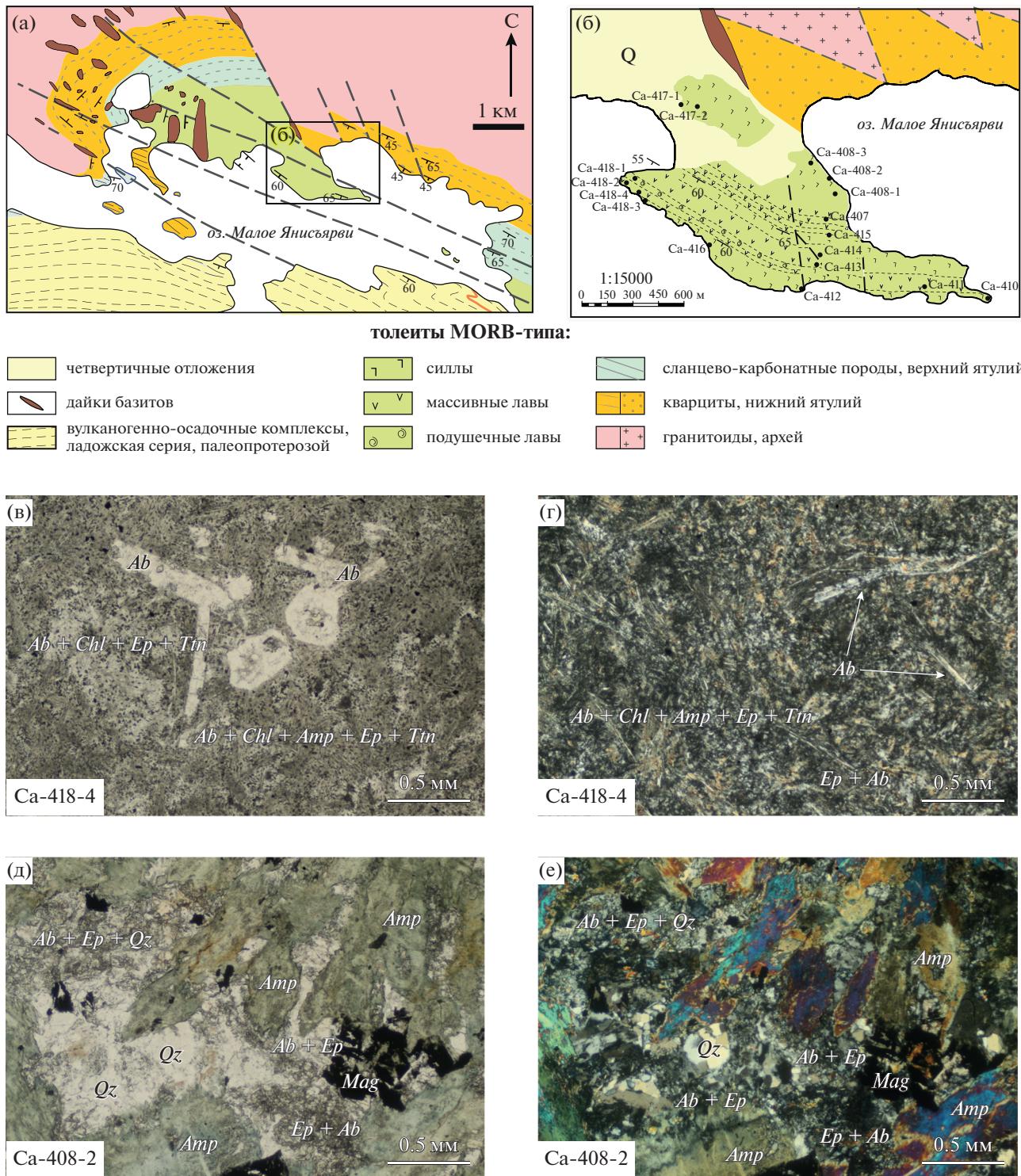
Дайки мощностью от 10 до 60 м образуют в районе оз. Тулос рой северо-западного простирания, который прослежен в естественных обнажениях на площади  $65 \times 50$  км на Российской территории и на сопредельной территории Финляндии (Vuollo, Huhma, 2005).

Наиболее мощная и хорошо обнаженная дайка, расположенная на западном берегу оз. Короппи, имеет четко выраженные зоны закалки на контактах с вмещающими гранитоидами, и неоднородное внутреннее строение, обусловленное вариациями мелкозернистых и крупнозернистых, а также меланократовых и лейкократовых разновидностей базитов. На удалении нескольких метров от контакта в дайке зафиксированы участки резкого снижения зернистости пород, субпараллельные простирацию тела и морфологически напоминающие внутренние зоны закалки в дайках Хатунойя.

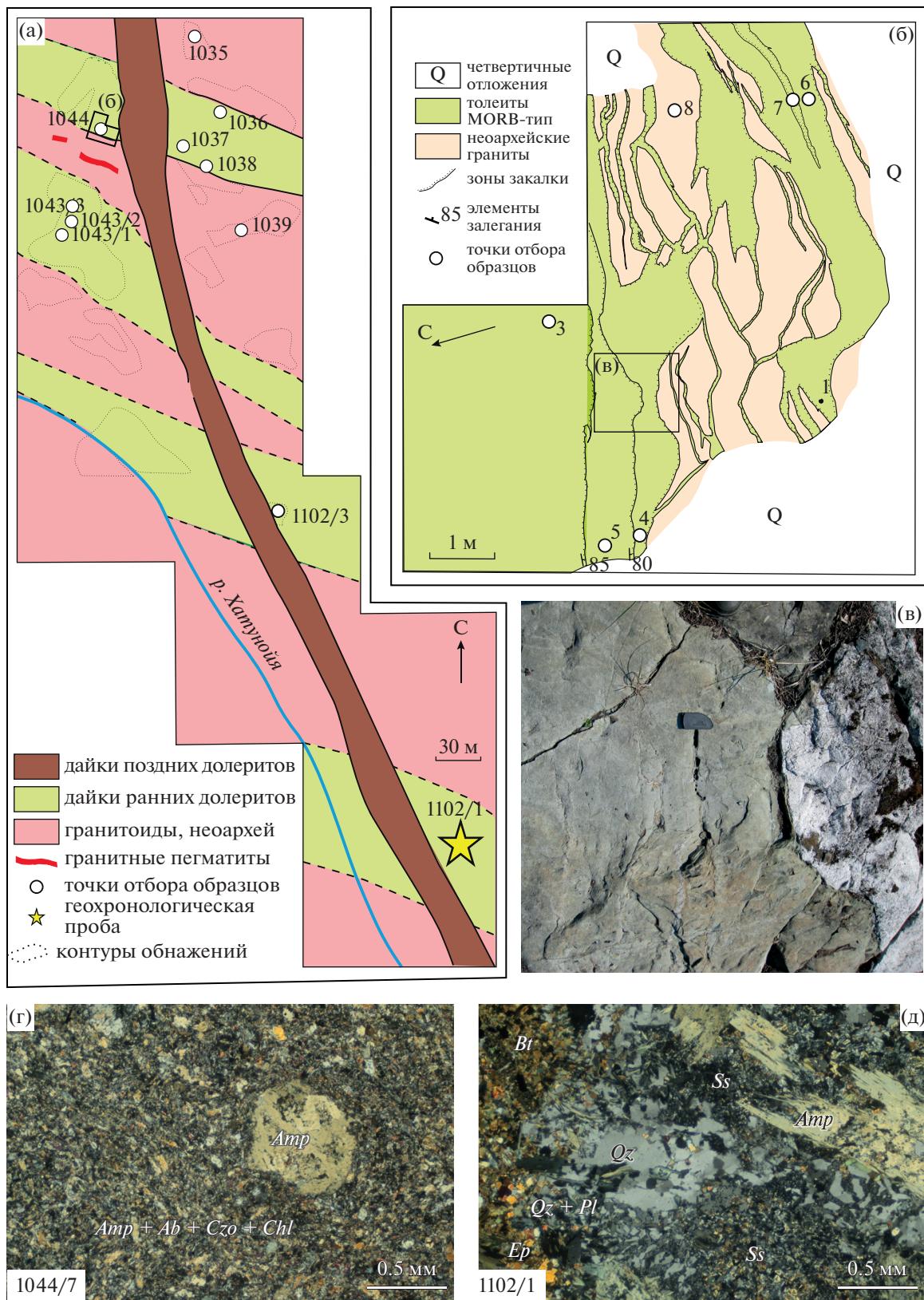
Долериты дайкового роя района оз. Тулос хорошо сохранились. Главными минералами являются авгит, основной плагиоклаз, титано-магнетит. В единичных случаях установлены оливинсодержащие разновидности (рис. 4). В зонах закалки дайки оз. Короппи обнажаются тонкозернистые афиевые или плагиоклаз-порфировые тонкозернистые породы, сохранившие первичные магматические авгит и основной плагиоклаз. Характерной особенностью закаленных пород дайки оз. Короппи является наличие мелких гранофировых обособлений, содержание которых в породе составляет до 5 об. % (рис. 4). Центральная часть тела сложена среднезернистыми и крупнозернистыми долеритами с хорошо проявленной дифференциацией: в них есть существенно меланократовые и лейкократовые участки с резкими, но не закаленными границами между ними. В краевых частях тела, на удалении нескольких метров от контакта развиты среднезернистые долериты с элементами магматической расслоенности.

### U-Pb изотопная геохронология

**На участках оз. Малое Янисъярви и Хатунойя** метаморфическая переработка вулканитов, силлов и даек сильно преобразовала магматические минералы, в том числе и бадделеит, что резко ограничило возможность изотопного датирования этих пород. Попытки выделения акцессорного циркона из наиболее крупнозернистых разновидностей даек и силлов дали лишь единичные зерна разной морфологии и окраски, в разной степени



**Рис. 2.** Геологическое строение и петрографические характеристики пород на участке Малое Янисъярви. (а) – геологическая карта района оз. Малое Янисъярви по данным (Кратц, 1963; Хейсканен, 1980); (б) – схема геологического строения и положение метабазитов на мысе Хапаниеми по данным (Голубев, Светов, 1983) с упрощениями и с положением точек опробования, номера точек соответствуют номерам образцов в статье и Supplementary 2, ESM\_2.xlsx; (в)–(е) фотографии прозрачных шлифов иллюстрируют структурные особенности пород: (в, г) – метавулканиты (в плоскополяризованном проходящем свете (PPL)) и (д, е) – метагаббройды (в PPL и скрещенных николях (XPL)). Здесь и далее аббревиатура минералов по (Warr, 2021).



**Рис. 3.** Геологическое строение и петрографические характеристики пород на участке Хатуноя: геологическая схема соотношения ранних и поздних даек на участке Хатуноя (а) и схема внутреннего строения ранних даек (б); макроскопические (в) и микроскопические (г) фотографии (ХПЛ), иллюстрирующие зоны закалок внутри тел ранних даек на участке Хатуноя; (д) микрофото (ХПЛ) образца датированного габбро-пегматита. Ss – агрегат соссюрита.

