

УДК 552.31:550.93(470.21)

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ТОЛЕИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ: АРЕАЛ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ВОЗРАСТ, СВЯЗЬ СО ЩЕЛОЧНЫМ МАГМАТИЗМОМ

© 2017 г. А. А. Арзамасцев^{a, b, *}, **Р. В. Веселовский^{c, d, **}**, А. В. Травин^{e, f, ***},
Д. С. Юдин^{e, g, ****}, Б. В. Беляцкий^h

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

^cМосковский государственный университет МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,
Ленинские горы, 1, Москва 119991, Россия

^dИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва, 123242, Россия

^eИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

^fТомский государственный университет
просп. Ленина, 36, Томск, 634050, Россия

^gНовосибирский государственный университет
ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090, Россия

^hВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия

*e-mail: arzamas@ipgg.ru

**e-mail: roman.veselovskiy@ya.ru

***e-mail: travin@igm.nsc.ru

****e-mail: yudin@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 26.11.2015 г.

Получена после доработки 12.02.2016 г.

Представлены данные, характеризующие проявления толеитового магматизма в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Установлено, что образование многочисленных даек долеритов, группирующихся в печенгском, баренцевоморском и восточно-кольском роях, произошло в период 380–390 млн лет назад, т.е. непосредственно предшествовало главному этапу палеозойского щелочного магматизма в Кольской провинции. Изотопно-геохимическая характеристика долеритов свидетельствует о генерации родоначальных расплавов из мантии фации шпинелевых лерцолитов. Дефлетируемый мантийный субстрат, из которого были выплавлены толеиты, не имеет признаков метасоматоза и не был обогащен высокозарядными и редкоземельными элементами, тогда как генерация последовавших за толеитами меланефелинитовых расплавов происходила из обогащенного субстрата. Показано, что относительно кратковременный этап мантийного метасоматоза, произошедшего непосредственно после внедрения толеитовых магм, сопровождался значительной фертилизацией мантии. В отличие от других крупных изверженных провинций, в которых зафиксировано пульсационное внедрение больших объемов толеитовых расплавов, совпадающих по времени либо чередующихся с фазами щелочного магматизма, Кольская провинция характеризуется закономерной эволюцией палеозойского плюм-литосферного процесса с последовательным углублением уровня магомгенерации, развитием процессов мантийного метасоматоза и сопровождающей его фертилизацией мантийного субстрата, а также закономерным изменением составов поступавших к поверхности расплавов.

DOI: 10.7868/S0869590316060029

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших проявлений плюм-литосферных процессов являются крупные излияния мантийных расплавов, среди которых преобладают толеиты. Гигантские объемы базальтов, формирующие крупные магматические провинции (LIPs), известны на платформах, а также в древних кратонизированных областях. В этих районах прослеживается пространственная и временная связь континентальных платобазальтов с проявлениями щелочного магматизма. Примером яв-

ляются крупные магматические провинции (LIPs), известные на платформах, а также в древних кратонизированных областях. В этих районах прослеживается пространственная и временная связь континентальных платобазальтов с проявлениями щелочного магматизма. Примером яв-

ляются такие крупные щелочные провинции, как Маймеча-Котуйская, формирование которой близко по времени излияниям сибирских траппов, Южно-Африканская, сформировавшаяся в ходе единого цикла магматической активности с платобазальтами Этендека, Западно-Индийская, связанная с Реюньонским плюмом, ответственным за формирование платобазальтов Декан, и др. На основе эмпирических данных исследователями предлагаются гипотезы, обосновывающие генетическую связь щелочных и толеитовых магм, возникших в ходе апвеллинга мантийного плюма и его взаимодействия с веществом литосферы (White, McKenzie, 1995; Comin-Chiaramonti et al., 1997; Kieffer et al., 2004; Соболев и др., 2009а, 2009б; Ernst, Bell, 2010; Owen-Smith et al., 2013).

Кольская палеозойская магматическая провинция, образовавшаяся в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, имеет признаки, позволяющие отнести ее к типичным проявлениям плюмового магматизма (Marty et al., 1998). Провинцию составляют крупнейшие плутоны агапитовых сиенитов, карбонатитовые интрузии, многочисленные дайки щелочных пород, а также субщелочные и щелочные вулканы, которые сформировались в интервале 380–360 млн лет (Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994; Арзамасцев, Бу, 2014). Толеитовый магматизм, характерный для областей интенсивного проявления процессов плюм-литосферного взаимодействия, в данном регионе до последнего времени не был достоверно установлен. Предполагавшиеся исследователями в качестве возможных палеозойских аналогов дайки и sill долеритов оказывались в результате геохронологических исследований докембрийскими образованиями (Синицын, Кушев, 1968; Терехов и др., 2012). Субщелочные вулканы в кровле Хибинского и Ловозерского массивов, описанные И.В. Буссен и А.С. Сахаровым (Буссен, Сахаров, 1972) и Л.С. Бородиным с соавторами (1973), подверглись значительной переработке щелочными расплавами и во многом утратили первичные минералогическо-геохимические характеристики (Корчак и др., 2011).

Задачи настоящей работы включали: (1) определение масштабов развития палеозойского толеитового магматизма в северо-восточной части Фенноскандинавского щита; (2) изотопное датирование проявлений толеитов, которое позволило вычленить палеозойские рои долеритовых даек среди многочисленных преимущественно протерозойских проявлений дайкового магматизма; (3) характеристика вещественного состава палеозойских даек долеритов и вулканогенных образований в палеозойских кальдерах; (4) определение места и роли толеитового магматизма в палеозойских плюм-литосферных процессах; (5) определение характера связей щелочного и толеитового

магматизма в Кольской провинции. Для решения этих задач были проведены следующие исследования: (1) изучен вещественный состав даек долеритов и субщелочных вулкаников из разных районов Кольского региона; (2) определен возраст 10 даек и пространственно совмещенных с ними проявлений щелочного и субщелочного магматизма; (3) дана изотопно-геохимическая характеристика проявлений толеитового магматизма.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Проявления толеитового магматизма в регионе представлены как вулканогенными образованиями, сохранившимися в палеозойских кальдерах Ловозера, Контозера и Хибин, так и дайками долеритов, формирующими три роя: печенгский, баренцевоморский и восточно-кольский (рис. 1). Печенгский рой образован серией крупных вертикальных даек субмеридионального простирания (СВ 10°), отдельные из которых прослежены на расстоянии более 80 км в полосе полуостровов Средний и Рыбачий — оз. Пороярви—пос. Печенга—пос. Лиинахамари. Наиболее крупные тела долеритов имеют мощность 10–40 м и состоят из отдельных сегментов, простирание каждого из которых варьирует в пределах 10°–15° (рис. 2). Дайки, сходные по петрографии и геохимическим характеристикам долеритам печенгского роя, прослежены в Северной Норвегии на острове Магерой (Roberts et al., 1991).

Баренцевоморский рой объединяет многочисленные дайки в береговой полосе от пос. Терiberка до пос. Островной. Большая часть субвертикальных даек мощностью 2–10 м, имеющих преимущественно северо-восточное простирание, прослежены вглубь полуострова на несколько километров. Устье рек Дроздовка и Ивановка является участком, в пределах которого совмещены проявления палеозойского толеитового и щелочного магматизма. В этом районе закартировано несколько субвертикальных даек долеритов мощностью 10–50 м, имеющих северо-восточное простирание, некоторые из которых образуют природные плотины, перегораживающие Ивановскую Губу (рис. 3). В непосредственной близости обнаружена небольшая интрузия щелочно-ультраосновных пород, многочисленные дайки, варьирующие по составу от нефелинитов до щелочных трахитов, а также останцы вулканогенно-осадочной толщи, которые сложены, помимо осадочных пород, туфами, туффитами, туфолавами и лавобрекчиями щелочного состава (Русанов и др., 1993).

Восточно-Кольский рой объединяет несколько эшелонированных субмеридиональных даек мощностью 15–30 м и протяженностью до 100 км, выраженных в рельефе в форме валов высотой

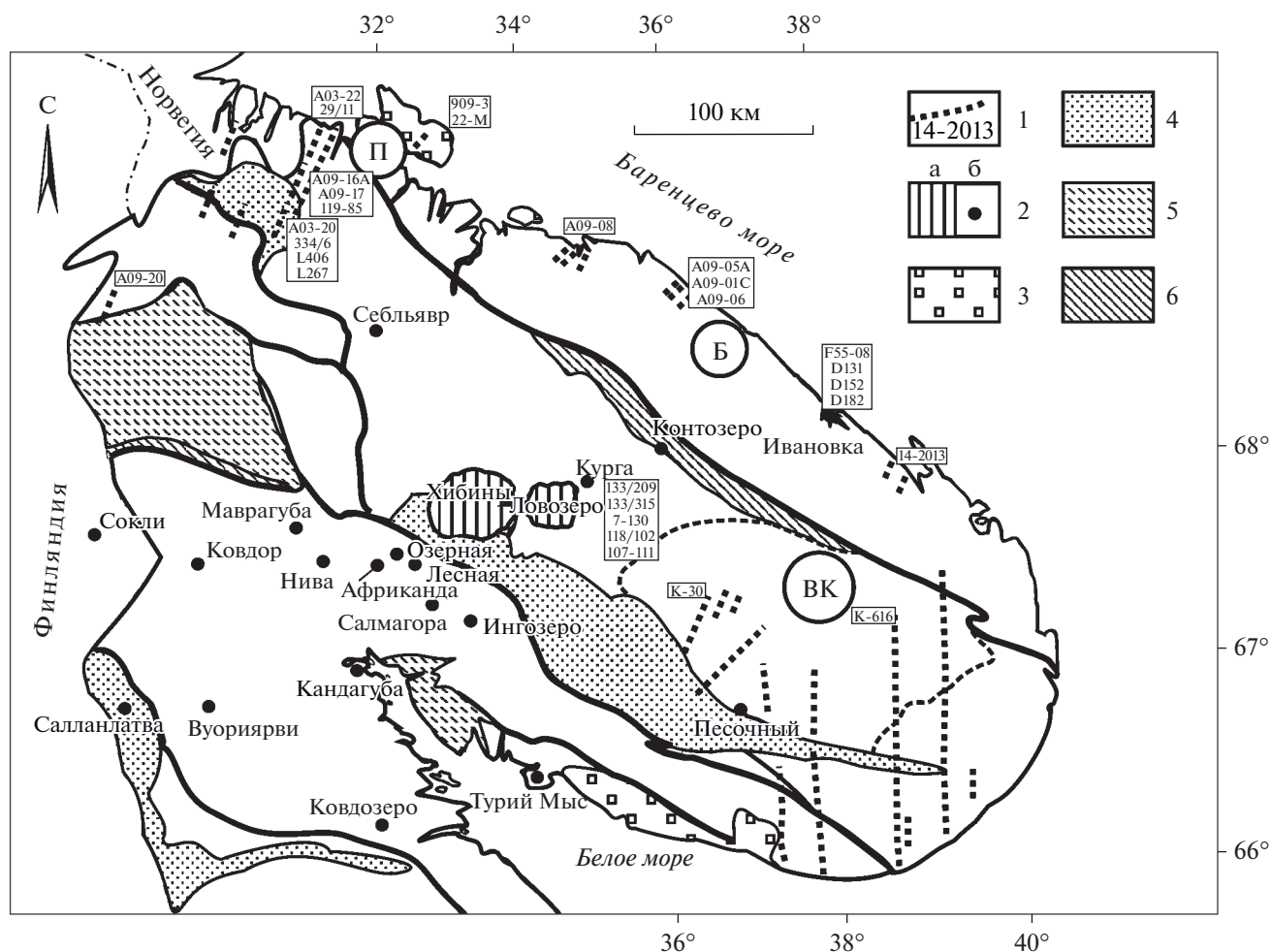


Рис. 1. Проявления палеозойского магматизма в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. 1 — дайки палеозойских долеритов печенгского роя (П), баренцевоморского роя (Б), восточно-кольского роя (ВК), 2 — массивы нефелиновых сиенитов (а) и щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (б). Породы фундамента: 3 — рифейский терригенный комплекс, 4 — карельский осадочно-вулканогенный комплекс, 5 — лапландский гранулитовый комплекс, 6 — архейские гранитогнейсы. В прямоугольниках номера изученных образцов.

1–2 м и пересекающих все докембрийские структуры между Терским и Мурманским побережьем (см. рис. 1).

Во всех дайках четко различимы зоны закалки, которые постепенно переходят в серые полнокристаллические долериты внутренних частей крупных даек. В зонах закалки структура пород микропорфировая, структура основной массы микроофитовая. Микровкрапленники в закалочных зонах представлены лейстами плагиоклаза, ориентированными параллельно контакту, и изометричными кристаллами моноклинного пироксена. Для полнокристаллических долеритов характерна офитовая структура, образованная плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Второстепенные минералы представлены титаномagnetитом, калиевым полевым шпатом, оливином или кварцем, биотитом, апатитом. Дайки из

района Губы Ивановка содержат до 5–7% мелких миндалин, выполненных кальцитом.

В Ловозерской кальдере основной объем вулканических пород сосредоточен в северо-восточной части массива: в луавритах-фойяитах-уртитах залегают крупные блоки вулканитов мощностью до 200 м, которые пространственно ассоциируют с осадочными образованиями ловозерской свиты. Почти все вулканиты подверглись существенным метасоматическим изменениям, связанным с воздействием на них агапитовых расплавов, сформировавших интрузивные серии Ловозерского массива (Корчак и др., 2011). В пределах зоны выявляются элементы латеральной зональности в распределении вулканитов разного состава: в крайней северо-восточной части массива преобладают останцы анкармитов и базальтов нормального ряда, далее к югу располагаются щелоч-

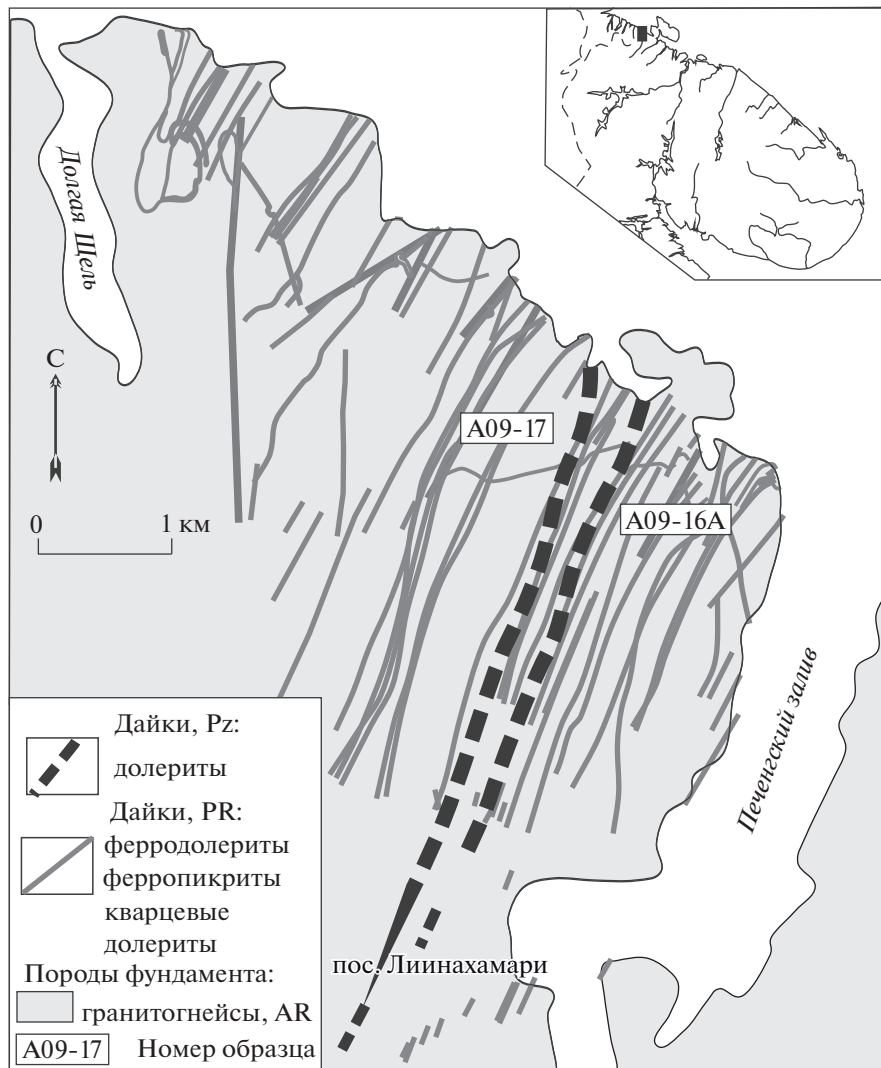


Рис. 2. Схема размещения даек долеритов в районе пос. Лиинахамари. Составлена Ж.А. Федотовым. На врезке черным прямоугольником показано положение участка на схеме Кольского региона.

ные базаниты, сменяющиеся в районе Апуайв и Куамдеспакх фонолит-порфирами. Реконструкция строения толщи возможна лишь для ультраосновной части разреза: изучение крупных останцов вулканитов вкрест простирания и на глубину показало, что в составе толщи преобладают покровы анкармитов, чередующиеся с базальтоидами (Арзамасцев и др., 1998). Мощность каждого покрова не превышает первых метров. Среди анкармитов распространены порфировые разновидности, вкрапленники в которых представлены оливином и клинопироксеном, а также гломеровидными скоплениями последнего. В разрезе также присутствуют участки пикритов, содержащие многочисленные крупные фенокристы оливина. Пикриты сходны по петрографическим характеристикам с анкармитами и могут рассматриваться в качестве их кумулятивной разновидности. Ба-

зальтоиды повсеместно содержат мелкие ксенолиты пикритов и анкармитов и были сформированы, вероятно, в ходе самостоятельной фазы магматической активности. Для них характерно присутствие крупных вкрапленников клинопироксена, заключенных в субофитовой основной массе, состоящей из плагиоклаза, клинопироксена, биотита и ильменита.

В Хибинской кальдере вулканогенные породы, которые подверглись интенсивному щелочному метасоматозу вплоть до образования фенитов и роговиков (Шлюкова, 1986), присутствуют в виде многочисленных ксенолитов, сосредоточенных в наименее эродированных участках массива. Результаты петрографических исследований позволяют предполагать присутствие среди измененных разновидностей вулканитов пород базальтового состава. В частности, Б.Е. Боруцким (Боруцкий,

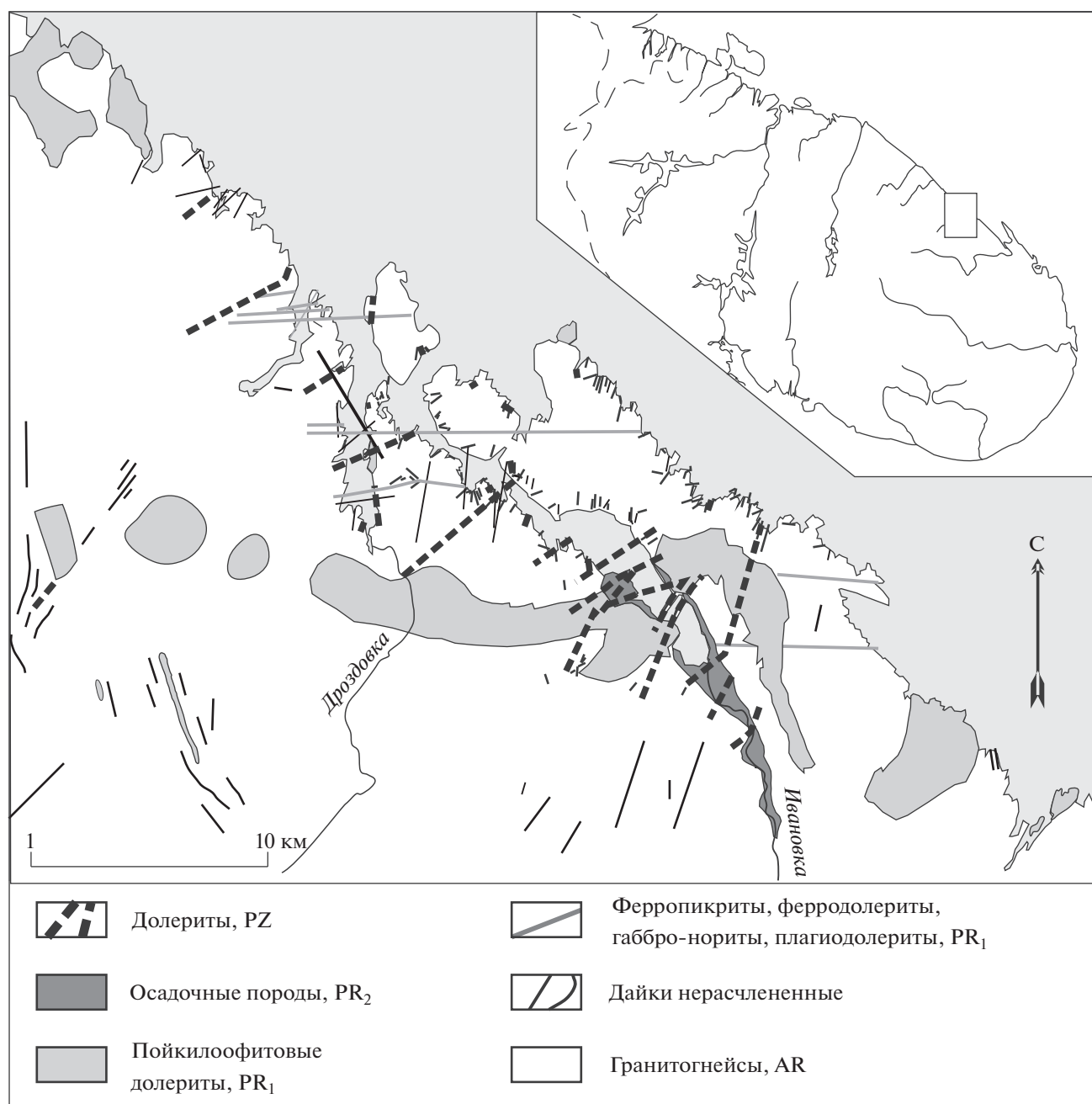


Рис. 3. Схема размещения даек в бассейне рек Дроздовка и Ивановка. На врезке прямоугольником показано положение участка на схеме Кольского полуострова.

1988) в пределах Часначорр-Юдичвумчоррского блока Хибин были установлены авгит-порфири-ты нормального ряда.

В Контозерской кальдере, по данным (Кириченко, 1970; Бородин, Гладких, 1973; Пятенко, Осокин, 1988), в составе осадочно-вулканогенной свиты выделяются нижняя, авгититовая (терригенно-вулканогенная), средняя, нефелинит-мелилититовая (вулканогенная), и верхняя, карбонатитовая, толщи. Нижняя зона, сложенная

преимущественно туфами и лавами авгититов и меланефелинитов, чередующихся с алевролитами и туфопесчаниками, имеет постепенные переходы к вышележащей толще оливиновых нефелинитов и мелилититов. Исследование минерального и химического состава вулканитов нижней толщи показало, что в ее составе отсутствуют субщелочные породы и породы нормального ряда. Установлено, что среди вулканитов по всему разрезу преобладают нефелиниты, а не мелилититы

(Арзамасцев и др., 1998), как предполагалось ранее (Бородин, Гладких, 1973; Пятенко, Осокин, 1988).

Таким образом, палеозойские породы нормального и субщелочного ряда распространены на значительной территории северо-восточной части Фенноскандинавского щита, где они сохранились как в кальдерах, так и образуют многочисленные дайки. Основными объектами, позволяющими в полной мере охарактеризовать проявления толеитового магматизма в регионе, являются указанные выше дайковые серии долеритов, а также отдельные, наименее измененные останцы вулканитов, сохранившиеся в кровле Ловозерской кальдеры.

МЕТОДЫ И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 30 образцах, представляющих долериты, слагающие дайки разных роев, были определены содержания петрогенных и редких элементов, включая полный спектр редкоземельных элементов (REE). Концентрации породообразующих оксидов определены методом атомной абсорбции в Геологическом институте КНЦ РАН. Измерения проводились из одной навески породы после разложения ее сплавлением с бурой и содой. Точность определений не ниже $\pm 1.5\%$ для концентраций $>10\%$ и $\pm 3.5\%$ для концентраций $>1\%$.