**Таблица 1.** Результаты U-Pb изотопных SIMS анализов циркона из обр. 1102-1 габбро-пегматита на участке Хатунойя

Точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст, млн лет		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
1.1	0.12	750	1277	251	1.76	2120	±12	2109	±10	-0.5	2.57	0.67	0.131	0.59	7.02	0.89	0.389	0.67	0.75
2.1	0.09	415	2213	138	5.51	2109	±14	2100	±14	-0.4	2.58	0.77	0.130	0.78	6.94	1.10	0.387	0.77	0.70
3.1	0.00	261	252	88	1.00	2138	±14	2112	±14	-1.2	2.54	0.79	0.131	0.81	7.11	1.10	0.393	0.79	0.70
4.1	0.05	323	382	108	1.22	2117	±14	2112	±14	-0.2	2.57	0.77	0.131	0.78	7.03	1.10	0.389	0.77	0.70
5.1	0.02	760	1007	256	1.37	2131	±12	2111	±9	-0.9	2.55	0.67	0.131	0.49	7.07	0.83	0.392	0.67	0.80
6.1	0.00	105	224	35	2.20	2107	±19	2108	±24	0.1	2.59	1.10	0.131	1.40	6.97	1.70	0.387	1.10	0.62
7.1	0.09	203	267	68.2	1.36	2123	±15	2095	±18	-1.3	2.56	0.85	0.130	1.00	6.98	1.30	0.390	0.85	0.65
8.1	0.08	370	498	124	1.39	2115	±13	2092	±12	-1.1	2.57	0.72	0.130	0.68	6.94	0.99	0.388	0.72	0.73
9.1	0.01	440	2246	145	5.27	2089	±13	2113	±11	1.2	2.61	0.72	0.131	0.62	6.92	0.95	0.383	0.72	0.76
10.1	0.08	530	629	176	1.22	2104	±13	2106	±12	0.1	2.59	0.70	0.131	0.67	6.95	0.97	0.386	0.70	0.72

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта TEMORA ( $1\sigma$ ) – 0.26%. Коррекция на  $\text{Pb}_c$  по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . D, % – дискордантность.

корродированные, которые, вероятнее всего, имеют ксеногенную природу.

Результативным оказался лишь обр. 1102/1 из небольшого шлира габбро-пегматита в ранней дайке на юге участка Хатунойя (рис. 3а). Из этого образца были выделены около 50 близких по облику зерен, представленных длиннопризматическими кристаллами и их обломками размером до 400 мкм, полупрозрачными, слабо окрашенными, с многочисленными включениями посторонних минеральных фаз (рис. 5), в целом типичных для магматического циркона габбро-пегматитов, связанных с заключительным этапом кристаллизации расплава. Повышенные концентрации U и Th при  $\text{Th}/\text{U} > 1$  в этом цирконе (табл. 1) также являются аргументом в пользу его кристаллизации из сильно фракционированного базитового расплава.

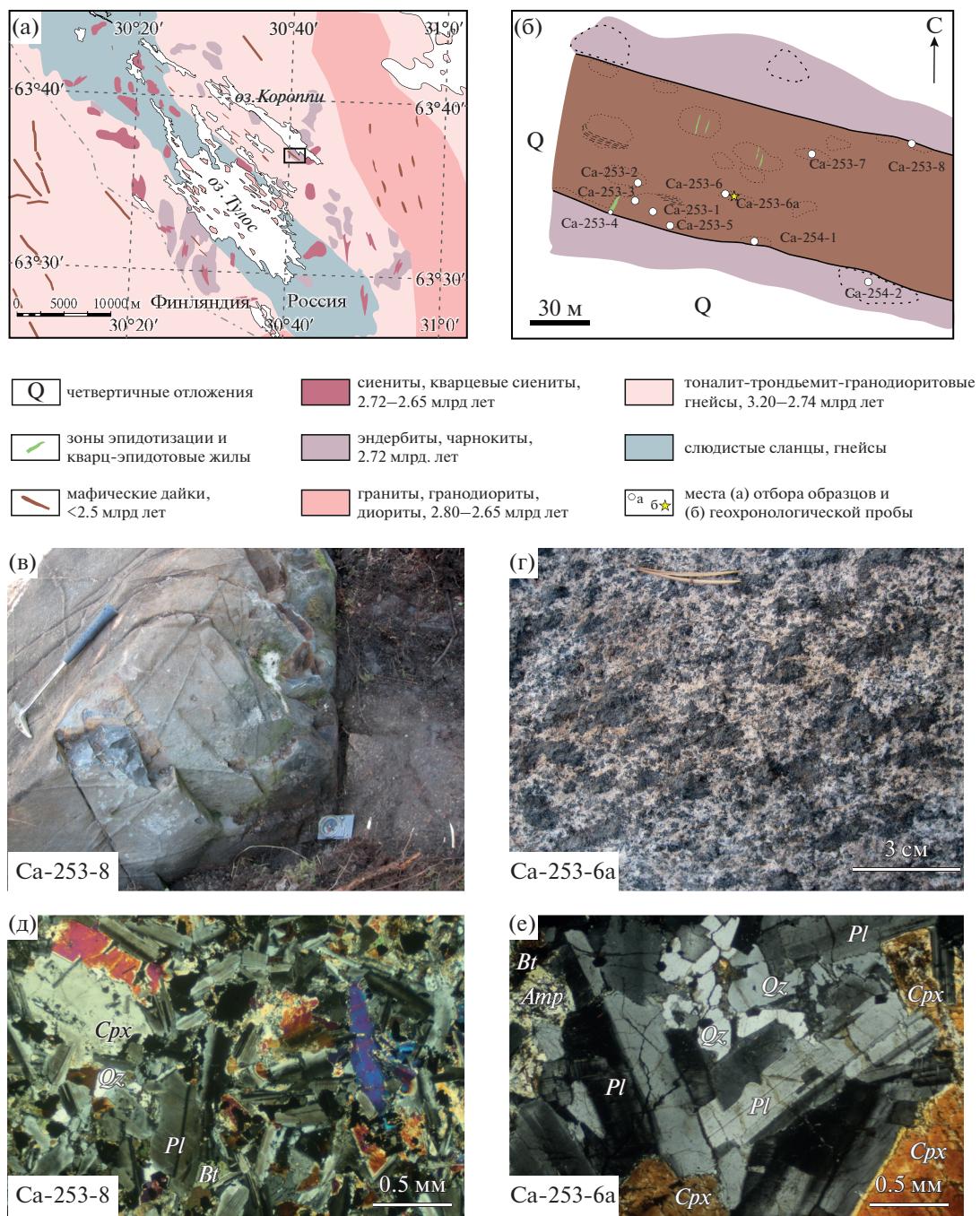
U-Pb изотопные анализы были выполнены на SIMS SHRIMP-II для десяти наиболее представительных и сохранных зерен (рис. 5; Supplementary 3, ESM\_3.jpg): они характеризуются конкордантными изотопными возрастами или незначительно дискордантны (степень дискордантности равна 1%). Среднее значение возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составляет  $2111 \pm 6$  млн лет (CKBO = 1.5) (рис. 6а, табл. 1). Морфологические особенности, внутреннее строение и геохимия циркона свидетельствуют о его кристаллизации из базитового расплава, соответственно, полученное значение возраста  $2111 \pm 6$  млн лет отражает время внедрения ранних даек долеритов на участке Хатунойя.

На участке Тулос дайки сохранили магматические минеральные ассоциации. Бадделейт для U-Pb изотопного датирования был выделен из обр. Са-

253-6а крупнозернистого габбро-долерита из центральной части дайки (рис. 4б, 4е). Бадделейт представлен прозрачными, редко полупрозрачными псевдопризматическими, игольчатыми и пластинчатыми кристаллами светло-коричневого цвета и коричневого цвета с однородным внутренним строением. U-Pb изотопные исследования были выполнены для трех микронавесок (10–20 кристаллов) бадделейта размером  $<45$  мкм (№ 1–3, табл. 2) различного облика. Изученный бадделейт характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (<3.0%), или конкордантен (№ 3), точки его изотопного состава аппроксимируются дискордией (рис. 6б), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $2118 \pm 5$  (CKBO = 0.15), нижнее –  $505 \pm 290$  млн лет (рис. 6б). Значение конкордантного возраста составляет  $2126 \pm 5$  млн лет (CKBO = 2.0).

#### Элементная и изотопная геохимия

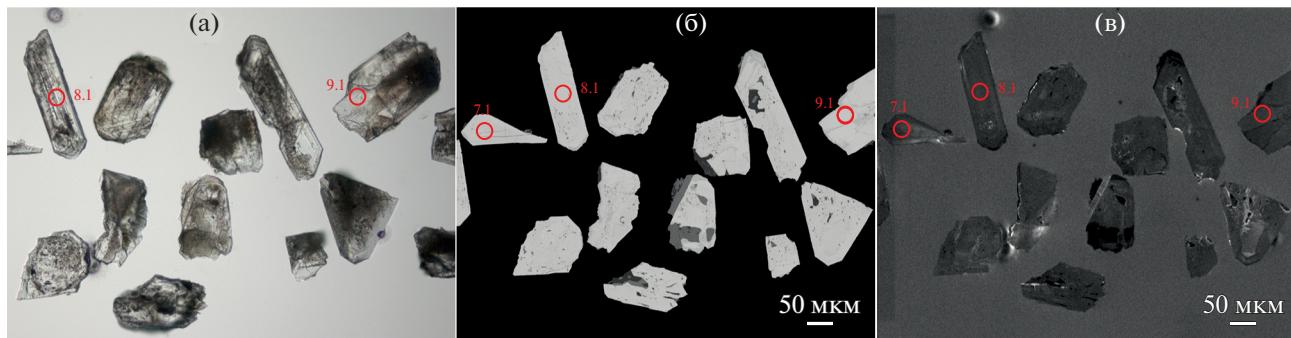
На участке Малое Янисъярви мелководернистые метабазиты с подушечными и массивными текстурами, которые рассматриваются как метавулканиты, отвечают толеитовым базальтам. Породы имеют узкий интервал содержания  $\text{MgO}$  8.3–6.8 мас. %, незначительные вариации большинства петрогенных и редких элементов и очень низкие концентрации всех несовместимых элементов (рис. 7; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Общей особенностью метавулканитов являются сильно делинированные спектры легких РЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  от 0.41 до 0.73), нефракционированные спектры тяжелых РЗЭ ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  от 0.97 до 1.2) и резкие положительные аномалии ниобия ( $\text{Nb}/\text{Nb}^*$  от 1.5 до 1.7) и стронция (рис. 8а; Supplementary 2,



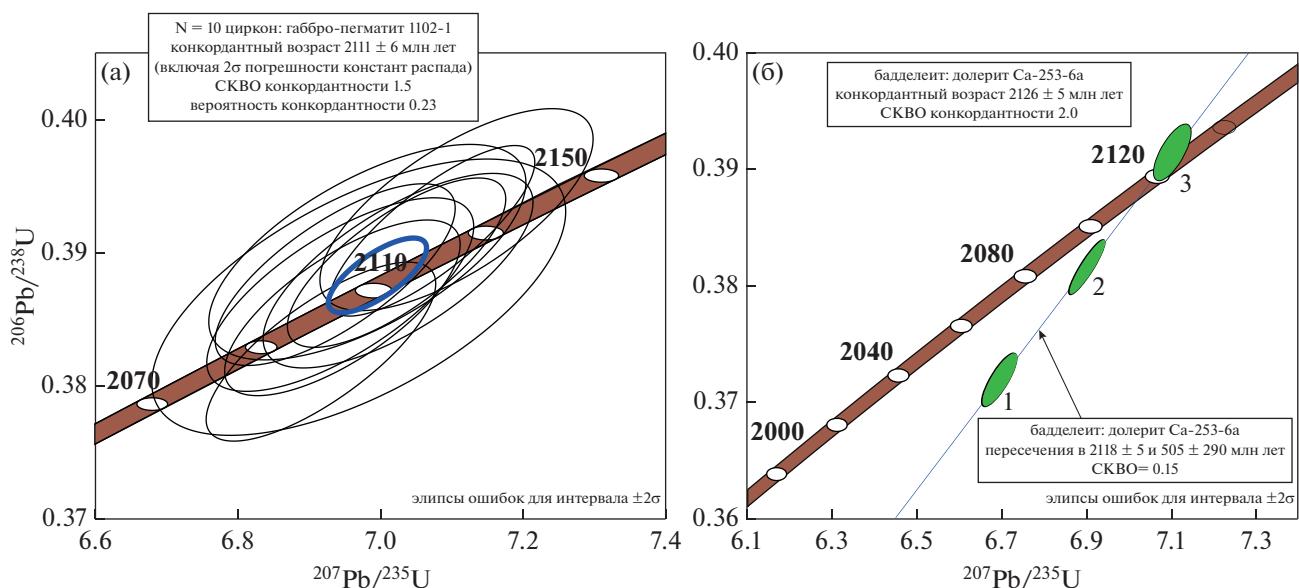
**Рис. 4.** Геологическое строение и петрографические характеристики пород на участке Тулос. (а) – схема геологического строения района оз. Тулос по данным (Ранний докембрий ..., 2005; Geological map ..., 2001); (б) – схема строения и опробования дайки Короппи (коричневый цвет) на участке Тулос, номера точек соответствуют номерам образцов в статье и Supplementary 2, ESM\_2.xlsx, пунктиром показаны контуры обнажений; (в)–(е) текстурные и структурные особенности базитов дайки Короппи: (в, д) – зона закалки на контакте с гранитоидами, фотография обнажения (в) и шлифа в XPL (д); (г, е) – крупнозернистое габбро в центральной части дайки, фотография обнажения (г) и прозрачного шлифа (е), николи скрещены.