Определения элементов-примесей выполнены в аналитическом центре Института химии и технологии редких элементов КНЦ РАН (г. Апатиты) масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном спектрометре ELAN-9000-DRSe. Процедура пробоподготовки включала растворение 100 мг порошков в тefлоновой капсуле в смеси $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ при $\sim 180^\circ\text{C}$ в течение 30 мин. После выпаривания раствора, полученный порошок растворялся в 100 мл 4-процентной HNO_3 . Точность составляла не ниже ± 2 и $\pm 5\%$ для концентраций 50 и 5 г/т соответственно. Концентрации Zr, Hf, Nb, Ta определены методом XRF в аналитическом центре ВСЕГЕИ. Там же для 12 проб были повторно выполнены контрольные измерения микроэлементов методом ICP-MS по процедуре, аналогичной выше описанной. Масс-спектрометрические измерения проводились трижды с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15%, для остальных редких земель, Ti, Sr, Y не более 5%.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Датирование проведено по зернам минералов, отбор которых

производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм измельченного образца. Образцы облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Эксперимент по ступенчатому прогреву проводился в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (20 мин при 1200°C) не превышал 1×10^{-10} нсм³. Очистка выделенного аргона выполнялась с помощью Ti- и SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре 5400 фирмы Микромасс (Англия). Рассчитанный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст приведен с ошибкой $\pm 1\sigma$.

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился в ИГГД РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима осуществлялась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Rb, Sr, Sm и Nd – 0.5%. Уровень холостого опыта составил 30 pg для Rb, 30 pg для Sr, 10 pg для Sm и 20 pg для Nd и не требовал существенной корректировки измеренных изотопных отношений.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Первые приближенные оценки возраста даек печенгского роя, выполненные K-Ar методом, показали широкий диапазон значений от 355 до 600 млн лет (Жиров и др., 1974; Beckinsale et al., 1976; Roberts, Onstott, 1995). Для оценки возраста долеритов из разных районов нами были отобраны 12 образцов, из которых для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования были выделены фракции биотита и плагиоклаза. Для 14 образцов, включая ловозерские вулканиты, а также щелочные породы Ивановского комплекса, были получены изотопные Rb-Sr и Sm-Nd характеристики (табл. 1).

Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. Для биотита из дайки печенгского роя (обр. А03-20) получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр с хорошим плато, по которому рассчитан возраст 381 ± 6 млн лет (рис. 4). Это значение совпадает с оценками возраста, полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом для долеритовых даек полуострова Варангер (Guise, Roberts, 2002), а также возрастом дайки района Лиинахамари, Sm-Nd минеральная изохрона которой

Таблица 1. Rb-Sr изотопные данные для палеозойских пород северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Рой даек	Район	Номер образца	Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измер.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ измер.	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	ϵ_{Nd}
П	LIIN	A09-16A	WR	22.6	358	0.18250	0.70810 ± 6	0.707112	2.64	10.9	0.14560	0.512626 ± 6	0.512264	2.2
		A03-20		21.0	385	0.15811	0.70574 ± 9	0.704884	2.64	11.2	0.14303	0.512588 ± 3	0.512232	1.6
Б	TERIB	A09-08	DZEL	41.2	204	0.58600	0.71021 ± 7	0.707040	8.57	32.2	0.16060	0.512821 ± 4	0.512421	5.3
		A09-1C		24.4	201	0.35040	0.70653 ± 9	0.704630	10.5	38.6	0.16420	0.512842 ± 4	0.512433	5.6
		14-2013		8.74	249	0.10120	0.70413 ± 8	0.703585	6.95	24.4	0.17250	0.512929 ± 3	0.512500	6.9
Ц-К	WKEIV	K-30	EKEIV	15.9	269	0.17080	0.70502 ± 9	0.704091	8.65	33.6	0.15560	0.512810 ± 5	0.512423	5.4
		K-616		11.1	155	0.20699	0.70482 ± 8	0.703702	3.71	12.6	0.17800	0.512770 ± 6	0.512327	3.5
LVZ	LVZ	107/187		46.9	594	0.22835	0.70444 ± 18	0.703204	14.2	80.7	0.10695	0.512599 ± 17	0.512333	3.6
		107/209		6.66	799	0.02409	0.70308 ± 12	0.702949	13.8	81.0	0.10337	0.512829 ± 15	0.512572	8.3
		133/315		29.3	825	0.10258	0.70369 ± 22	0.703132	12.3	65.3	0.11435	0.512618 ± 18	0.512333	3.6
		133/209		41.7	984	0.12249	0.70399 ± 18	0.703323	14.1	76.9	0.11119	0.512340 ± 16	0.512063	-1.7
		105/287		33.2	1217	0.07897	0.70394 ± 14	0.703516	16.7	94.7	0.10684	0.512782 ± 12	0.512516	7.2
		107/155		12.5	840	0.04315	0.70330 ± 17	0.703069	14.6	84.4	0.10493	0.512615 ± 14	0.512354	4.0
IVN	IVAN	107/155	Amph	6.125	439	0.04036	0.70329 ± 16	0.703071	—	—	—	—	—	—
		107/155	Ap	6.352	8543	0.00215	0.70308 ± 25	0.703073	—	—	—	—	—	—
		107/155	Cpx	12.55	1299	0.02793	0.70322 ± 13	0.703070	—	—	—	—	—	—
		M9-87	Bt	223	733	0.87849	0.70955 ± 19	0.704799	—	—	—	—	—	—
		M9-87	Ol	2.64	4.63	1.65092	0.71362 ± 29	0.704686	—	—	—	—	—	—
		M9-87	W/R	52.6	544	0.27949	0.70636 ± 23	0.704849	25.1	127	0.11969	0.512726 ± 12	0.512428	5.5
		M9-87	Cpx	2.61	688	0.01096	0.70496 ± 18	0.704900	—	—	—	—	—	—
		M9-87	Ne	66.5	299	0.64188	0.70826 ± 20	0.704792	—	—	—	—	—	—

Примечание. Расчет значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ и ϵ_{Nd} произведен для возраста 380 млн лет. Здесь и далее в таблицах: дайки печенгского роя (П): Лиинахамари (LIIN), полуострова Средний (SRED) и Рыбачий (RYBA), Печенга (PECH), Порожьи (PORO). Дайки баренцевоморского роя (Б): Дальние Зеленцы (DZEL), Терiberка (TERIB), Ивановская Губа (IVAN), поселок Островной (OSTR). Дайки центрально-кольского роя (Ц-К): Западные (WKEIV) и Восточные (EKEIV) Кейвы. LVZ — вулканы Ловозерского массива. WR — порода вал, Ol — оливин, Ap — апатит, Cpx — клинопироксен, Amph — амфибол, Bt — биотит, Ne — нефелин.

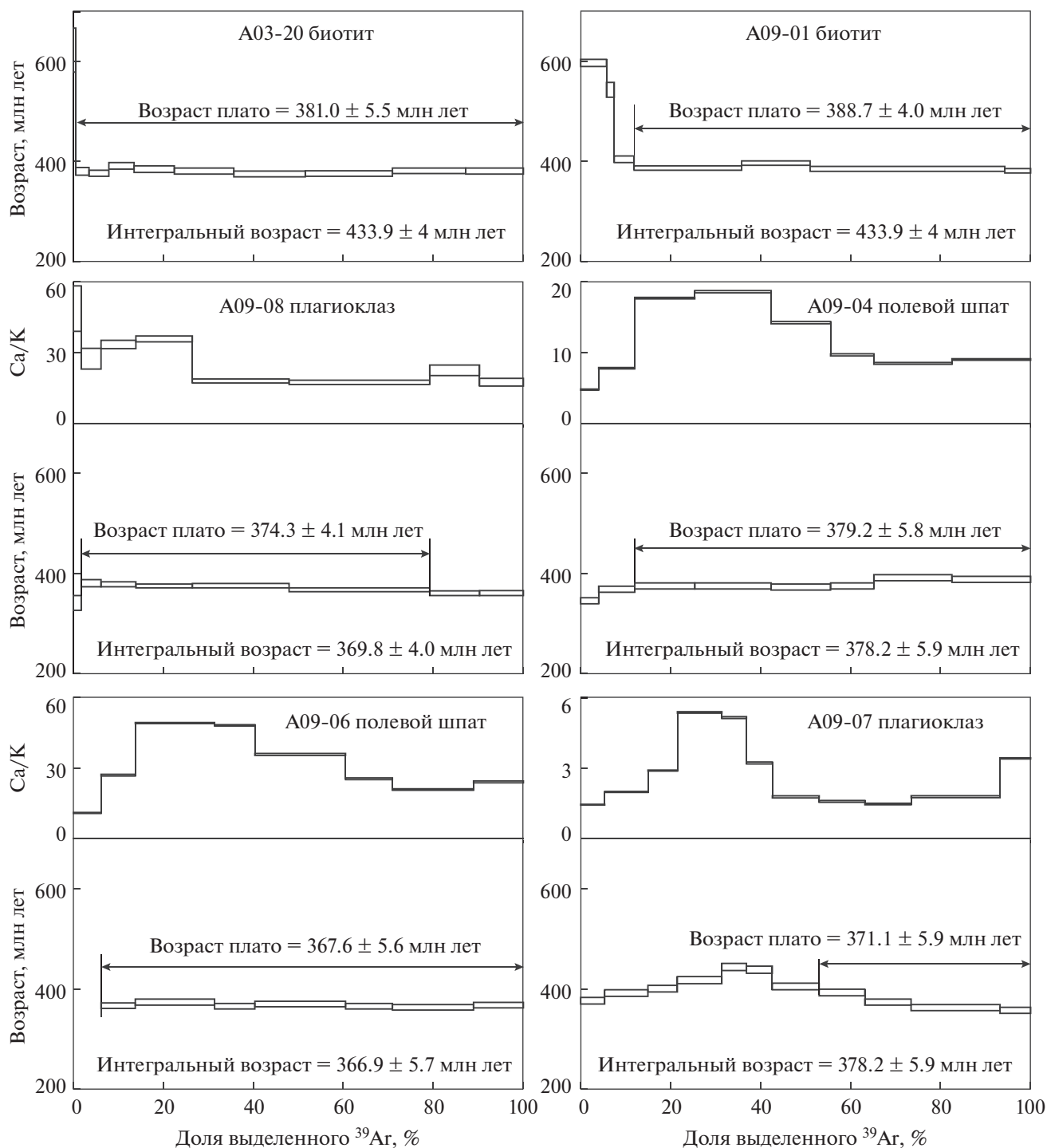


Рис. 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева монофракций биотита и плаггиоклаза из долеритов печенгского и баренцевоморского роев даек. Координаты проб: A03-20 – $69^{\circ}30'08''$ с.ш., $31^{\circ}15'30''$ в.д., A09-01 – $69^{\circ}07'24''$ с.ш., $36^{\circ}02'55''$ в.д., A09-08 – $69^{\circ}11'38''$ с.ш., $35^{\circ}07'43''$ в.д., A09-04 – $69^{\circ}06'22''$ с.ш., $36^{\circ}03'47''$ в.д., A09-06 – $69^{\circ}07'08''$ с.ш., $36^{\circ}06'27''$ в.д., A09-07 – $69^{\circ}07'09''$ с.ш., $36^{\circ}06'28''$ в.д. (Система координат WGS84).

отвечает возрасту 362 ± 40 млн лет (Федотов, Амелин, 1998).

Для пяти образцов из даек баренцевоморского роя по биотиту (обр. A09-01), полевым шпатам (обр. A09-04, A09-06, A09-07, A09-08, F55-08) по-

лучены спектры с надежным плато, возрастным диапазоном которых от 393 до 368 млн лет (рис. 4, 5). Отметим, что разброс значений даже для близлежащих даек одного роя, например в Дальних Зеленцах, Ивановке, достигает 20 млн лет. Это мо-

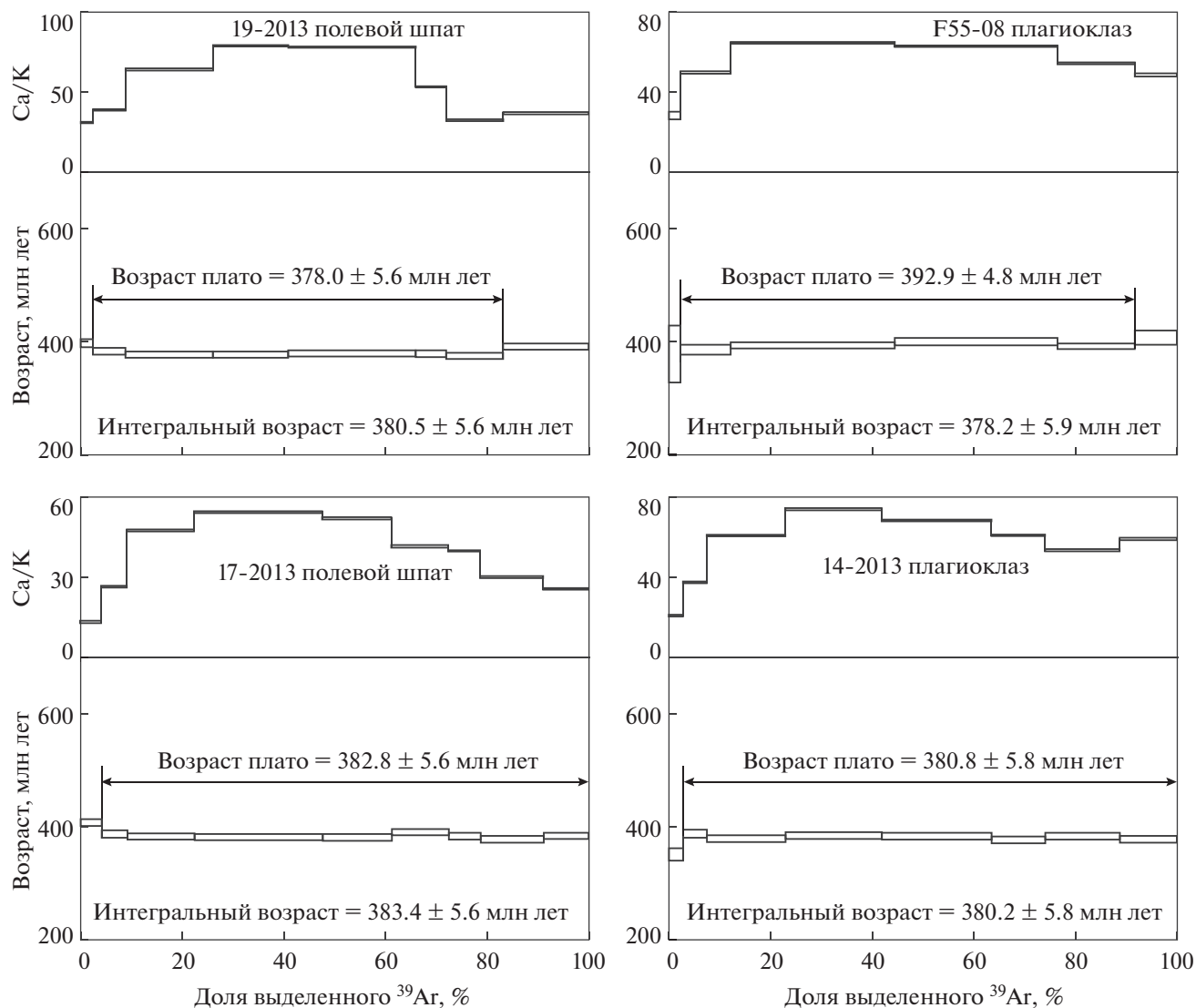


Рис. 5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева монофракций плагиоклаза из долеритов баренцевоморского и восточно-кольского роев даек. 19-2013 – $68^{\circ}15'41''$ с.ш., $38^{\circ}44'04''$ в.д., F55-08 – $68^{\circ}14'37''$ с.ш., $38^{\circ}46'59''$ в.д., 17-2013 – $68^{\circ}13'13''$ с.ш., $38^{\circ}49'35''$ в.д., 14-2013 – $68^{\circ}03'17''$ с.ш., $39^{\circ}29'51''$ в.д. (Система координат WGS84).

жет быть связано с попаданием в решетку кристаллизующегося минерала некоторых количеств избыточного $^{40}\text{Ar}^*$, выделяемого из древних нижнекоровых пород, прогретых поднимающимся расплавом. Данное предположение согласуется с оценками степени контаминации долеритов веществом архейских гнейсов, основанными на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопных данных (см. ниже). По всей видимости, в наибольшей степени данное явление проявилось на примере плагиоклаза, обр. A09-07, в низкотемпературной части спектра которого измеренные значения возраста повышаются до 440 млн лет, а затем снижаются. Тем не менее в высокотемпературной части спектра выделяется достаточно надежное плато (47% выде-

ленного ^{39}Ar). Среднее взвешенное значение возраста из пяти даек баренцевоморского роя (380 ± 2 млн лет) согласуется с датировкой по биотиту из дайки печенгского роя и отвечает полученным ранее приближенным Sm-Nd оценкам возраста дайки (обр. К-30) (Федотов, Амелин, 1998).

Для трех образцов даек восточно-кольского роя по плагиоклазу и полевым шпатам получены возрастные спектры с надежным плато (рис. 5). Среднее взвешенное значение возраста (380.5 ± 3.3 млн лет) согласуется с датировками даек печенгского и баренцевоморского роев.

Данные Rb-Sr изохронного датирования были получены для вулканитов ловозерской свиты и щелочно-ультраосновной породы Ивановского вулка-

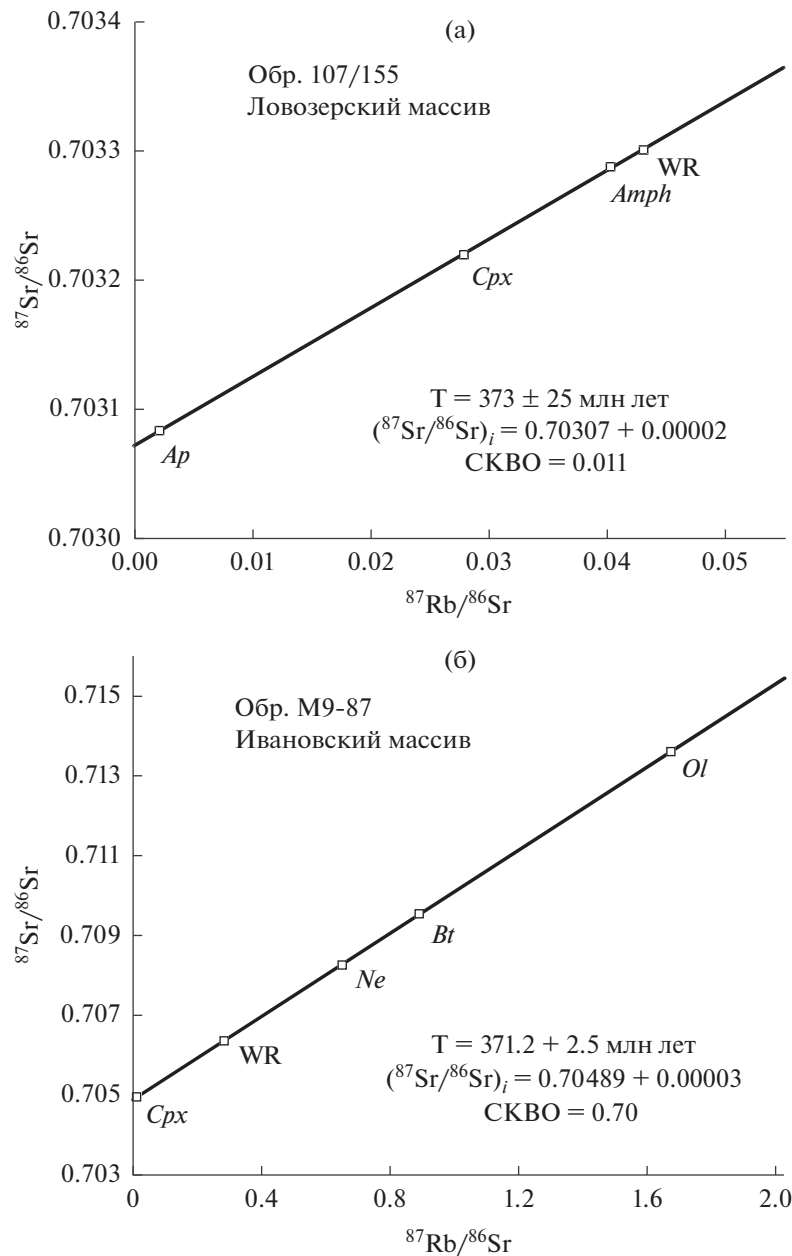


Рис. 6. Rb–Sr изохронные диаграммы для анкармита из вулканогенной толщи кровли Ловозерского массива (а) и для оливинового мельтейгит-порфира Ивановского вулканоплутонического комплекса (б). *Ap* – апатит, *Amph* – амфибол, *Bt* – биотит, *Cpx* – клинопироксен, *Ne* – нефелин, *Ol* – оливин, *WR* – валовый состав породы.

но-плутонического комплекса, из образцов которых были выделены породообразующие минеральные фазы (табл. 1). Rb–Sr значения возраста анкармита из крупного останца вулканогенной толщи Ловозера, 373 ± 25 млн лет, рассчитан по 4-х точечной изохроне – валовая проба породы и фракции апатита, клинопироксена, амфибола (рис. 6а). Полученное значение возраста отвечает формированию вулкаников на раннем этапе заложения ловозерской кальдеры, параллельно с комагматичными плутониче-

скими породами Кургинского массива (Арзамасцев и др., 1999). Регрессия, построенная по изотопным составам главных минеральных фаз оливинового мельтейгит-порфира Ивановского массива, соответствует возрасту 371 ± 3 млн лет (рис. 6б), что совпадает с возрастом формирования большинства щелочно-ультраосновных интрузий провинции.

Sr и Nd изотопная систематика. Первичный изотопный состав $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{T=380}$ для образцов всех изученных районов развития долеритов ва-

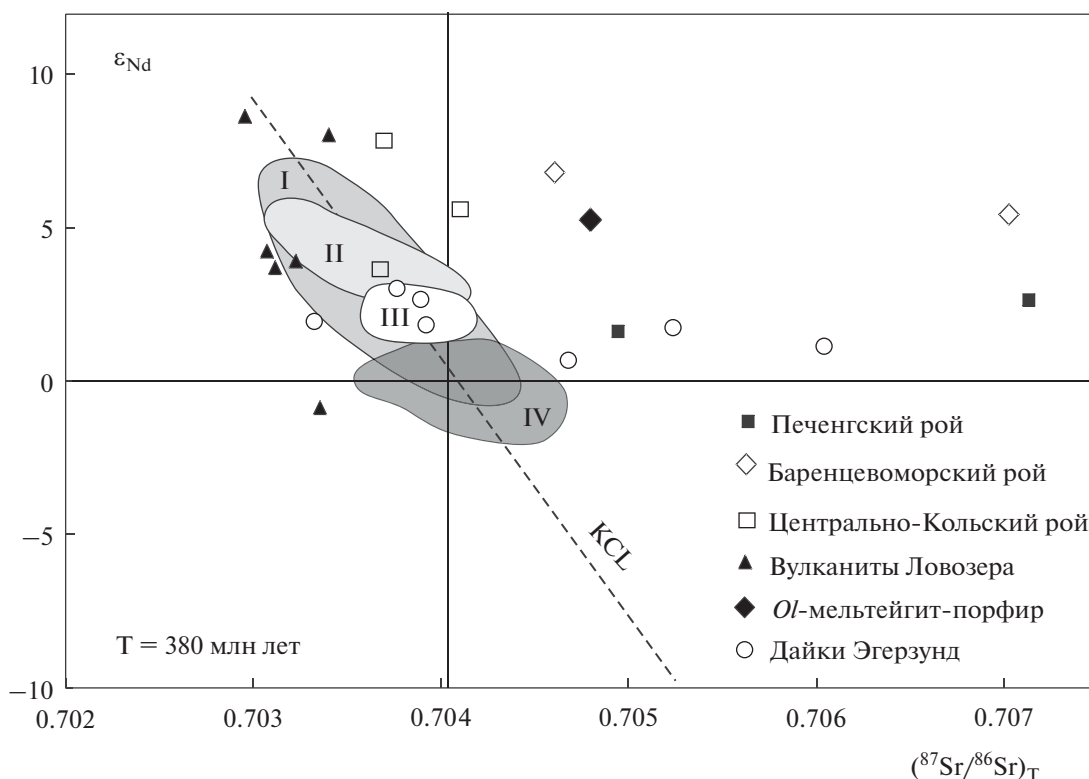


Рис. 7. Диаграмма распределения значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ в палеозойских долеритах и вулканитах Ловозерского массива. Для сравнения полями показаны области изотопных составов пород щелочно-ультраосновных интрузий Кольской провинции (I), Хибинского (II) и Ловозерского (III) массивов, палеозойских щелочных пород дайковой серии (IV), по данным (Amelin, Zaitsev, 2002; Downes et al., 2005; Арзамасцев и др., 1999; 2009; Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994; Rukhlov, Bell, 2010; Wu et al., 2010), а также даек района Эгерзунд, по (Bingen, Demaiffe, 1999). KCL – “Кольская карбонатитовая линия смешения” по (Kramm et al., 1993).