ESM\_2.xlsx). По концентрациям несовместимых элементов и характеру распределения РЗЭ метавулканиты сопоставимы с наиболее деплелированными базальтами срединно-океанического хребта Колбейсей (рис. 8а).

Мелкозернистые метабазиты из зон закалки силлов по составу близки к метавулканитам. Среднезернистые метабазиты, представляющие, вероятно, внутренние части силлов, по сравнению с зонами закалки обогащены  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Cr$



**Рис. 5.** Микрофотографии кристаллов циркона из габбро-пегматита (обр. 1102/1) на участке Хатунойя в проходящем свете (а), в обратно-отраженных электронах (б) и в катодолюминесценции (в). Фотографии всех зерен циркона с положением датированных точек см. в Supplementary 3, ESM\_3.jpg.



**Рис. 6.** Диаграммы с конкордией для циркона из габбро-пегматита ранней дайки на участке Хатунойя (а) и бадделеита из крупнозернистого долерита на участке Тулос (б).

и Ni, обеднены  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и несовместимыми элементами и близки по характеру распределения РЗЭ и величинам положительных Nb-аномалий (рис. 7, 8а; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Два образца метавулканитов и образец силла имеют близкий высокорадиогенный изотопный состав неодима:  $\epsilon_{\text{Nd}}(2110) = +3.2 \pm 0.5$  (табл. 3).

**На участке Хатунойя** долериты ранних даек при содержании  $\text{MgO}$  8.7–6.2 мас. % имеют умеренные концентрации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Cr, Ni и повышенные  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и большинства несовместимых элементов (рис. 7; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Максимальное обогащение несовместимыми элементами на фоне снижения концентрации  $\text{MgO}$  до 2.8 мас. % установлено в образцах крупнозернистых и пегматоидных габбро, отобранных из центральных частей мощных даек (рис. 3; Supplementary 2,

ESM\_2.xlsx). РЗЭ в дайках имеют слабо фракционированные спектры легких и тяжелых лантаноидов ( $\text{La}_{\text{N}}/\text{Sm}_{\text{N}}$  от 0.84 до 1.3,  $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$  от 1.0 до 1.2), Nb-аномалии имеют переменный знак ( $\text{Nb}/\text{Nb}^*$  от 0.84 до 1.2), в габбро-пегматите появляются резкие отрицательные аномалии Sr и Ti (рис. 8б). Изотопный состав неодима в дайках практически постоянный,  $\epsilon_{\text{Nd}}(2110) = +2.4 \pm 0.3$  (табл. 3).

**На участке Тулос** долериты при содержании  $\text{MgO}$  от 7.0 до 2.3 мас. % имеют низкие концентрации Cr и Ni, высокие содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и всех несовместимых элементов (рис. 7; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Примечательно, что практически все разнообразие составов долеритов разных даек роя повторяется в одной мощной дайке Короппи (рис. 8в; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Например, в дайке Короппи базиты

**Таблица 2.** Результаты U-Pb изотопных ID-TIMS анализов бадделеита из обр. Ca-253-6а крупнозернистого габбро-долерита на участке Тулос

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика (цвет и габитус)	U/Pb*	Pb <sub>c</sub> /Pb <sub>t</sub>	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет			
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>b</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>b</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>b</sup>	
1	<45, 20 зер., св.-кор., игольч.	2.7	0.003	876	0.1306 ± 2	0.0304 ± 2	6.6947 ± 220	0.3719 ± 14	0.82	2072 ± 6	2038 ± 5	2106 ± 3
2	<45, 17 зер., т.-кор., пр.	2.6	0.015	1722	0.1312 ± 1	0.0270 ± 1	6.9014 ± 138	0.3816 ± 7	0.91	2099 ± 4	2084 ± 4	2114 ± 1
3	<45, 10 зер., кор., пласт.	2.6	0.0003	1190	0.1319 ± 2	0.0275 ± 1	7.1013 ± 210	0.3915 ± 9	0.72	2124 ± 6	2129 ± 4	2119 ± 4

Примечание. Pb<sub>c</sub> – обычный свинец; Pb<sub>t</sub> – общий свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. Величины ошибок ( $2\sigma$ ) соответствуют последним значащим цифрам. <sup>a</sup>Измеренные изотопные отношения; <sup>b</sup>изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

\* Навеска бадделеита не определялась.

**Таблица 3.** Sm-Nd изотопные данные для базитов Карельского кратона и вмещающих гранитоидов

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	$\epsilon_{Nd}(2100)$
участок Малое Янисъярви						
Ca-413-1	т/з метабазит	1.91	5.39	0.2147	0.513077 ± 6	3.71
Ca-418-1	т/з метабазит	1.86	5.12	0.2194	0.513098 ± 8	2.84
Ca-408-1	м/з метадолерит	1.40	3.77	0.2247	0.513186 ± 9	3.10
участок Хатунойя						
1043/2-1	кр/з метадолерит	2.93	9.25	0.1913	0.512691 ± 8	2.51
1043/2-2	м/з метадолерит	2.78	8.73	0.1924	0.512698 ± 8	2.36
1044/3	т/з метадолерит	3.14	9.81	0.1934	0.512730 ± 7	2.69
1102/1	габбро-пегматит	9.57	32.39	0.1786	0.512495 ± 6	2.12
1039/1	гранодиорит	7.54	37.16	0.1223	0.511299 ± 8	-5.98
1044/8	трондьемит	4.98	26.49	0.1136	0.511173 ± 7	-6.09
участок Тулос						
Ca-253-1	м/з долерит	3.89	15.51	0.1517	0.512026 ± 9	0.26

из зон закалки имеют менее магнезиальные составы по сравнению с базитами из их внутренних частей (рис. 4б; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Для долеритов характерны слабо обогащенные спектры легких РЗЭ ( $La_N/Sm_N$  от 1.6 до 2.2), слабо обедненные спектры тяжелых РЗЭ ( $Gd_N/Yb_N$  от 1.3 до 2.2) и отрицательные Nb-аномалии ( $Nb/Nb^*$  от 0.53 до 0.96) (рис. 8в; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Датированный обр. Ca-253-6а из центральной части дайки Короппи на участке Тулос имеет величину  $\epsilon_{Nd}(2110) = +0.3$  (табл. 3).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метаморфические и сопряженные метасоматические преобразования минерального состава метабазитов имели, во-видимому, очень ограниченное влияние на геохимические характеристики протолитов изученных мафических пород. Наиболее ярко эти преобразования были проявлены в краевых частях нескольких даек на участке Хатунойя, где резко повышенены концентрации  $K_2O$ , Rb и Ba, что, вероятно, связано с привносом этих элементов из вмещающих гранодиоритов, а

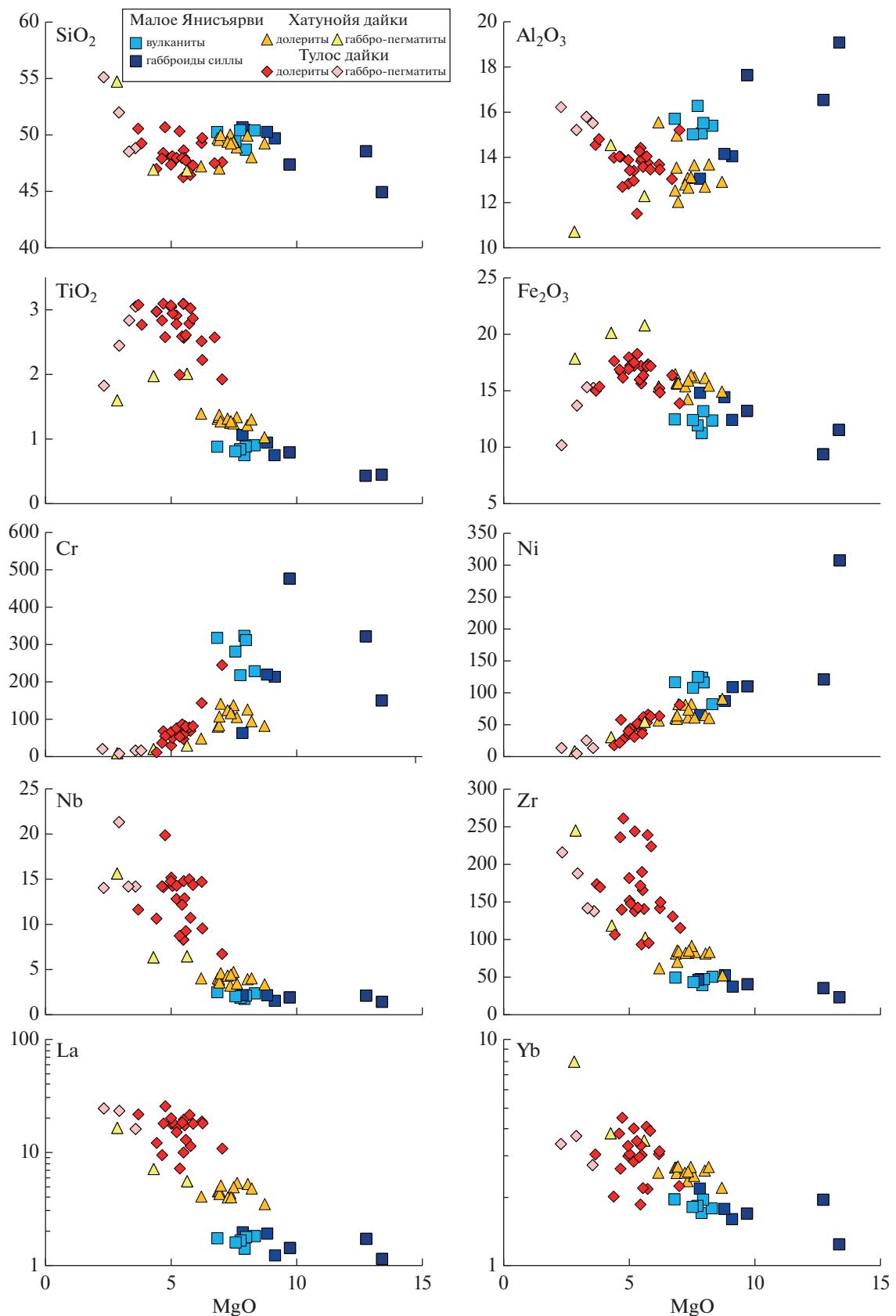


Рис. 7. Диаграммы MgO—элементы для основных вулканитов и даек с возрастом 2100 млн лет, опробованных на участках Малое Янисъярви, Хатунойя и Тulos.