рырует в пределах 0.7029–0.7071 и в целом коррелирует с пересчитанными на этот же возраст значениями изотопов Nd (табл. 1, рис. 7). Учитывая небольшую мощность большинства даек, внедрившихся в породы архейского фундамента, можно полагать, что вариация изотопных отношений в дайках одного роя обусловлена не гетерогенностью источника, а контаминацией коровым материалом в ходе подъема толеитовых расплавов и консолидации маломощных магматических тел. Вместе с тем доля контаминанта в наиболее мощных дайках (обр. 14–2013), а также крупных телах вулканитов, подсеченных скважинами в кровле Ловозерского массива (обр. 107/209, 105/287), минимальна. Наблюдаемое смещение изотопных составов отдельных даек печенгского и баренцевоморского роев в область наиболее радиогенных значений Sr при относительно небольших вариациях ε_{Nd} связано, по-видимому, с ассимиляцией расплавами биотита архейских гнейсов, накопившего за период более 2 млрд лет значительную радиогенную добавку Sr. Аналогичный процесс контаминации наблюдался нами в протерозойских породах массива Соустова, в которых изо-

топные отношения Sr значительно превышают таковые для вмещающих архейских гнейсов (Bea et al., 2001).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Петрогенные элементы. Палеозойские породы нормального ряда характеризуются присутствием в нормативном составе либо кварца, либо оливина, причем, если в долеритах из всех роев преобладают кварцнормативные разности, то нормативный оливин более характерен для ловозерских вулканитов (рис. 8). Наиболее высокие значения MgO имеют долериты печенгского роя, а также вулканиты Ловозера. Породы представлены как низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.8\text{--}2.1$ мас. %, печенгский рой), так и более высокотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 2.0\text{--}4.0$ мас. %, баренцевоморский рой, вулканиты Ловозера) разновидностями (рис. 9) (табл. 3, 4).

Содержания P_2O_5 в породах варьируют от минимальных в долеритах печенгского роя (0.07 мас. %) до максимальных (0.93 мас. %) в вулканитах ловозерской свиты, причем, в отличие от

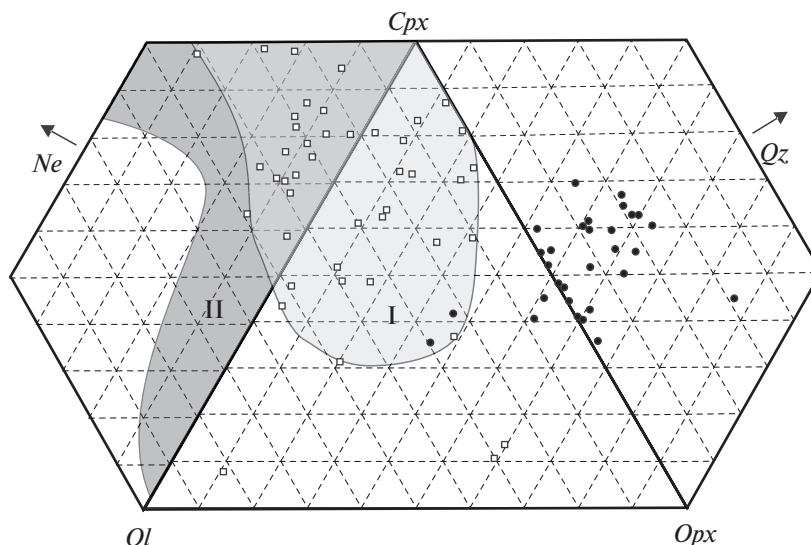


Рис. 8. Диаграмма нормативных составов палеозойских долеритов и вулканитов Lovozerskogo massiva в координатах нефелин (*Ne*) — клинопироксен (*Cpx*) — кварц (*Qz*) — ортопироксен (*Opx*) — оливин (*Ol*). Залитые кружки — породы палеозойской толеитовой серии, незалитые квадраты — субщелочные и щелочные вулканы Lovozerskoy серии, полями показаны области нормативных составов пород щелочно-ультраосновных интрузий Кольской провинции (I), Хибинского и Lovozerskogo массивов (II).

базальтов из других регионов, положительная корреляция между P_2O_5 и TiO_2 практически отсутствует (рис. 9). Как показано (Chazen, Vogel, 1974), отношение P/Ti в ходе фракционной кристаллизации базальтового расплава не изменяется вплоть до появления на ликвидусе титаносодержащих фаз и апатита, что должно проявляться в существовании положительной корреляции $P_2O_5-TiO_2$. Наблюдаемые на диаграмме 9 вариации указанного отношения в кольских породах могут быть обусловлены в большей степени различиями в условиях плавления мантийного субстрата при незначительной роли процессов фракционирования.

Элементы-примеси. Содержания высоkozарядных (HFSE) элементов и крупноионных литофилов (LILE) (табл. 2–4), варьирующие в широких пределах, свидетельствуют о близости палеозойских долеритов к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB) (рис. 10). Геохимические характеристики вулканитов Lovozerskoy свиты отвечают базальтам океанических островов (OIB). Nb/Ta отношение в долеритах печенгского, баренцевоморского и центрально-кольского роев составляет соответственно 14.7, 14.1 и 13.3, что несколько ниже хондритового значения 17.5 (Green, 1995). Величины параметра $Nb/Nb^* = Nb_{PM}/(Th_{PM} * La_{PM})^{1/2}$, который может рассматриваться как индикатор степени контаминированности коровым материалом (Puchtel et al., 1997), располагаются преимущественно в диапазоне мантийных значений (рис. 9) и обна-

руживают отрицательную корреляцию с первичным изотопным составом стронция (рис. 9). Судя по значительным вариациям отношения Nb/Nb^* в близлежащих дайках одного роя, можно предположить, что контаминация толеитовых расплавов с мантийными геохимическими характеристиками произошла в процессе застывания в условиях верхней коры. На диаграмме $Ta/Yb-Th/Yb$ (рис. 9) составы палеозойских долеритов всех роев располагаются в области обогащенных мантийных источников в пределах тренда, образованного составами расплавов, связанными с мантийным метасоматозом. Отсутствие корреляционных зависимостей $Ta-Th$ свидетельствует о незначительной роли фракционной кристаллизации (FC) либо AFC-процесса (фракционирование с контаминацией) в эволюции исходных толеитовых расплавов.

Общей чертой геохимии REE всех долеритов является присутствие незначительной Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.89-1.10$). Отношение $(La/Yb)_N$ составляет 1.8 ± 0.4 в дайках печенгского роя и понижается до 1.3 ± 0.2 в баренцевоморских долеритах (рис. 9). Значения $(Gd/Yb)_N$ варьируют в более широких пределах: если для большинства долеритов всех роев отношение составляет 1.4 ± 0.3 , то для ряда долеритов из района Ивановского щелочного комплекса это отношение достигает максимального значения 2.0 ± 0.3 в обр. D17a из дайки D172. Указанный образец отличаются более высокие содержания щелочей, фосфора, Sr, HFSE и редкоземельных элементов (REE), что

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в долеритах печенгского роя

Компо- ненты	SRED A03-22	SRED 29/11	RYBA 22M	RYBA 909/3	LIIN 119-85	LIIN A09-17	LIIN A09-16A	PECH A03-20	PECH 334/6	PECH L406	PECH L267	PORO A09-20
SiO ₂	49.42	49.14	50.90	50.90	49.38	48.50	49.60	46.72	48.23	48.25	47.10	51.90
TiO ₂	2.12	2.06	1.60	1.60	1.25	1.37	1.01	1.07	0.80	1.13	1.77	1.12
Al ₂ O ₃	13.08	14.28	14.07	14.07	15.84	15.95	15.92	17.66	16.95	16.95	16.96	14.26
Fe ₂ O ₃	3.74	3.35	3.78	3.78	3.10	3.90	3.60	4.16	2.82	2.83	3.52	3.40
FeO	8.58	9.34	5.97	5.97	7.86	6.90	7.10	5.29	6.41	6.57	6.74	7.49
MnO	0.22	0.26	0.17	0.17	0.17	0.19	0.14	0.20	0.17	0.17	0.16	0.21
MgO	6.68	6.72	6.93	6.93	6.97	7.15	6.87	6.97	8.47	7.12	7.39	6.56
CaO	10.85	10.61	11.16	11.16	10.82	12.63	11.59	10.96	11.85	10.46	10.17	9.67
Na ₂ O	2.11	2.17	2.25	2.25	2.39	2.35	1.91	2.01	1.85	2.25	2.18	2.41
K ₂ O	0.33	0.32	0.44	0.44	0.63	0.68	1.03	0.58	0.24	0.58	0.48	0.56
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.10	0.23	0.18	0.18	0.12	0.12	0.07	0.11	0.11	0.10
CO ₂	0.35	0.19	0.01	0.01	0.17	0.20	0.15	0.29	0.00	0.10	0.19	0.12
H ₂ O ⁺	1.45	0.93	1.60	1.60	1.13	0.55	0.55	2.57	0.70	2.86	2.43	1.41
H ₂ O ⁻	0.41	0.34	0.70	0.70	0.19	0.15	0.30	0.62	0.18	0.19	0.25	0.28
Сумма	99.52	99.95	99.68	99.81	100.08	100.69	99.88	99.22	98.74	99.57	99.45	99.49
S _{tot}	0.08	0.06	0.03	0.03	0.15	0.10	0.12	0.10	0.08	0.04	0.06	0.02
F	0.02	0.05	0.05	0.02	0.10	0.10	0.05	0.02	0.10	0.04	0.05	0.05
Li	6.66	8.72	6.52	12.8	9.36	7.52	11.5	15.1	16.4	16.9	23.2	10.8
Rb	11.7	12.4	15.2	31.1	18.3	15.9	19.8	18.1	10.1	19.0	20.4	20.2
Cs	0.82	0.70	1.47	1.54	0.81	0.69	0.33	1.20	0.70	0.92	1.27	0.98
Be	0.76	1.06	0.76	1.23	0.92	0.10	0.10	0.51	0.72	0.79	0.65	0.74
Sr	180	199	162	163	344	378	348	374	260	381	412	267
Ba	73.8	67.2	85.9	170	415	329	272	269	115	175	168	202
Sc	38.7	46.0	44.5	47.9	39.5	35.5	25.6	30.2	35.5	37.0	35.3	45.2
V	332	378	269	446	292	311	225	245	215	260	255	302
Cr	179	163	218	66.2	223	210	156	242	353	211	212	126
Co	46.5	51.0	44.9	49.8	45.1	51.8	47.3	47.3	47.0	43.2	44.5	47.7
Ni	76.4	82.2	79.5	49.8	108	106	112	106	150	103	101	64.5
Cu	155	208	136	248	123	122	96.0	99.6	98.1	55.4	92.6	132
Zn	118	128	83.5	150	89.3	109	88.0	115	89.8	83.2	107	90.1
Ga	20.0	22.6	17.8	22.0	17.5	19.1	18.0	16.8	15.2	17.7	17.4	17.7
Y	28.2	29.3	24.6	44.6	20.2	18.4	11.2	17.0	14.3	19.3	18.8	21.4
Nb	10.15	9.85	5.76	9.81	7.14	10.7	5.25	8.10	3.91	7.21	8.00	5.41
Ta	0.74	0.67	0.35	0.70	0.50	0.88	0.43	0.52	0.28	0.54	0.48	0.39
Zr	118	119	84.7	165	83.0	76.3	55.8	64.4	44.4	73.9	72.2	79.4
Hf	3.15	3.00	1.81	3.70	1.86	2.07	1.66	1.65	0.90	1.52	1.41	1.68
Mo	0.77	0.65	0.85	1.39	0.91	1.14	0.93	0.45	0.68	0.53	0.71	0.65
Sn	1.68	1.17	6.17	2.99	0.92	6.33	5.13	1.30	0.68	0.21	0.68	0.58
Tl	0.19	0.19	0.06	0.16	0.11	0.16	0.11	0.12	0.12	0.07	0.13	0.23
Pb	2.82	2.37	2.32	4.23	3.56	5.37	5.09	10.5	2.64	4.58	3.22	3.11
U	0.34	0.32	0.32	0.64	0.36	0.39	0.19	0.22	0.22	0.22	0.21	0.36
Th	1.29	1.20	1.47	2.73	1.52	1.82	0.88	0.94	1.02	1.00	0.89	1.89
La	9.05	8.92	8.79	15.1	12.7	12.4	7.94	8.63	6.24	8.62	9.05	10.5
Ce	22.5	22.0	24.3	34.0	27.2	28.0	17.8	19.1	13.2	19.7	20.1	22.4
Pr	3.43	3.25	2.74	4.81	3.71	3.65	2.42	2.70	1.77	2.82	2.73	3.03
Nd	16.0	15.2	12.5	21.8	16.0	15.6	10.2	11.9	7.60	12.5	11.7	13.2
Sm	4.52	4.34	3.35	6.06	3.90	3.85	2.49	2.97	2.17	2.95	2.87	3.01
Eu	1.37	1.51	1.05	1.85	1.27	1.48	0.93	1.01	0.75	1.00	0.99	1.06
Gd	4.65	4.92	3.78	6.91	3.95	4.02	2.64	2.63	2.39	3.25	3.02	3.42
Tb	0.76	0.81	0.66	1.20	0.63	0.68	0.42	0.48	0.41	0.54	0.52	0.60
Dy	4.95	4.98	4.19	7.91	3.92	4.48	2.93	2.94	2.67	3.34	3.24	3.86
Ho	1.02	0.99	0.90	1.63	0.81	0.86	0.65	0.62	0.58	0.70	0.68	0.79
Er	2.76	2.68	2.54	4.28	2.09	2.62	1.67	1.70	1.57	1.92	1.76	2.19
Tm	0.38	0.34	0.32	0.56	0.28	0.37	0.22	0.23	0.21	0.25	0.24	0.29
Yb	2.39	2.43	2.21	3.97	1.94	2.47	1.52	1.51	1.49	1.69	1.78	2.05
Lu	0.36	0.36	0.33	0.57	0.29	0.39	0.22	0.24	0.22	0.26	0.27	0.29

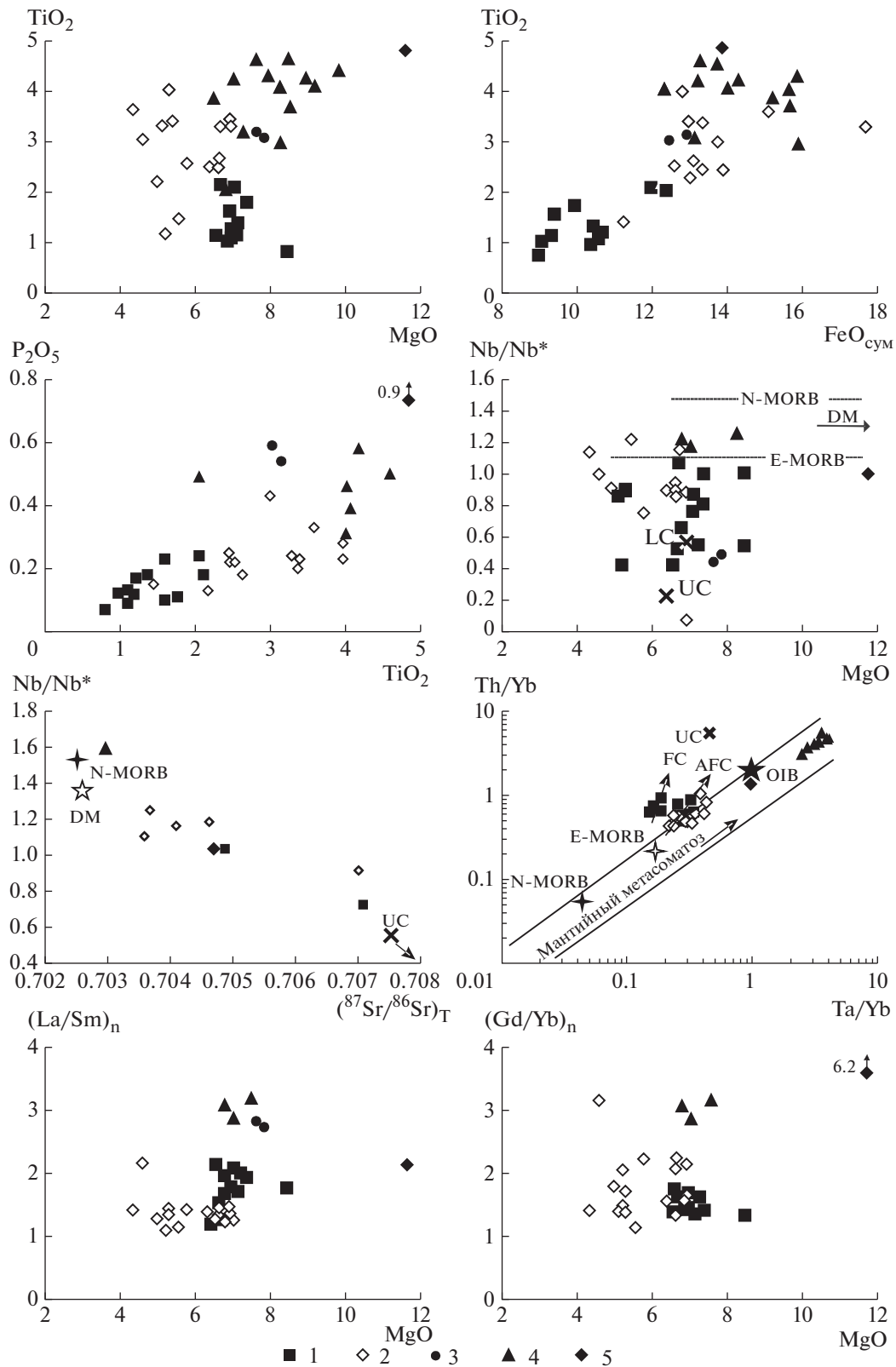


Рис. 9. Бинарные диаграммы петрогенных элементов и элементов-примесей для палеозойских пород северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Рои даек: 1 – печенгский, 2 – баренцевоморский и центрально-кольский, 3 – дайки Магерой, Норвегия (Roberts et al., 1991); 4 – вулканы ловозерской свиты, 5 – оливиновый мельтейгит-порфир Ивановского комплекса. N-MORB и E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормальные и обогащенные (Sun, McDonough, 1989); DM – деплетированная мантия по (Salters, Stracke, 2004); OIB – базальты океанических островов по (White, Duncan, 1995); UC и LC – средний состав верхней и нижней коры по (Rudnick, Gao, 2003), FC и AFC – тренд эволюции расплавов при фракционной кристаллизации и кристаллизации с контаминацией.

Таблица 3. Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в долеритах баренцевоморского и центрально-кольского роев даек

Компоненты	TERIB	TERIB	DZEL	DZEL	DZEL	IVAN	IVAN	IVAN	IVAN	IVAN	OSTR	WKEIV	EKEIV
	A09-08	A09-09	A09-05A	A09-01C	A09-06	F55-08	D131	D152	D17a	D182	14-2013	K30	K616
SiO ₂	49.50	—	48.69	49.00	48.06	48.77	48.21	49.93	47.88	50.47	51.10	47.80	50.04
TiO ₂	3.99	—	2.47	3.41	2.46	3.30	2.54	2.64	3.01	2.18	3.38	3.60	1.45
Al ₂ O ₃	13.47	—	13.48	12.84	12.68	12.86	12.60	13.05	13.13	13.92	15.39	12.74	15.29
Fe ₂ O ₃	4.10	—	3.07	4.50	4.24	4.05	5.35	3.35	7.57	5.38	5.20	5.00	2.80
FeO	9.10	—	10.56	8.90	10.06	14.03	7.76	10.07	6.92	8.21	8.65	10.59	8.70
MnO	0.27	—	0.20	0.27	0.23	0.21	0.17	0.23	0.22	0.21	0.20	0.19	0.18
MgO	5.29	—	6.39	6.93	6.63	6.92	5.78	6.65	4.59	4.98	5.22	4.33	5.56
CaO	10.32	—	10.63	10.72	10.52	7.68	9.30	8.94	8.32	8.68	8.15	9.57	11.42
Na ₂ O	2.41	—	2.41	2.39	2.49	1.42	2.28	2.09	3.30	2.65	1.98	2.13	2.05
K ₂ O	1.24	—	0.46	0.75	0.54	0.43	0.70	0.59	1.18	0.58	0.48	0.50	0.36
P ₂ O ₅	0.10	—	0.22	0.23	0.25	0.24	0.22	0.18	0.43	0.13	0.20	0.33	0.15
CO ₂	0.05	—	0.03	0.10	0.10	0.12	2.70	0.05	0.12	0.10	0.10	0.19	0.07
H ₂ O ⁺	0.50	—	0.70	0.50	0.90	0.55	1.82	1.49	2.07	1.97	0.55	1.66	0.95
H ₂ O ⁻	0.30	—	0.66	0.20	0.40	0.15	0.23	0.31	0.94	0.34	0.10	0.71	0.40
Сумма	100.65	—	99.97	100.74	99.56	100.73	99.66	99.57	99.68	99.80	100.70	99.34	99.42
S _{tot}	0.10	—	0.02	0.10	0.10	0.15	0.16	0.06	0.04	0.06	0.12	0.12	0.04
F	0.05	—	0.06	0.10	0.15	0.05	0.10	0.06	0.12	0.05	0.05	0.06	0.05
Li	23.3	—	14.65	13.9	12.6	7.63	15.7	10.8	11.5	17.6	8.00	11.6	8.32
Rb	33.4	15.9	15.9	17.8	19.7	11.4	23.4	19.2	37.0	25.0	16.1	16.3	11.4
Cs	1.56	—	0.69	1.36	0.27	3.76	0.71	0.57	0.79	0.72	0.12	1.07	0.46
Be	2.58	—	0.92	0.23	0.59	0.65	1.52	1.25	1.66	0.99	0.24	1.16	0.85
Sr	199	205	218	187	245	224	403	259	923	283	234	276	178
Ba	171	194	108	150	227	159	289	145	473	104	159	148	61
Sc	33.8	33.8	46.1	40.2	60.1	33.1	32.2	33.3	24.4	35.1	17.5	37.7	42.2
V	406	407	403	378	373	423	337	347	302	395	305	413	338
Cr	67.2	99.5	178	86.8	333	117	98.7	222	68.6	104	62.7	76.1	147
Co	44.5	45.9	48.5	42.9	50.0	51.2	47.2	48.2	39.5	46.3	45.2	47.2	45.6
Ni	51.8	60.8	81.7	56.8	172	73.7	54.9	122	39.6	88.3	56.6	54.8	75.8
Cu	331	—	232	226	239	294	41.4	187	113	141	269	357	161
Zn	226	—	133	158	140	168	130	128	169	129	143	157	100
Ga	21.1	21.5	21.5	27.0	19.6	21.1	23.2	22.5	26.7	22.9	25.1	25.0	20.9
Y	43.6	43.7	33.2	46.6	32.0	36.1	31.8	34.3	46.4	31.1	28.3	42.1	25.9
Nb	16.2	16.2	9.93	18.9	10.4	12.1	14.2	14.6	45.8	10.5	10.0	21.2	4.89
Ta	1.15	1.12	0.71	1.28	0.80	0.97	0.98	1.20	3.28	0.69	0.81	1.54	0.38
Zr	212	204	134	228	137	178	170	179	299	126	170	233	89.6
Hf	5.42	5.37	3.23	4.95	3.68	4.21	4.20	4.41	6.60	3.19	4.94	5.69	2.37
Mo	1.47	—	1.31	2.75	2.16	12.4	1.22	1.55	3.07	1.84	1.87	1.84	0.35
Sn	4.07	—	2.01	6.51	9.53	9.69	1.77	2.31	2.27	1.97	12.65	2.91	1.06
Tl	0.24	—	0.08	0.27	0.15	9.94	0.12	0.07	0.09	0.13	0.08	0.05	0.27
Pb	4.54	9.73	3.28	4.54	2.68	2.59	4.74	2.44	4.37	1.96	1.97	2.69	1.65
U	1.09	0.78	0.37	1.09	0.47	0.44	0.67	0.57	1.26	0.39	0.44	0.60	0.31
Th	2.43	2.55	1.40	2.43	1.43	1.59	2.61	2.25	4.45	1.66	1.32	2.21	1.17
La	17.0	17.50	11.0	17.0	11.80	14.8	17.1	16.1	59.5	10.8	10.3	19.9	7.44
Ce	40.6	43.2	26.8	40.6	28.9	35.6	40.2	37.9	137	25.3	29.0	48.8	18.2
Pr	5.83	5.77	3.93	5.83	3.90	4.82	5.76	5.69	19.1	3.77	4.19	7.09	2.70
Nd	28.4	27.9	19.1	28.4	19.9	23.8	26.7	25.6	82.3	17.2	20.2	33.0	13.2
Sm	7.77	7.69	5.12	7.77	5.24	6.18	7.38	7.40	16.9	5.21	5.80	8.61	3.99
Eu	2.00	2.08	1.76	2.00	1.64	2.06	2.23	2.21	4.68	1.78	1.94	2.70	1.37
Gd	7.24	7.57	5.53	7.24	5.34	6.37	6.70	7.39	12.5	6.22	6.19	8.49	4.72
Tb	1.38	1.39	0.93	1.38	1.00	1.16	1.09	1.16	1.79	1.01	1.11	1.40	0.83
Dy	7.93	8.08	5.72	7.93	5.86	6.82	6.61	6.94	9.34	6.38	6.33	8.45	5.08
Ho	1.57	1.53	1.23	1.57	1.21	1.34	1.23	1.31	1.72	1.27	1.17	1.68	1.05
Er	4.17	4.83	3.24	4.17	3.41	3.77	3.24	3.49	4.19	3.23	3.19	4.24	2.85
Tm	0.63	0.66	0.78	0.63	0.44	0.47	0.39	0.44	0.50	0.42	0.39	0.53	0.36
Yb	4.37	4.52	2.95	4.37	3.34	3.27	2.51	2.74	3.30	2.89	2.51	3.68	2.53
Lu	0.58	0.62	0.44	0.58	0.47	0.41	0.36	0.40	0.46	0.40	0.36	0.49	0.33