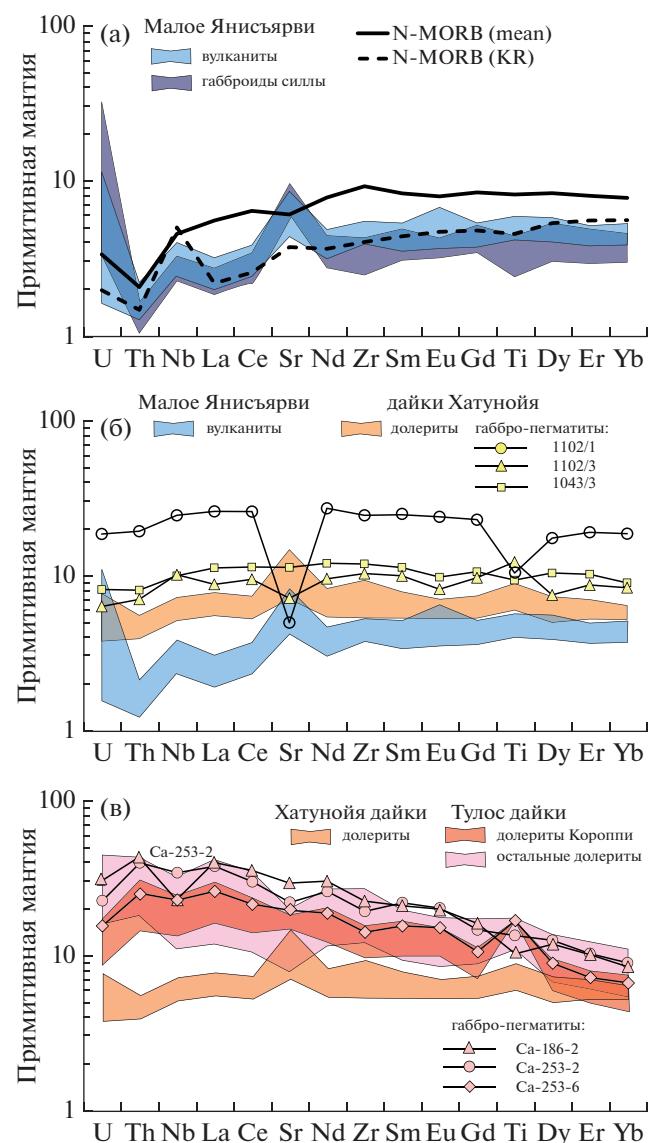
широкие вариации содержания Pb коррелируют с содержанием серы и контролируются наложенной сульфидной минерализацией (Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). Большинство элементов сохранили особенности магматических протолитов, что позволяет выделить среди изученных мафических даек, силлов и вулканитов два геохимических типа. Деплетированные толеиты слагают дайки участка Хатунойя и вулканиты и силлы района оз. Малое Янисъярви. Обогащенные толеиты представлены в дайках на участке Тулос.

#### *Возрастная позиция и корреляция деплетированных толеитов Приладожья в Раахе-Ладожской зоне*

Как отмечалось выше, основные вулканиты и дайки деплетированных толеитов в Северном Приладожье сопоставлялись многими исследователями с базитами офиолитового комплекса Йорма (Хейсканен, 1990; Ivanikov et al., 1998; Васильева, 2000). Это определяло представление о преобладании на этой территории основного магматизма около 1.95 млрд лет назад. В свете новых данных это положение требует пересмотра.

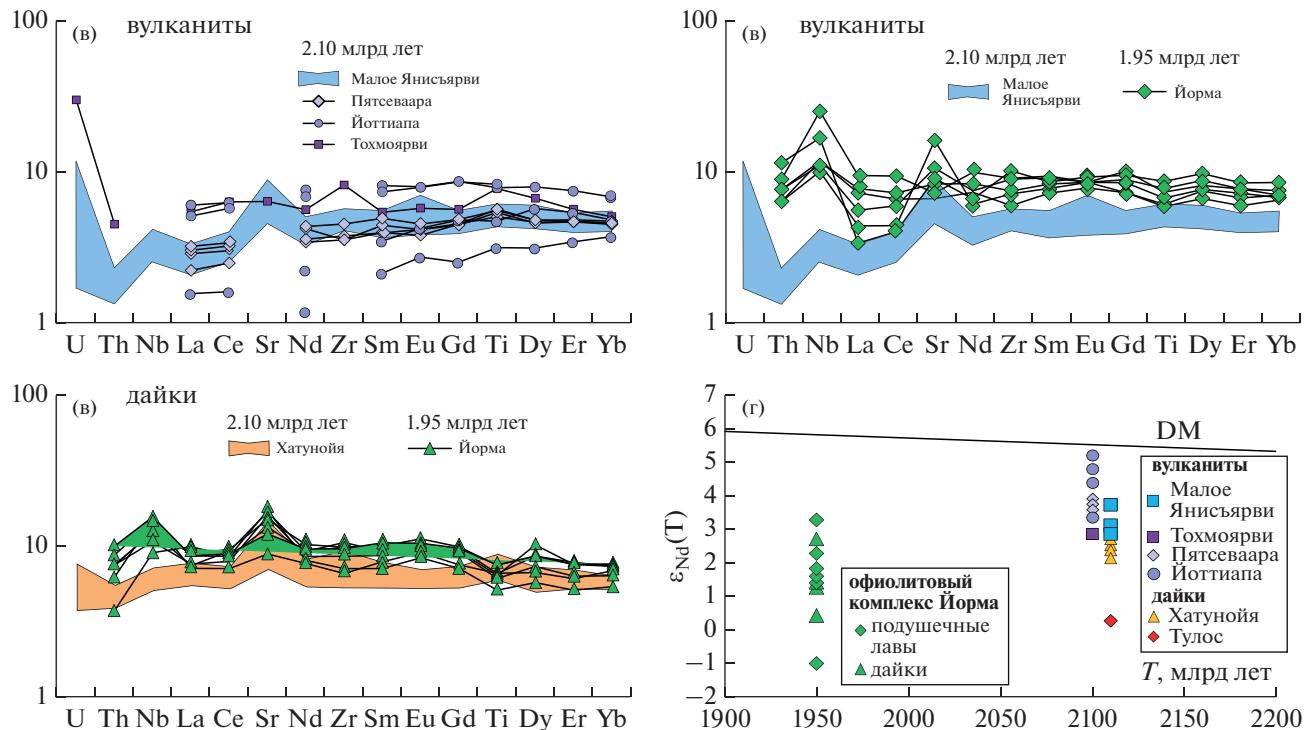
На участке Хатунойя деплетированные толеиты с возрастом  $2111 \pm 6$  млн лет в ранних дайках по структурным особенностям “дайка в дайке”, по геохимическим и изотопным характеристикам близки к таковым в дайках более молодого офиолитового комплекса Йорма с возрастом 1.95 млрд лет. При этом толеиты даек Хатунойя отличаются чуть меньшими концентрациями наиболее несовместимых элементов, таких как легкие и средние РЗЭ, Nb и Zr, и несколько менее радиогенным изотопным составом неодима (рис. 9а, 9б). Такое сходство двух разновозрастных дайковых комплексов указывает на близкие условия их образования, что дополняет аргументацию предположения о двух разновременных, 2.10 и 1.95 млрд лет, эпизодах раскола континентальной литосферы на западном краю Карельского кратона (Lahtinen et al., 2015). Поздняя дайка на участке Хатунойя контрастно отличается от ранних даек (2.10 млрд лет) по ориентировке, составу и внутреннему строению, и, вероятно, была связана с магматическим эпизодом другого возраста, идентификация которого требует дополнительных геохронологических и геохимических исследований.

На участке Малое Янисъярви деплетированные толеиты не удалось датировать. Тем не менее имеющиеся данные свидетельствуют в пользу их принадлежности к вулканическим комплексам с возрастом 2.10 млрд лет и противоречат их корреляции с более молодыми вулканитами комплекса Йорма (Хейсканен, 1990; Ivanikov et al., 1998; Васильева, 2000). Во-первых, вулканогенно-осадочный разрез структуры Малое Янисъярви проры-



**Рис. 8.** Мультиэлементные диаграммы (нормировано к примитивной мантии: Wenderpohl, Hartmann, 1994): (а) – метавулканиты и габброиды участка Малое Янисъярви, N-MORB(mean): средний состав базальтов срединно-океанических хребтов мира (White, Klein, 2014), N-MORB(KR) – средний состав базальтов срединно-океанического хребта Колбейсей (Klein, 2003); (б) – дайки метабазитов участка Хатунойя в сравнении с метавулканитами участка Малый Янисъярви; (в) – дайки базитов участка Тулос в сравнении с дайками участка Хатунойя.

вают габброиды с возрастом около 2.08 млрд лет (Мыскова и др., 2022). Во-вторых, по геохимическим и Sm-Nd изотопным характеристикам основные вулканиты структуры оз. Малое Янисъярви близки к вулканитам комплексов Тохмоярви и Йоуттиапа (рис. 9б, 9в) с возрастом около 2.10 млрд лет (Huhma, 1986; Huhma et al., 1990), а также к ос-



**Рис. 9.** Сравнение геохимических и изотопных характеристик вулканитов и даек деплетированных толеитов с возрастами 2.10 и 1.95 млрд лет из западной части Карельского кратона (Раахе-Ладожская зона). (а–в) – мультиэлементные диаграммы (нормировано к примитивной мантии: Wenderpohl, Hartmann, 1994): (а) – вулканиты с возрастом 2.10 млрд лет из участков Малое Янисьярви (это исследование), Пятсеваара (Матреничев, Матреничев, 2010), Йоттиапа (Huhma et al., 1990) и Тохмоярви (Nykänen et al., 1994); (б) – вулканиты с возрастом 2.10 млрд лет участка Малое Янисьярви и вулканиты с возрастом 1.95 млрд лет из комплекса Йорма (Peltonen et al., 1996); (в) – дайки с возрастом 2.10 млрд лет из участка Хатунояя и дайки с возрастом 1.95 млрд лет из комплекса Йорма (Peltonen et al., 1996); (г) – диаграмма  $\epsilon_{Nd}(T)$  – возраст для вулканитов и даек с возрастами 2.10 и 1.95 млрд лет из Раахе-Ладожской зоны по нашим данным и из работ (Huhma, 1986; Huhma et al., 1990; Nykänen et al., 1994; Peltonen et al., 1996; Матреничев, Матреничев, 2010).

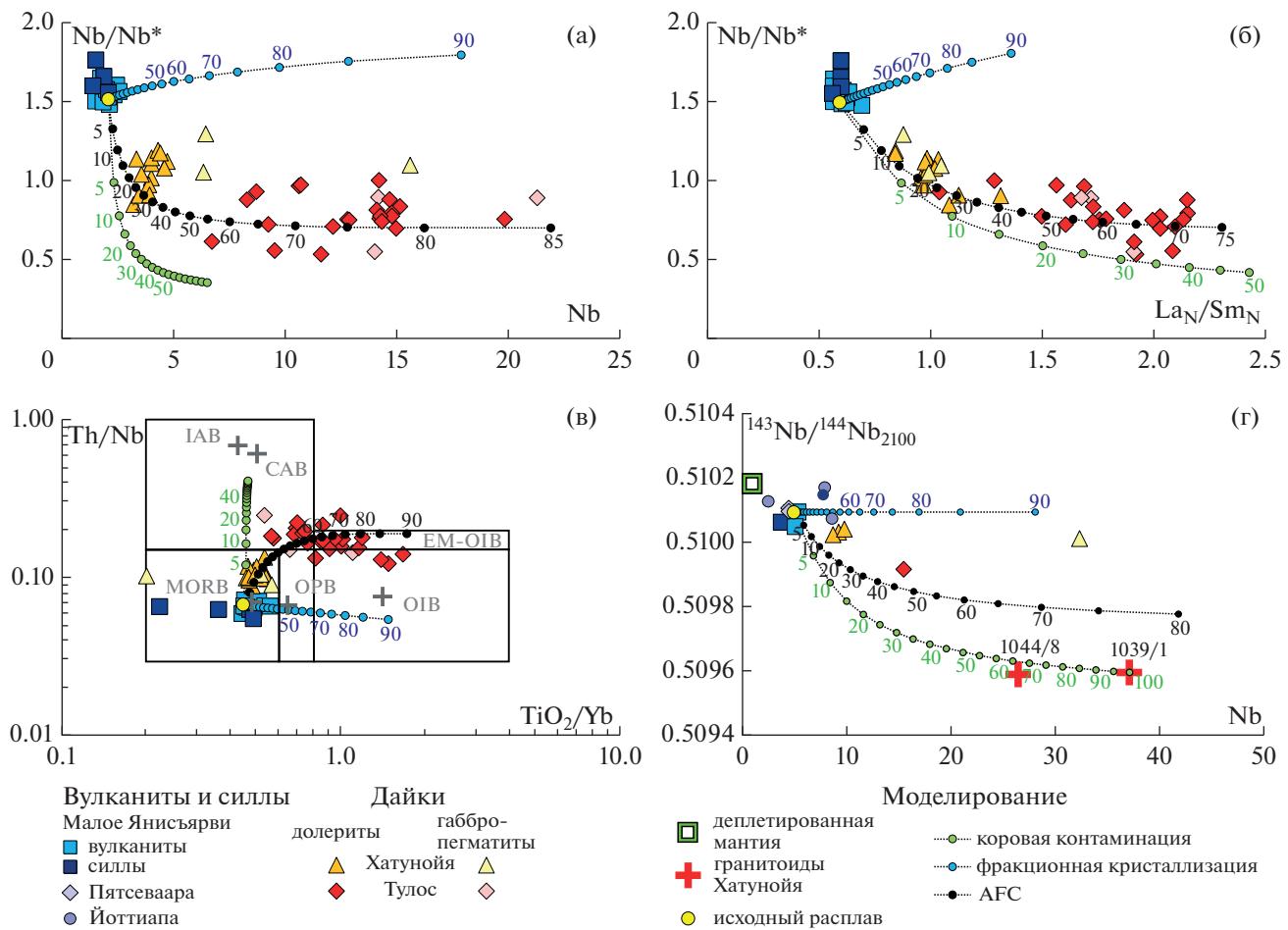
новным вулканитам свиты Пятсеваара (рис. 9б, 9в), которые представляют нижнюю часть разреза сортавальской серии (Матреничев и др., 2004; Матреничев, Матреничев, 2010). Напротив, в сравнении с основными вулканитами структуры оз. Малое Янисьярви вулканиты комплекса Йорма отличаются более высокими концентрациями РЗЭ (рис. 9г) и менее радиогенным изотопным составом неодима (рис. 9б).

Таким образом, представление о широком распространении в Северном Приладожье возрастных аналогов офиолитового комплекса Йорма с возрастом 1.95 млрд лет (Хейсканен, 1990; Ivanikov et al., 1998; Васильева, 2000) не согласуется с новыми данными. Результаты наших исследований, напротив, дают основание утверждать, что на территории Северного Приладожья широко проявлен магматизм 2.10 млрд лет назад, и что западная окраина Карельского кратона 2.10 млрд лет назад, наиболее вероятно, представляла собой область активного основного магматизма, где доминирующую роль играли вулканиты и дайки деплетированных толеитов.

#### Петрология деплетированных и обогащенных толеитов с возрастом 2.10 млрд лет на Карельском кратоне

Каждая из трех выделенных групп пород, вулканиты и дайки деплетированных толеитов и дайки обогащенных толеитов, обладает отличительными геохимическими и изотопными характеристиками, которые связаны со спецификой зарождения и эволюции их материнских магм.

**Вулканиты деплетированных толеитов** из разреза структуры оз. Малое Янисьярви имеют очень узкие вариации составов, что указывает на минимальную дифференциацию их материнских магм в промежуточной камере. Напротив, широкие вариации концентраций  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Cr$  и  $Ni$  в силах (рис. 7), вероятно, связаны с дифференциацией расплавов на уровне их становления, с участием в кумулусной ассоциации разных пропорций оливина, клинопироксена, плагиоклаза и хромита. Концентрации HFSE и REE в вулканитах и силах имеют ограниченные и закономерные вариации (рис. 7, 8), что в сочетании с умеренным содержанием  $MgO$  в породах может указ-



**Рис. 10.** Вариации содержаний несовместимых элементов и изотопного состава Nd в базитах с возрастом 2.1 млрд лет на Карельском кратоне и результаты модельных расчетов процессов фракционной кристаллизации, коровой контаминации и их сочетания (AFC). Исходный расплав соответствует наиболее примитивному вулканиту MORB-типа, обр. Ca-413-1 (Supplementary 2, ESM\_2.xlsx). В процессе дифференциации исходного расплава удалялась ассоциация 10% OI + 50% Cpx + 40% Pl, для оценки состава и соотношений фаз в которой были использованы проведенные ранее расчеты дифференциации даек MORB-типа (Stepanova et al., 2014). Оценка степени коровой контаминации исходного расплава получена с привлечением данных по среднему составу архейской коры (ACC) (Rudnick, Fountain, 1995); изотопный состав Nd контаминанты соответствует образцу архейского гранодиорита 1039/1 на участке Хатунойя (табл. 3). В рассчитанной модели дифференциации совместной с коровой контаминацией (AFC) состав исходного расплава соответствует деплелированному толеиту, обр. Ca-413-1, кумулат включает 10% OI + 50% Cpx + 40% Pl и контаминанту, соответствующую средней архейской континентальной коре (ACC, Rudnick, Fountain, 1995). Небольшая доля контаминанты ( $r = 0.2$ ) в расчетах обусловлена Sm-Nd изотопно-геохимическими характеристиками обогащенных толеитов. Поля на диаграмме TiO<sub>2</sub>/Yb–Th/Nb по данным (Pearce et al., 2021). Исходные данные, использованные в расчетах, приведены в Supplementary 4, ESM\_4.xlsx.

зыть на незначительное фракционирование их материнских магм. Еще одним фактором, который мог обусловить вариации составов вулканитов, являлась контаминация основных магм коровым материалом. Аргументом в пользу этого процесса служат небольшие вариации изотопного состава неодима и смешение части точек вулканитов по линии обратной корреляции ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{2100}$ –Nd) (рис. 10), которое могло быть обеспечено при небольшой добавке архейских гранитоидов в базиты.

Высокие положительные величины  $\varepsilon_{\text{Nd}}(2100)$  в основных вулканитах структуры оз. Малое Яни-

сьярви ( $+3.3 \pm 0.4$ ), в Северном Приладожье ( $+3.8 \pm 0.1$ , Матреничев, Матреничев, 2010) и пояс Перапохья ( $+4.3 \pm 0.9$ , Huhma et al., 1990) указывают на деплелированный мантийный источник расплавов, который по изотопным и геохимическим характеристикам отвечал деплелированной мантии (Goldstein, 1988). Нефракционированные спектры тяжелых РЭ в вулканитах деплелированных толеитов указывают на их зарождение в равновесии с безгранатовым реститом.

**В дайках деплелированных толеитов** долериты разных фаз внедрения в структурах «дайка в дай-

ке» имеют близкие составы, что указывает на незначительную роль дифференциации материнских расплавов в промежуточных камерах и/или ограниченный временной интервал формирования этого комплекса. Широкие вариации содержаний петрогенных и редких элементов обусловлены наличием крупнозернистых и пегматоидных габбро, которые слагают линзы и шлиры в центральных частях мощных даек. Наблюдаемые тренды изменения составов со снижением содержаний MgO, Cr и Ni, резким ростом и последующим падением содержаний Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и V в лейкократовых и пегматоидных разновидностях, устойчивым ростом концентраций P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Th, Nb и РЗЭ (рис. 7; Supplementary 2, ESM\_2.xlsx), вероятно, контролировались глубокой дифференциацией основного расплава *in situ* в ходе последовательной кристаллизации оливина, плагиоклаза, клинопироксена и Fe-Ti оксидов. Близкие величины (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>2100</sub> в долеритах и поздних габбропегматитах показывают, что дифференциация даек *in situ* происходила без привноса дополнительной коровой компоненты (рис. 10).

Сходство составов даек и вулканитов деплетированных толеитов по геохимическим и изотопным характеристикам указывает на общий источник и близкие условия генерации расплавов. Их небольшие различия при близком содержании MgO можно объяснить контаминацией базальтовых расплавов архейскими гранитоидами (рис. 10), низкая степень которой согласуется с оценками степени коровой контаминации (1–6%), полученными для даек деплетированных толеитов из центральной части Карельского кратона (Stepanova et al., 2014). Таким образом, ранние дайки деплетированных толеитов на участке Хатунойя являются комагматами вулканитов деплетированных толеитов структуры оз. Малое Янисъярви.

**В дайках обогащенных толеитов** на участке Туолос структурные неоднородности “дайка в дайке” указывают на пульсационное поступление расплава из промежуточной камеры. При этом породы зоны закалки имеют более высокое содержание SiO<sub>2</sub> по сравнению с долеритами на удалении нескольких метров от контакта, что предполагает более высокий вклад коровой контаминации в более ранние порции расплава. Повышенная концентрация MgO в долеритах краевой части тела по сравнению с зоной закалки подтверждает пульсационный характер поступления расплавов. При кристаллизации расплавов *in situ* наблюдается снижение содержаний Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> при достижении MgO ~ 5 мас. %, что свидетельствует о начале кристаллизации в кумулусной ассоциации титаномагнетита. Остаточные расплавы в дайках обогащенных толеитов характеризуются низким содержанием MgO, высокими концентрациями SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и несовместимых элементов. Наряду с

фракционной кристаллизацией, в петrogenезисе обогащенных толеитов значимую роль играла коровая контаминация. На это указывают геохимические и изотопные характеристики этих пород, такие как отрицательные Nb-аномалии, обогащение легкими РЗЭ и низкорадиогенный изотопный состав неодима. Таким образом, образование обогащенных толеитов происходило при сочетании процессов фракционной кристаллизации и коровой контаминации (AFC) расплавов деплетированных толеитов. На большинстве диаграмм составы обогащенных толеитов продолжают тренды изменения составов обедненных толеитов (рис. 7), которые близки к модельным трендам AFC (рис. 10).

Связь обогащенных толеитов с глубинным плутоновым OIB-источником, которую можно было бы предположить на основании расположения точек составов этих пород на диаграмме Th/Nb–TiO<sub>2</sub>/Yb в области EM-OIB (рис. 10в), представляется маловероятной. Наблюданное в обогащенных толеитах увеличение значений TiO<sub>2</sub>/Yb со смещением точек составов в область EM-OIB происходило на фоне роста концентрации Yb при снижении MgO (рис. 7) и могло быть связано с фракционированием клинопироксена, в котором коэффициент распределения K<sub>D</sub>Yb больше, чем K<sub>D</sub>Ti (Rollinson, Pease, 2021). Кроме того, базиты с возрастом около 2.1 млрд лет с “чистыми” OIB геохимическими характеристиками, которые могли бы служить родоначальными расплавами для обогащенных толеитов, внутри Карельского кратона не установлены (Davey et al., 2022 и наши исследования).