Таблица 4. Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах ловозерской свиты

Компоненты	LVZ	LVZ	LVZ	LVZ	LVZ	IVAN
	133/209	7-130	133/315	107/111	118/102	M9-87
SiO ₂	48.72	47.76	48.00	44.27	38.98	40.58
TiO ₂	2.06	4.20	4.04	4.62	4.03	4.93
Al ₂ O ₃	13.30	11.95	10.10	7.82	3.62	7.42
Fe ₂ O ₃	3.65	4.06	0.90	3.14	4.52	6.98
FeO	10.25	9.55	11.50	10.96	11.57	7.51
MnO	0.13	0.17	0.15	0.19	0.22	0.20
MgO	6.80	7.04	8.28	12.35	23.59	12.22
CaO	5.92	8.72	10.47	9.85	9.36	11.66
Na ₂ O	3.93	3.14	2.85	2.49	0.53	2.83
K ₂ O	1.84	1.94	1.20	1.34	0.93	1.38
P ₂ O ₅	0.49	0.58	0.46	0.50	0.31	0.93
CO ₂	0.30	0.10	0.54	0.11	0.22	0.44
H ₂ O ⁺	1.25	0.20	0.86	1.25	0.72	1.64
H ₂ O ⁻	0.44	0.10	0.20	0.31	0.23	0.41
Сумма	99.08	99.51	99.55	99.20	98.83	99.34
S _{tot}	0.23	0.01	0.08	0.14	0.55	0.17
F	0.46	0.10	0.15	0.14	0.14	0.04
Li	23.9	7.7	11.2	40.8	6.6	12.3
Rb	42.2	48.0	28.3	53.4	24.1	36.4
Cs	0.5	0.2	0.5	1.10	0.72	0.50
Be	2.72	2.12	1.93	2.21	2.51	4.26
Sr	1121	1074	810	1233	674	1543
Ba	604	732	458	759	277	575
Sc	19.5	25.8	32.5	29.1	29.4	30.5
V	296	337	347	357	288	409
Cr	228	260	352	1025	1445	564
Co	48.5	51.2	54.9	73.3	103	70.8
Ni	115	127	151	468	1057	405
Cu	179	120	146	193	188	161
Zn	133	132	121	134	126	150
Ga	26.0	26.1	22.7	21.3	13.1	23.5
Y	27.5	28.7	25.1	28.2	21.6	43.1
Nb	77.9	69.4	57.9	79.9	65.2	70.5
Ta	5.69	5.04	4.16	5.85	4.66	5.05
Zr	511	376	250	321	221	609
Hf	9.05	9.28	6.44	8.16	6.17	14.9
Mo	2.29	1.18	1.52	3.67	0.36	3.95
Sn	3.52	3.20	3.66	3.80	2.87	5.39
Tl	0.43	0.06	0.03	0.10	0.02	0.03
Pb	7.01	6.39	4.74	4.82	4.20	6.24
U	1.52	1.08	0.67	1.87	1.01	2.39
Th	7.07	6.49	4.93	7.12	5.32	7.08
La	72.9	68.2	54.5	70.9	55.9	86.5
Ce	166	157	127	169	122	216
Pr	20.8	20.1	16.3	21.7	15.2	29.0
Nd	82.5	81.4	67.8	88.2	60.2	131
Sm	14.5	14.5	12.5	15.7	11.2	26.0
Eu	3.91	3.98	3.46	4.17	3.11	7.23
Gd	10.5	10.4	9.13	10.9	8.42	19.4
Tb	1.29	1.31	1.19	1.39	1.10	2.29
Dy	6.36	6.41	5.90	6.58	5.53	10.4
Ho	1.06	1.10	0.97	1.10	0.85	1.71
Er	2.48	2.60	2.23	2.52	1.80	3.62
Tm	0.32	0.33	0.29	0.31	0.23	0.45
Yb	1.77	1.77	1.62	1.67	1.15	2.60
Lu	0.24	0.25	0.22	0.23	0.16	0.34

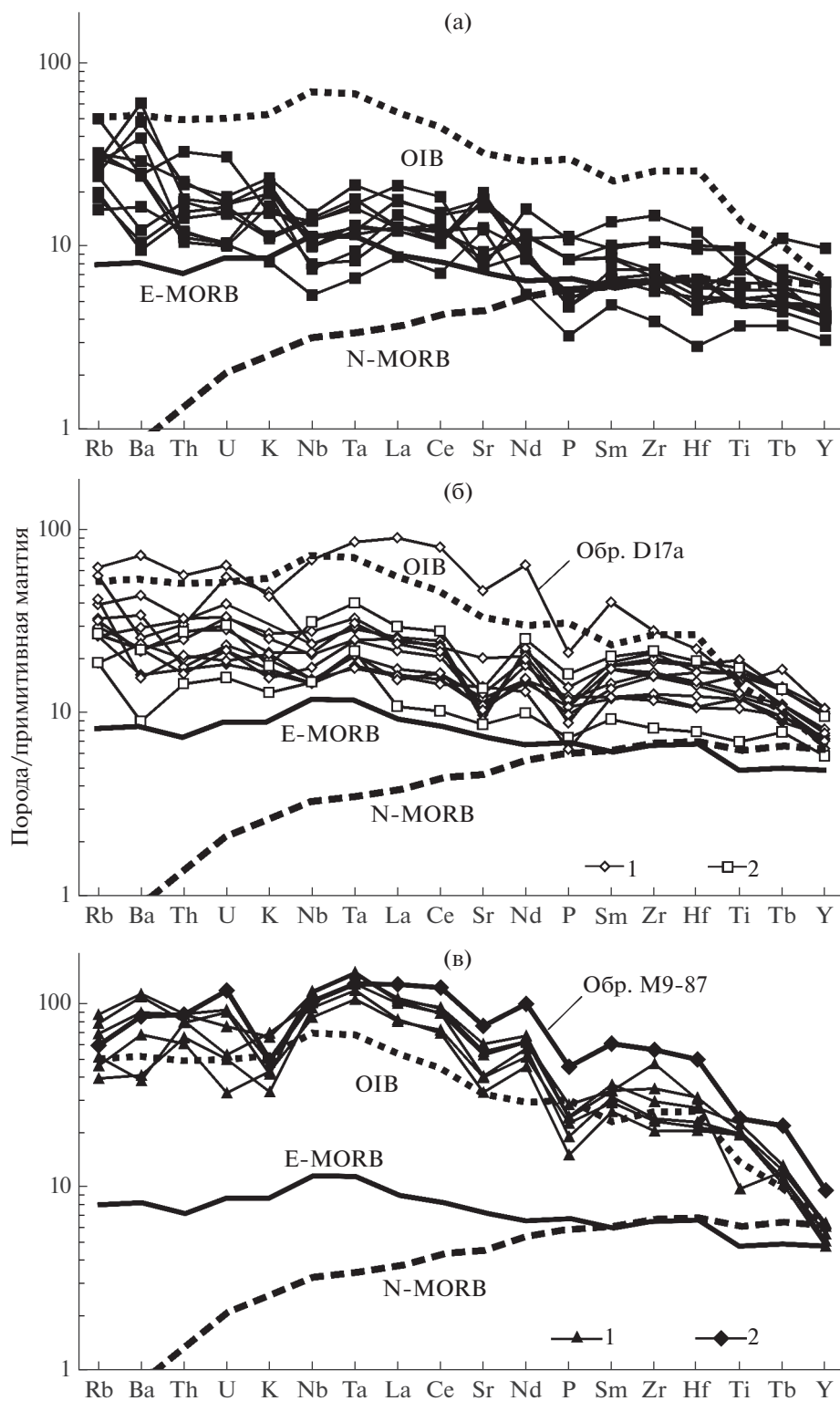


Рис. 10. Нормализованное к примитивной мантии (Hofmann, 1988) распределение рассеянных элементов в долеритах даек: (а) — печенгского роя, (б) — баренцевоморского (1) и центрально-кольского роев (2), (в) — вулканитов ловозерской серии (1) и оливинового мельтейгит-порфира Ивановского комплекса (2). Для сравнения показано распределение элементов примесей в породах N-MORB, E-MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989).

более характерно для палеозойских щелочных пород региона. Дайка D172 находится на удалении от Ивановского щелочно-ультраосновного массива (>1 км) (Русанов и др., 1993), поэтому можно предположить, что повышенные концентрации указанных элементов в ряде ивановских долеритов обусловлены смешением толеитового и щелочного расплавов в приповерхностном магматическом резервуаре.

Таким образом, относительно низкие отношения $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$, которые можно рассматривать как первичную характеристику долеритов, а также повышенные значения отношения $\text{Lu}/\text{Hf} = 0.15 \pm 0.05$ указывают на несущественную роль граната в качестве остаточной фазы в области плавления толеитовых расплавов. В отличие от долеритов, субщелочные вулканы Ловозерского массива обнаруживают значительное обеднение тяжелыми редкоземельными и, следовательно, высокое отношение $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 5.4 \pm 0.7$, что указывает на присутствие в источнике граната (Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Sharma, 1997).