Таким образом, приведенные петрологические данные показывают, что вулканиты с характеристиками деплетированных толеитов на участке Малое Янисъярви представляют относительно мало-глубинный и практически не контамированный расплав, образованный из деплетированного астеносферного источника. Дайки деплетированных толеитов являются производными того же расплава, но с небольшой долей коровой контаминации. Расплавы с характеристиками обогащенных толеитов, вероятно, также образовались за счет деплетированных толеитовых расплавов при сочетании процессов дифференциации и коровой контаминации. Таким образом, изученные геохимические типы базитов с возрастом 2.1 млрд лет могли быть сформированы из близких по составу первичных расплавов, образованных за счет плавления деплетированного мантийного источника, а вариации составов пород обусловлены разной степенью дифференциации и контаминации коровым материалом.

*Крупная магматическая провинция суперкратона  
Сьюпериа и геодинамика раскола Карельского  
кратона 2.1 млрд лет назад*

Основные вулканиты и дайки вулканитов с возрастом 2.1 млрд лет на западной окраине Карельского кратона являются лишь небольшой частью крупной магматической провинции, фрагменты которой выявлены в архейских блоках Фенноскандинавского и Канадского щитов, составлявших неоархейский континент – суперкрайон Сьюпериа (Bleeker, 2003; Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). В составе этой крупной магматической провинции преобладали базиты, образовавшиеся при процессах дифференциации и коровой контаминации глубинных плюмовых (WPB-тип или OIB-тип) и малоглубинных астеносферных (MORB-тип) мантийных магм (Davey et al., 2022). Чистые мантийные расплавы OIB- и MORB-типов, минимально преобразованные в ходе подъема через континентальную литосферу, имели ограниченное распространение.

Неконтаминированные базиты OIB-типа известны только в кратоне Херн, где мафические силлы и дайки с возрастом 2.11 млрд лет обогащены  $\text{TiO}_2$  и HFSE, деплетированы тяжелыми РЗЭ ( $\text{Gd/Yb}$ )<sub>N</sub> ≥ 3, имеют положительные Nb-аномалии и умеренно радиогенный изотопный состав неодима ( $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$  от -0.5 до +1.0) (Aspler et al., 2002). По всем этим характеристикам базиты в кратоне Херн отвечают OIB и могли образоваться за счет глубинного гранат-равновесного источника магм под мощной архейской литосферой (Aspler et al., 2002). Кроме того, туффиты среднего состава с геохимическими характеристиками OIB-типа и возрастом около 2.1 млрд лет были обнаружены на западном краю Карельского кратона (Perttunen, Hanski, 2003), хотя дайки и вулканиты с такими характеристиками здесь не известны.

Базиты MORB-типа, типичными представителями которых являются изученные деплетированные толеиты, известны только на Карельском кратоне и в смежном Беломорском подвижном поясе (Vuollo, Huhma, 2005; Stepanova et al., 2014; Stepanova et al., 2022; Davey et al., 2022) и не известны на других кратонах суперкрайона Сьюпериа (Davey et al., 2022). На Карельском кратоне базиты MORB-типа, претерпевшие минимальную контаминацию и внедрявшиеся в обстановке интенсивного растяжения, имеют площадное распространение (Stepanova et al., 2014). Это указывает на то, что около 2.1 млрд лет назад весь Карельский кратон имел утоненную литосферу, подвергаясь растяжению и заложению глубинных разломов, которые дренировали астеносферную мантию. Наиболее интенсивно эти процессы происходили на западном краю Карельского кратона, где на поверхность поступали минимально контамини-

рованные магмы, образованные при плавлении деплетированного астеносферного источника.

Важно отметить, что контрастные по условиям зарождения базиты MORB- и OIB-типа локализованы в Карельском кратоне и кратоне Херн, которые, согласно палеоконтинентальным реконструкциям, располагались рядом в суперкрайоне Сьюпериа до 2.1 млрд лет назад (Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). Близкая пространственная позиция этих кратонов обоснована комплексом данных, включая (Ernst, Bleeker, 2010): (1) сходство строения и состава разрезов палеопротерозойских вулканогенно-осадочных бассейнов; (2) присутствие на краях обоих кратонов реликтов древней палеоархейской коры; (3) присутствие на территории обоих кратонов роев мафических даек с возрастом около 2.1 млрд лет. На соседство этих кратонов может указывать также присутствие на западном краю Карельского кратона пачки туффитов с OIB геохимическими характеристиками и возрастом 2.1 млрд лет (Perttunen, Hanski, 2003), вулканогенный материал в которые мог поступать с территории кратона Херн (Aspler et al., 2002).

Раскол с разделением Карельского кратона и кратона Херн произошел около 2.1 млрд лет назад, о чем свидетельствует наличие на краях этих кратонов породных ассоциаций пассивных окраин с возрастом 2.1 млрд лет (Kohonen, 1995; Ans-dell et al., 2000; Hajnal et al., 2005). Причиной этого раскола, по мнению большинства исследователей (Nykänen et al., 1994; Kohonen, 1995; Aspler et al., 2002; Lahtinen et al., 2015; Köykkä et al., 2019), являлся подъем глубинного плюма, но динамика взаимодействия плюма с континентальной литосферой не обсуждалась.

В масштабе суперкрайона Сьюпериа, геометрия этого плюма реконструирована по радиальному рою мафических даек с возрастом около 2.1 млрд лет. Предполагается, что центр плюма отвечал центру радиального роя даек Марафон (Halls et al., 2008) и располагался между кратонами Сьюпериор и Вайоминг (Ernst, Bleeker, 2010). Согласно такой реконструкции, Карельский кратон и кратон Херн располагались на периферии этого плюма, на расстоянии более 1000 км от его центра (Ernst, Bleeker, 2010; Davey et al., 2022). При столь значительной удаленности этот плюм не мог привести к расколу литосферы (Lavecchia et al., 2017).

Глубинный плюм, породивший базитовый магматизм OIB-типа под кратоном Херн около 2.1 млрд лет назад, рассматривался как возможная причина раскола этого кратона (Aspler et al., 2002), хотя однозначных свидетельств этому нет. Все базиты OIB-типа в кратоне Херн сосредоточены в бассейне Гурвиц по внутренней части кратона на удалении примерно 250 км от его пассивной окраины, где базиты этого типа неизвестны.

Проявления OIB магматизма с возрастом 2.1 млрд лет также не известны и на западном краю Карельского кратона (Davey et al., 2022), хотя присутствие здесь туффитов с OIB материалом (Perttunen, Hanski, 2003) подтверждает дистальные проявления магматизма этого типа. Согласно расчетным моделям, при удаленности на 250 км от зоны раскола плюм мог служить лишь дополнительной фактором раскола литосферы за счет ее прогрева, уступая главную роль другим факторам, таким как растягивающие силы и ослабленные (сутурные) зоны в литосфере. Малоглубинные базиты MORB-типа и их AFC производные, представляющие доминирующий мантийный магматизм на Карельском кратоне около 2.1 млрд лет, вероятно, были связаны с декомпрессионным плавлением астеносферной мантии, а не с глубинным плюмом. Таким образом, данные о проявлениях мантийного магматизма 2.1 млрд лет на суперкратоне Сьюпериа не поддерживают предположение о ведущей роли плюма в расколе архейской литосферы западной части Карельского кратона. Подъем мантийного плюма не может также объяснить причину широкого распространения базитов MORB-типа с возрастом 2.1 млрд лет только на Карельском кратоне при их полном отсутствии на всех остальных кратонах, входивших в суперкратон Сьюпериа (Davey et al., 2022).

Альтернативой активному механизму раскола при подъеме мантийного плюма является раскол литосферы под влиянием субдукционных процессов на краях литосферных блоков (Bercovici, Long, 2014; Niu, 2020). Для оценки возможной роли этого механизма в расколе Карельского кратона 2.1 млрд лет назад следует обратиться к Лапландско-Кольскому коллизионному орогену, который располагается в северо-восточном обрамлении Карельского кратона и был сформирован в ходе субдукционных и коллизионных процессов на месте одноименного океана в интервале времени 2.2–1.9 млрд лет назад (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Nuhma, 2006; Daly et al., 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019). Эта страница тектонической истории Карельского кратона, сильно затушеванная при закрытии океана и формировании орогена Гималайского типа (Daly et al., 2006), является ключом к пониманию тектоники всего Карельского кратона в среднем палеопротерозое.

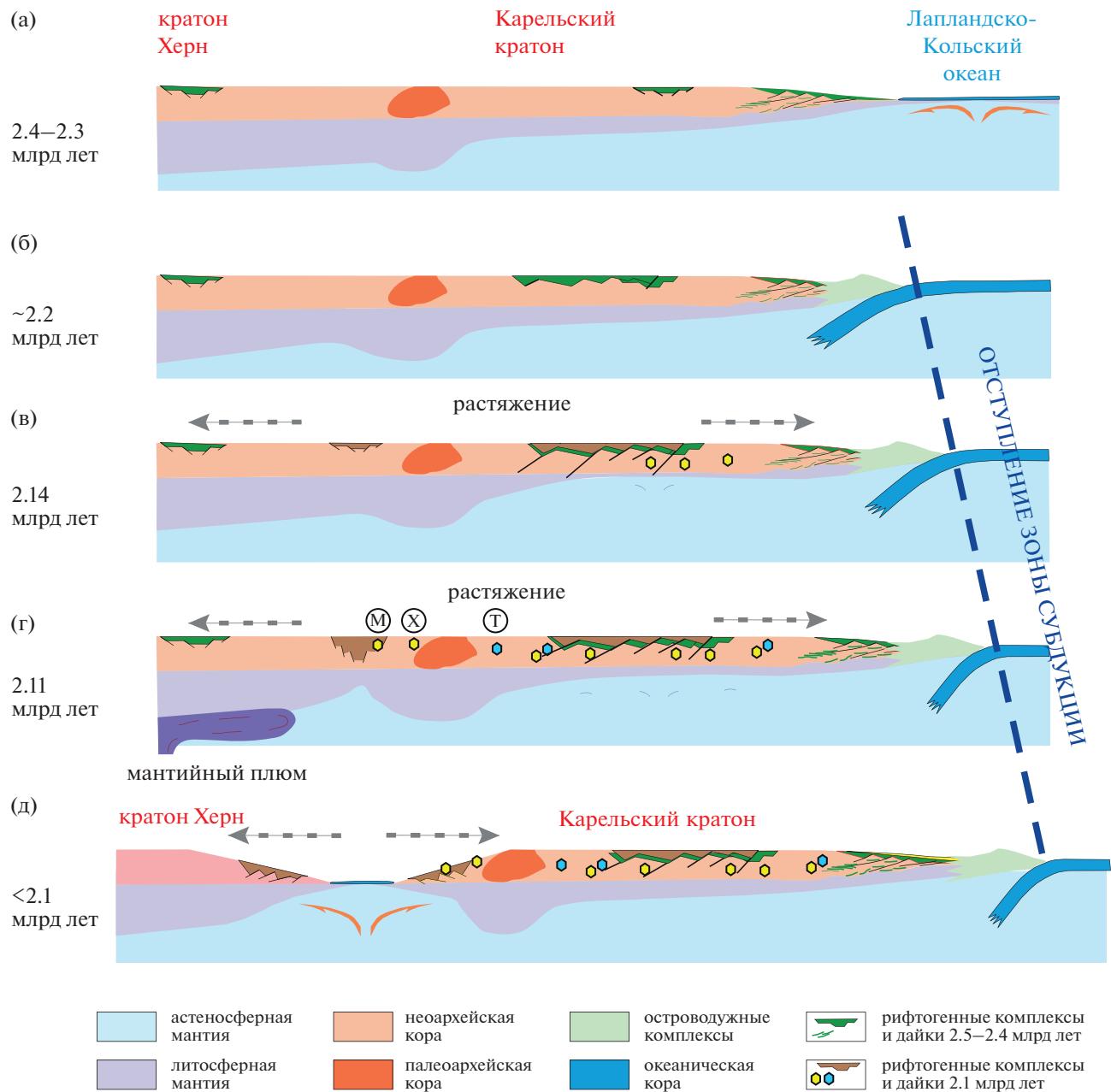
Время раскола континентальной литосферы и открытия океана в северо-восточном обрамлении Карельского кратона оценивается в диапазоне 2.3–2.4 млрд лет (рис. 11а), что обосновано данными по распределению мафических даек с возрастами от 2.5 до 2.1 млрд лет в соседствующих по Лапландско-Кольскому орогену Карельско-Беломорском и Кольско-Мурманском блоках (Stepanova et al., 2022). Процесс раскола и формирование пассивной окраины на северо-восточном краю Карельского кратона, вероятно, сопровож-

дался утонением континентальной литосферы. По аналогии с современными окраинами (Sapin et al., 2021) и расчетными моделями (Beniest et al., 2017), ширина этой окраины с утонением континентальной литосферы могла составлять несколько сотен километров, т.е. захватывать значительную часть Карельского кратона (рис. 11а).

Формирование зон субдукции в Лапландско-Кольском океане с образованием ювенильной палеопротерозойской континентальной коры происходило в интервале 2.2–2.0 млрд лет (рис. 11б, 11в), о чем свидетельствуют метаосадочные породы в Лапландско-Кольском орогене, которые имеют ювенильные изотопные характеристики ( $T_{Nd}(DM)$  от 2.24 до 2.42), содержат дегритовый циркон с возрастом 2.2–2.0 млрд лет (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Nuhma, 2006) и могли быть сформированы за счет разрушения островных дуг. Широкий интервал возрастов дегритового циркона (200 млн лет) предполагает, что его источником могли служить породы не одной, а нескольких разновозрастных островных дуг.

Вопросы геометрии процессов субдукции при формировании Лапландско-Кольского орогена остаются открытыми, поскольку все палеопротерозойские комплексы в его составе формируют коллаж тектонических пластин и не сохранили первичных геологических соотношений (Daly et al., 2006). Наряду с этим, повсеместное присутствие в палеопротерозойских метаосадочных породах небольшого количества архейских зерен циркона (Bridgwater et al., 2001) может указывать на то, что дуги формировались вблизи архейской коры или на краю архейского континента.

Процессы субдукции океанической коры часто сопровождаются перемещением (отступлением) зон субдукции в сторону океана, что рассматривается исследователями как главная причина растяжения континентальных блоков в процессе субдукции (Collins, 2003; Bercovici et al., 2014; Niu, 2020; Lovecchio et al., 2020; Aldaajani et al., 2021). На восточной окраине Карельского блока процессы субдукции океанической коры могли сопровождаться перемещением (отступлением) зон субдукции в сторону океана (рис. 11). На Карельском кратоне этот процесс растяжения устанавливается как по осадочным, так и магматическим комплексам. На поверхности растяжение проявилось в заложении рифтогенных структур с грубо-зернистыми осадочными породами ятулийского надгоризонта (рис. 11б), которые имели широкое распространение на территории Карельского кратона (Хейсканен, 1990; Онежская, 2011). Кроме того, процессы растяжения обеспечили проницаемость литосферы Карельского кратона и привели к поступлению в верхние уровни коры астеносферных базальтовых магм (рис. 11в) (Stepanova et al., 2014). Начало этого процесса оценено по



**Рис. 11.** Модель тектонической эволюции Карельского кратона и смежных структур в интервале времени 2.4–2.1 млрд лет. Изученные участки: М – Малое Янисъярви; Х – Хатуноя; Т – Тулос. Объяснения см. в тексте.

наиболее древнему, из известных, возрасту толеитов MORB-типа  $2140 \pm 3$  млн лет для дайки из северной части Карельского кратона, находящейся на минимальном удалении от Лапландско-Кольского орогена (рис. 1) (Stepanova et al., 2014). Часть расплавов поднималась по глубинным разломам в верхние уровни коры, минимально эволюционировала и представлена толеитами MORB-типа. Расплавы, поднимавшиеся к поверхности по системе промежуточных камер, изменяли состав в ходе процессов дифференциации и контаминации с образованием обогащенных толеитов.

Около 2.11 млрд лет назад, на фоне продолжающегося субдукционного растяжения и масштабного основного магматизма MORB-типа на Карельском кратоне, подъем глубинного мантийного плюма, ответственного за магматизм OIB-типа в кратоне Херн, возможно, обеспечил прогрев литосфера и инициировал разрыв ее сплошности по ослабленной тектонической зоне сочленения нео- и палеоархейских блоков (рис. 11г) по механизму, смоделиированному в работе (Lavecchia et al., 2017). Раскрытие и последующее расширение океанического бассейна разобщило архейские лито-

сферные блоки Карельский и Херн (рис. 11д), которые в итоге были значительно удалены друг от друга как на просторах палеопротерозойского мирового океана, так и в составе палеопротерозойского суперконтинента Колумбия/Нуна (Elming et al., 2021).

Таким образом, растяжение литосферы Карельского кратона в области влияния субдукционных процессов в Лапландско-Кольском океане в сочетании с воздействием мантийного плюма 2.1 млрд лет назад могло не только привести к расколу литосферного блока, но и к формированию ослабленных зон в литосфере, обеспечивая интенсивное растяжение и быстрый подъем астеносферных расплавов толеитов MORB-типа только в пределах Карельского кратона. Такой механизм может объяснить локальное присутствие на всей территории Карельского кратона базитов MORB-типа без повсеместного резкого утонения литосферы, как можно было бы ожидать в случае эрозии под влиянием плюма (Burov et al., 2007; Kortev et al., 2015; Lavecchia et al., 2017). Сохраные участки мощной архейской литосферы Карельского кратона могли снизить скорость подъема мантийных расплавов, обеспечив условия для дифференциации в промежуточных камерах и контаминации деплетированных астеносферных магм коровыми веществами. Эти процессы могли привести к образованию обогащенных толеитовых расплавов, которые также были широко представлены на Карельском кратоне 2.1 млрд лет назад.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные дополнили характеристику основного магматизма с возрастом 2.1 млрд лет и подтвердили синхронное формирование обогащенных и деплетированных толеитов на территории Карельского кратона.

Для деплетированных толеитов MORB-типа данные о площадном распространении на всей территории Карельского кратона (Stepanova et al., 2014; Davey et al., 2022) дополнены новыми данными о составе и возрасте мафических даек, вулканитов и силлов в юго-западной части Карельского кратона. Здесь наименее контаминованные астеносферные магмы представлены и дайками, и подушечными базальтами, что свидетельствует об интенсивном утонении и растяжении архейской коры и подтверждает модель раскола континентальной литосферы и открытия океанического бассейна вдоль западной окраины Карельского кратона около 2.1 млрд лет назад.

Обогащенные толеиты с возрастом 2.1 млрд лет, известные в разных частях Карельского кратона (Vuollo, Huhma, 2005), изучены в составе крупного дайкового роя в Западно-Карельском домене в районе оз. Тулос, где возраст кристаллизации даек обогащенных толеитов составляет

$2118 \pm 5$  млн лет. Петрологические реконструкции показали, что эти обогащенные толеиты могли образоваться при сочетании процессов коровой контаминации и фракционной кристаллизации деплетированных астеносферных расплавов.

Преобладание малоглубинного астеносферного основного магматизма с широким распространением базитов MORB-типа на Карельском кратоне контрастно отличает его от других кратонов, входивших в состав архейского суперкратона Сьюпериа (Davey et al., 2022). Специфика основного магматизма 2.1 млрд лет назад на Карельском кратоне могла быть обусловлена процессами растяжения литосферы под влиянием субдукционных процессов в Лапландско-Кольском океане. Это приводило к заложению ослабленных зон в литосфере, служивших путями для быстрого подъема астеносферных расплавов толеитов MORB-типа только на Карельском кратоне, не затронув остальные части суперкратона Сьюпериа. Раскол в западной части Карельского кратона на границе с кратоном Херн, вероятно, контролировался субтурной зоной сочленения неоархейской коры с палеоархейскими блоками, цепочка которых прослеживается на западе Карельского кратона.

**Благодарности.** Авторы признательны А.А. Носовой, Т.В. Донской и А.К. Худолею за внимательное прочтение рукописи и доброжелательные и конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить представление ее материалов.

**Источники финансирования.** Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта РНФ № 16-17-10260 и при поддержке темы НИР № FMEN-2023-0009 ИГ КарНЦ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильева Т.И. Раннепротерозойские дайки метабазитов в купольных структурах Северного Приладожья как индикаторы геодинамической обстановки // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2000. № 1. С. 19–29.
- Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1983. 192 с.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л.: Из-во АН СССР, 1963. 201 с.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковского вулканизма Онежской структуры и Раахель-Ладожской зоны, Балтийский щит // Под ред. С.Д. Великославинского, А.М. Ларина. Сб. трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехнического ун-та, 2010. С. 223–255.
- Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М. Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье) // Вест. СПб ун-та. 2004. Сер. 7. Геология. География. № 2. С. 31–44.
- Мыскова Т.А., Беляцкий Б.В., Середа Е.Е. и др. Палеопротерозойские дайки базитов в зоне сочленения

- Фенно-Карельского кратона и Свекофеннского орогена Фенноскандинавского щита (состав, возраст, происхождение) // Геохимия. 2022. Т. 67. № 11. С. 1039–1071.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) // Под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Самсонов А.В., Носова А.А., Третяченко В.В. и др.* Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 6. С. 796–801.
- Хейсканен К.И.* Карельская геосинклиналь: Литологический анализ. Л.: Наука, 1980. 168 с.
- Хейсканен К.И.* Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КНЦ АН СССР. Инт. геологии, 1990. 124 с.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К.* Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковleva С.З. и др.* Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 20–33.
- Aldaaiani T.Z., Almalki K.A., Betts P.G.* Plume versus slab-pull: example from the Arabian Plate // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. P. 700550.
- Ansdell K. M., MacNeill A., Delaney G.D., Hamilton M.A.* Rifting and development of the Hearne craton passive margin: age constraint from the Cook Lake area, Wollaston Domain, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan // GeoCanada 2000 Conference. Extended Abstract. 2000.
- Aspler L.B., Cousins B.L., Chiarenzelli J.R.* Griffin gabbro sills (2.11 Ga), Hurwitz Basin, Nunavut, Canada: long-distance lateral transport of magmas in western Churchill Province crust // Precambr. Res. 2002. V. 117. P. 269–294.
- Beniest A., Koptev A., Burov E.* Numerical models for continental break-up: Implications for the South Atlantic // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 461. P. 176–189.
- Bercovici D., Long M.D.* Slab rollback instability and supercontinent dispersal // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. № 19. P. 6659–6666.
- Bleeker W.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. № 2–4. P. 99–134.
- Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M. et al.* Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // Lithos. 2013. V. 174. P. 196–216.
- Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G.* EU-ROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016.
- Bradley D.C.* Passive margins through earth history // Earth-Sci. Rev. 2008. V. 91. № 1–4. P. 1–26.
- Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al.* Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland–Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nov. 2001. V. 13. № 1. P. 32–37.
- Butter S.J.H., Torsvik T.H.* A review of Wilson Cycle plate margins: f role for mantle plumes in continental break-up along sutures? // Gondwana Res. 2014. V. 26. № 2. P. 627–653.
- Burov E., Guillou-Frottier L., d’Acremont E. et al.* Plume head–lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. № 1–4. P. 15–38.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A. et al.* Geological archive of the onset of plate tectonics // Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 2018. V. 376. № 2132. P. 20170405.
- Chaves A.O.* Columbia (Nuna) supercontinent with external subduction girdle and concentric accretionary, collisional and intracontinental orogens permeated by large igneous provinces and rifts // Precambr. Res. 2021. V. 352. P. 106017.
- Collins W.J.* Slab pull, mantle convection, and Pangaean assembly and dispersal // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 205. № 3–4. P. 225–237.
- Dal Zilio L., Faccenda M., Capitanio F.* The role of deep subduction in supercontinent breakup // Tectonophysics. 2018. V. 746. P. 312–324.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London, Mem. 2006. V. 32. № 1. P. 579–598.
- Dang Z., Zhang N., Li Z.-X. et al.* Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered supercontinent breakup // Commun. Earth Environ. 2020. V. 1. № 1. P. 1–11.
- Davey S.C., Bleeker W., Kamo S.L. et al.* Evidence for a Single Large Igneous Province at 2.11 Ga across Supercraton Superia // J. Petrol. 2022. V. 63. № 5. P. 1–36.
- Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // GSA Bull. 2011. V. 123. № 3–4. P. 387–411.
- Elming S.-Å., Salminen J., Pesonen L.J.* Paleo-Mesoproterozoic Nuna supercycle // Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth. Elsevier, 2021. P. 499–548.
- Ernst R., Bleeker W.* Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present // Can. J. Earth Sci. 2010. V. 47. P. 695–739.
- Geoffroy L.* Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geosci. 2005. V. 337. № 16. P. 1395–1408.
- Geological map of the Fennoscandian shield, Scale 1 : 2000 000, Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V., Nordgulen O., Wennerstrom M. and Korhonen J. // Geol. Surv. Finland. Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. 2001.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Hajnal Z., Lewryb J., White D., Ashton K. et al.* The Sask Craton and Hearne Province margin: seismic reflection studies in the western Trans-Hudson Orogen // Can. J. Earth Sci. 2005. V. 42. № 4. P. 403–419.
- Halls H.C., Davis D.W., Stott G.M. et al.* The Paleoproterozoic Marathon Large Igneous Province: new evidence for a 2.1 Ga long-lived mantle plume event along the southern margin of the North American Superior Province // Precambr. Res. 2008. V. 162. № 3–4. P. 327–353.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al.* The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Evo-

- lution of Archean Crust and Early Life Modern Approaches in Solid Earth Sciences. Eds. Y. Dilek, H. Furnes. Dordrecht: Springer Netherlands, 2014. P. 55–102.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. Paleoarchean rocks in the Fennoscandian Shield // Eds. M.J.V. Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann. Earth's Oldest Rocks. Second Ed. 2019. Ch. 32. P. 819–835.
- Huang C., Zhang N., Li Z., Ding M. et al. Modeling the inception of supercontinent breakup: stress state and the importance of orogens // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. № 11. P. 4830–4848.
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1986. V. 337.
- Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 369–379.
- Ivanikov V., Philipov N., Belaiatsky B. Geochemistry of the metavolcanic rocks from the Ladoga region: evidence for an Early Proterozoic oceanic crust // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper* 26. Espoo. 1998. P. 30.
- Klein E.M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // Eds. H.D. Holland, R.R. Turekian. *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 433–463.
- Keppie F. How subduction broke up Pangaea with implications for the supercontinent cycle // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2016. V. 424. № 1. P. 265–288.
- Kohonen J. From continental rifting to collisional crustal shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Hoytianen area in North Karelia, Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1995. V. 380. 82 p.
- Koppers A.A.P., Becker T.W., Jackson M.G. et al. Mantle plumes and their role in Earth processes // *Nat. Rev. Earth Environ.* 2021. V. 2. № 6. P. 382–401.
- Koptev A., Calais E., Burov E. et al. Dual continental rift systems generated by plume–lithosphere interaction // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 5. P. 388–392.
- Koptev A., Cloetingh S., Ehlers T.A. Longevity of small-scale ('baby') plumes and their role in lithospheric break-up // *Geophys. J. Int.* 2021. V. 227. № 1. P. 439–471.
- Köykkä J., Lahtinen R., Huhma H. Provenance evolution of the Paleoproterozoic metasedimentary cover sequences in northern Fennoscandia: age distribution, geochemistry, and zircon morphology // *Precambr. Res.* 2019. V. 331. P. 105364.
- Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*. 2008. V. 31. P. 20–28.
- Lahtinen R., Huhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // *Precambr. Res.* 2019. V. 330. P. 1–19.
- Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al. New constraints for the source characteristics, deposition and age of the 2.1–1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province // *Precambr. Res.* 2010. V. 176. № 1–4. P. 77–93.
- Lahtinen R., Huhma H., Lahaye Y. et al. Archean–Proterozoic collision boundary in central Fennoscandia: Revisited // *Precambr. Res.* 2015. V. 261. P. 127–165.
- Lavecchia A., Thieulot C., Beekman F. et al. Lithosphere erosion and continental breakup: interaction of extension, plume upwelling and melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 467. P. 89–98.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambr. Res.* 2008. V. 160. № 1–2. P. 179–210.
- Lovecchio J.P., Rohais S., Joseph P. et al. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: a poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 203. P. 103138.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Söderlund U. et al. New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruchey sill (Karelia, Russia): implications for late Palaeoproterozoic palaeogeography // Eds. S. Mertanen, L.J. Pesonen, P. Sangchan. *Supercontinent Symposiu*. Finland. Programme and Abstracts. *Geol. Surv. Finland. Espoo*. 2012. P. 81–82.
- Melezhik V.A., Hanski E.J. Palaeotectonic and Palaeogeographic evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*, V. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project Frontiers in Earth Sciences. Eds. V.A. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick et al. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 111–178.
- Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M. The supercontinent cycle: a retrospective essay // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. № 1. P. 4–29.
- Niu Y.L. On the cause of continental breakup: a simple analysis in terms of driving mechanisms of plate tectonics and mantle plumes // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 194. 104367.
- Nykänen V.M., Vuollo J.I., Liipo J.P., Piirainen T.A. Transitional (2.1 Ga) Fe-tholeiitic-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // *Precambr. Res.* 1994. V. 70. № 1–2. P. 45–65.
- Ojakangas R.W., Marmo J.S., Heiskanen K.I. Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *Sediment. Geol.* 2001. V. 141–142. P. 255–285.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. V. 392–393. P. 106068.
- Peltonen P. Ophiolites // Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. *Precambr. Geol. Finland*. 2005. P. 237–278.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // *J. Petrol.* 1996. V. 37. № 6. P. 1359–1383.
- Perttunen V., Hanski E.J. Pre-quaternary rocks of the Törmäsjärvi and Koivu map-sheet areas. 2003. 92 p.
- Rollinson H., Pease V. Using geochemical data to understand geological processes. New York: Cambridge University Press, Second Ed. 2021. 661 p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. № 3. P. 267–309.
- Samsonov A.V., Tretyachenko V.V., Nosova A.A. et al. Sutures in the early Precambrian crust as a factor responsible for localization of diamondiferous kimberlites in the northern east European Platform // Long Abstract for the 10th International Kimberlite Conference. Bangalore, India. 2012. 10IKC35.
- Sapin F., Ringenbach J.-C., Clerc C. Rifted margins classification and forcing parameters // *Sci. Rep.* 2021. V. 11. № 1. P. 1–17.

- Sorjonen-Ward P.* Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3A reflection seismic profiles, central Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2006. V. 43. P. 105–159.
- 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. P. 1719–1751.
- Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V. et al.* Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: origin and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 400–401. P. 106377.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al.* Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2022. V. 518. № 1. P. 101–128.
- Tuisku P., Huhma H.* Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part II: isotopic dating // *Bull. Soc. Finland.* 2006. V. 78. № 2. P. 143.
- Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Eds. M. Lehtinen, P.A. Nurmi, B.T. Rämö. Key
- to the Evolution of the Fennoscandian Shield. *Precambr. Geol. Finland.* 2005. P. 195–236.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Wedepohl K.H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper Earth's mantle // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonards. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, 1994. V. 1. P. 486–495.
- White W.M., Klein E.M.* Composition of the oceanic crust // *Treatise Geochem.* Second Ed. 2014. P. 457–496.
- Wolstencroft M., Davies J.H.* Breaking supercontinents; no need to choose between passive or active // *Solid Earth.* 2017. V. 8. № 4. P. 817–825.
- Wu G., Yang S., Liu W. et al.* Switching from advancing to retreating subduction in the Neoproterozoic Tarim Craton, NW China: implications for Rodinia breakup // *Geosci. Front.* 2021. V. 12. № 1. P. 161–171.
- Zhang N., Dang Z., Huang C., Li Z.-X.* The dominant driving force for supercontinent breakup: plume push or subduction retreat? // *Geosci. Front.* 2018. V. 9. № 4. P. 997–1007.

## Geodynamic of a Breakup of Western Part of the Karelian Craton: Data on 2.1 Ga Mafic Magmatism

A. V. Samsonov<sup>1</sup>, A. V. Stepanova<sup>2</sup>, E. B. Salnikova<sup>3</sup>, Y. O. Larionova<sup>1</sup>, and A. N. Larionov<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>4</sup> Centre for Isotopic Research, Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

Mafic within-plate magmatism is the main source of information about the geodynamics of processes that lead to the breakup of continental blocks. The article discusses the problem of geodynamics of the split of the Archean supercraton Superia in the Middle Paleoproterozoic. The discussion is based on data on 2.1 Ga magmatism in the Karelian Craton, where basites of this age are represented by tholeiites of two geochemical types: depleted and enriched. Geochemically close to N-MORB, depleted tholeiites were studied in Northern Priladozhye where they form methodoleritic dike swarms at c.  $2111 \pm 6$  Ma (U-Pb, SIMS, zircon) in the Khatunojya locality, and pillow lavas and sills near Lake Maloye Janisjarvi. Enriched tholeiites were studied in the Lake Tulos locality where they form a large swarm of doleritic dikes at  $2118 \pm 5$  Ma (U-Pb, ID-TIMS, baddeleyite). The results of these studies provide deeper insight into 2.1 Ga mafic magmatism. Depleted tholeiites with N-MORB geochemistry have a spatial distribution in the Karelian Craton and could be formed as a result of decompression melting of a depleted asthenospheric mantle, raising melts along the extension zones, and minimal contamination by the Archean crust. The simultaneous formation of enriched tholeiitic melts probably occurred at differentiation and crustal contamination of depleted tholeiites during melt migration through more rigid Archean crustal blocks. Data on basic magmatism with an age of 2.1 Ga in the Karelian craton, which are difficult to explain within the framework of the mantle plume rise model, are consistent with the model of lithosphere extension due to the retreat of the subduction zone in the north-eastern framing of the craton, in the Lapland-Kola Ocean in the interval of 2.0–2.2 Ga years. The maximum thinning, discontinuity of the Archean continental lithosphere, and the opening of an oceanic basin at the western edge of the Karelian craton were probably controlled by the suture zone of the junction of the Neoarchean crust with the Paleoarchean blocks, a chain of which was traced in the west of the Karelian craton. An additional factor that led to breakup of the lithosphere 2.1 Ga ago could be the rise of a deep mantle plume in the Khern craton, which occupied a spatial position close to the Karelian craton in the Archean supercraton Superia.

**Keywords:** petrology of mafic magmatism, geochronology, geodynamics of breakup of the Archean supercraton Superia, Karelian craton