Сопоставление полученных данных для палеозойских долеритов с представленными на диаграммах (рис. 9) геохимическими характеристиками аналогов из северной части каледонского фронта Норвегии показало, что наиболее близкие характеристики обнаруживают дайки района Магерой, фактически являющиеся западным продолжением печенгского роя долеритов (Roberts et al., 1991).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники и первичные расплавы палеозойских толеитов

Sr-Nd изотопная характеристика долеритов и субщелочных вулканитов ловозерской серии свидетельствуют о мантийной природе их первичных расплавов. Типичные для дайковых тел широкие вариации первичных изотопных отношений связаны, по-видимому, с контаминацией коровым материалом в процессе подъема к поверхности и при консолидации в условиях относительно малоомощных расколов докембрийского фундамента. Как показывают расчеты (Арзамасцев, Ву, 2014), доля корового контаминанта в породах эндоконтакта даже относительно крупных интрузий может достигать нескольких процентов, что проявляется в сдвиге изотопных отношений как Nd, так и, в большей степени, Sr. В совокупности всех изотопных данных, таким образом, только отдельные образцы имеют изотопные характеристики, близкие к таковым для исходных расплавов, которые могли иметь параметры $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}=380} \sim 0.7029$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim 6.9$. Сопоставление полученных данных с изотопным составом щелочных пород Кольской провинции показывает (рис. 7), что

наименее контаминированные разности толеитов и субщелочных вулканитов продолжают графический тренд Кольской карбонатитовой линии (Kramm, 1993) в область максимально деплетированного мантийного источника, который может рассматриваться как палеозойский эквивалент мантийного компонента типа FOZO (Bell, Rukhlov, 2004). Косвенным подтверждением существования компонента плюма, участие которого, по мнению ряда исследователей (Kramm, Kogarko, 1994; Kogarko et al., 2010), проявляется в наблюдаемом на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T}) - \varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ трендом, являются данные по изотопному составу благородных газов (Marty et al., 1998).

Количественная оценка состава мантии, плавление которой привело к формированию в палеозое Кольской щелочной провинции, показала, что появление первичных расплавов могло произойти в условиях гранатовой фации глубинности в результате предельно низких степеней плавления метасоматизированного субстрата, степень обогащения которого LILE, HFSE и REE значительно превышала содержания несовместимых элементов в деплетированной мантии (Арзамасцев, Митрофанов, 2009). Кроме того, модельные расчеты поведения микроэлементов при плавлении в разной степени обогащенных мантийных субстратов свидетельствуют о невозможности получения первичных щелочных расплавов из состава необогащенной мантии даже при предельно низких степенях плавления (рис. 11а). В связи с этим представляет интерес реконструкция состава субстрата, продуцировавшего в палеозойское время толеитовые расплавы.

Низкие отношения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ и $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ в породах толеитовой серии предполагают генерацию толеитовых расплавов не из гранатовой, а шпинелевой мантийной фации. Соответственно, в качестве наиболее вероятного варианта плавления мантийного субстрата может быть рассмотрена модель плавления “нормального” шпинелевого перидотита (McKenzie, O’Nions, 1991) в интервале 1–10%, для которого состав расплавов и комплексных реститов в области устойчивости шпинели (Walter et al., 1995; Robinson, Wood, 1998) (давления 1.5–2.8 ГПа) определяется котектикой $\text{Ol}_{0.10} + \text{Opx}_{0.15} + \text{Cpx}_{0.55} + \text{Spl}_{0.20}$. Учитывая изотопно-геохимические свидетельства деплетированного характера мантии под Фенноскандинавским щитом (Kramm, 1993; Kramm et al., 1993; Andersen, Sundvoll, 1995), в качестве исходного мантийного субстрата принят состав деплетированной мантии (табл. 4). В расчетах использованы коэффициенты распределения оливина и ортопироксена по (Beattie, 1994), клинопироксена по (Johnson, 1998) и граната по (Prinzhofer, Allegre, 1985; Johnson, 1998) (табл. 5). Значения коэффициентов распределения амфибола взяты из

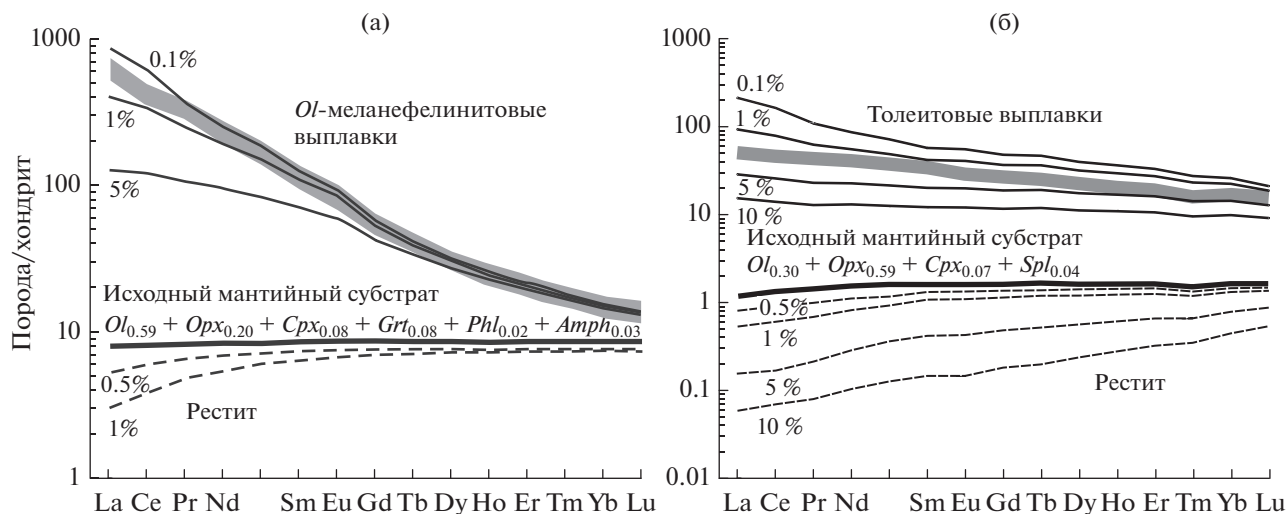


Рис. 11. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в продуктах равновесного плавления обогащенной метасоматизированной мантии, отвечающей по составу гранатовому перидотиту состава $Ol_{0.59} + Opx_{0.20} + Cpx_{0.08} + Grt_{0.08} + Phl_{0.02} + Amph_{0.03}$ (а), и нормальной деплетированной мантии, отвечающей по составу шпинелевому перидотиту состава $Ol_{0.30} + Opx_{0.59} + Cpx_{0.07} + Spl_{0.04}$ (б). Жирные линии — составы исходных мантийных субстратов, заштрихованная область на рис. 11а — средний состав пород щелочно-ультраосновной (оливин-меланефелинитовой) серии, на рис. 11б — средний состав толеитов Кольской провинции. Тонкие линии — модельные составы выплавки и комплементарных им реститов (пунктир) при 0.1–10%-ных степенях плавления. Нормализующие факторы по (Evensen et al., 1978).

сводки (White, 1997). Расчеты, проведенные для вариантов немодального фракционного и равновесного плавления, показали для последнего наиболее удовлетворительные результаты. Составы исходных толеитовых расплавов (рис. 11б), в отличие от средних составов для Кольской щелочной провинции, характеризуются низким содержанием легких REE и слабо фракционированным характером распределения $(La/Yb)_N < 2.9$, которое контролируется долей растворявшегося клинопироксена. Сопоставление полученных модельных составов со средним составом изученных толеитов показывает наилучшую сходимость результатов для варианта 3% плавления шпинелевого лерцолита состава $(Ol_{0.30} + Opx_{0.59} + Cpx_{0.07} + Spl_{0.04})$.

Последовательность и длительность палеозойских магматических событий

Анализ возрастных соотношений толеитового и щелочного магматизма крупных изверженных провинций выявляет пульсационный характер внедрения как щелочных, так и толеитовых расплавов (Ernst, Bell, 2010; Павлов и др., 2011; Ivanov et al., 2013), причем, щелочные и карбонатитовые расплавы могут как предшествовать масштабным проявлениям толеитового внутриплитного магматизма, так и завершать цикл магматической активности. Обобщение данных по возрасту щелочного магматизма Северо-Восточной Феноскандии показывает (Арзамасцев и др., 2009,

Арзамасцев, Ву, 2014; Веселовский и др., 2013), что в истории формирования палеозойских интрузий можно выделить следующие этапы. 1) Внедрение субщелочных магм, сформировавших описанные выше субщелочные вулканы в ловозерской кальдере и их интрузивные аналоги ларвикит-лардалитовой серии в сателлите Ловозерского массива — Кургинской интрузии. Возраст этих пород, определенный Rb-Sr изохронным методом, составляет 404 ± 10 млн лет, U-Pb методом по циркону — 387 ± 7 млн лет. 2) Образование щелочно-ультраосновных серий массивов Ковдора, Африканды, Турьего Мыса и др., а также щелочно-ультраосновных серий в составе Хибинского и Ловозерского массивов (385–375 млн лет). 3) Формирование агпайтовых сиенитов в Хибинской и Ловозерской кальдерах (375–360 млн лет).

Полученные нами геохронологические данные по долеритам из разных районов Кольского полуострова варьируют от 375 до 387 млн лет (рис. 4, 5). В пределах точности определения можно полагать, что внедрение толеитовых магм либо предшествовало появлению первых порций щелочных расплавов, либо совпадало с ним. Свидетельством относительно более раннего внедрения толеитовых магм является пересечение меланефелинитовыми дайками тел долеритов в Ивановской Губе, где пространственно совмещены проявления щелочного и толеитового магматизма. Полученные нами изотопные датировки даек до-

Таблица 5. Концентрации (г/т) и коэффициенты распределения редкоземельных элементов, использованные в модельных расчетах

Коэффици- циенты	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Средний состав Кольской щелочной провинции														
	168	297	34.1	116	18.0	4.60	11.7	1.57	7.91	1.39	3.34	0.44	2.51	0.35
Средний состав палеозойских толеитов Кольской провинции														
	12.19	29.10	4.11	19.22	5.21	1.64	5.41	0.93	5.66	1.14	3.10	0.40	2.77	0.39
Состав деплетированной мантии														
	0.234	0.772	0.131	0.713	0.27	0.107	0.395	0.075	0.531	0.122	0.371	0.06	0.401	0.063
$D_{olivine}$	0.0000088	0.000019	0.000049	0.00009*	0.00045	0.00099*	0.0019*	0.00324	0.01*	0.00927	0.018*	0.027*	0.0366	0.05
$D_{orthopyroxene}$	0.0056	0.0058	0.006	0.007	0.0085	0.0078	0.011	0.011	0.015	0.019	0.021	0.025	0.032	0.042
$D_{clinopyroxene}$	0.049	0.07	0.12*	0.178	0.293	0.31*	0.34*	0.36*	0.38	0.387*	0.391*	0.395*	0.4	0.449
D_{garnet}	0.0016	0.005	0.03*	0.052	0.25	0.4	1.00*	1.60*	2.2	2.90*	3.6	4.45*	5.3	5.8
D_{spinel}	0.0002	0.0002	0.0002*	0.0002*	0.0001	0.0002*	0.0002*	0.0002*	0.0002*	0.0002*	0.0002*	0.0002*	0.0012	0.0004
$D_{amphibole}$	0.058	0.116	0.178	0.273	0.425	0.387	0.725	0.779	0.816	0.783	0.699	0.6*	0.509	0.645
$D_{phlogopite}$	0.030	0.034	0.033	0.032	0.031	0.030	0.030	0.03	0.03	0.032	0.034	0.04	0.042	0.046

Примечание. Средний состав Кольской щелочной провинции по (Арзамасцев, Митрофанов, 2009), средний состав палеозойских толеитов по данным табл. 2 и 3, состав деплетированной мантии по (Salters, Stracke, 2004); $D_{olivine}$ и $D_{orthopyroxene}$ по данным (Beattie, 1994); $D_{clinopyroxene}$ и D_{garnet} по данным (Johnson, 1998, Salters, Longhi, 1999), значения для Yb и Lu вычислены как среднее из данных (Prinzhofer, Allegre, 1985; Johnson, 1998); $D_{amphibole}$ — по данным (White, 1997). * Значение вычислено путем линейной интерполяции по содержаниям соседних редкоземельных элементов.

леритов (обр. F55-08, рис. 5) и тел оливиновых мельтейгит-порфиров (рис. 6) из этого района показывают, что с учетом точности геохронологических построений они разделены значительным временным интервалом (393 ± 5 и 371 ± 2.5 млн лет, соответственно). Таким образом, совокупность всех имеющихся геохронологических данных по Кольской магматической провинции позволяет заключить, что длительность ее формирования составляла не менее 25 млн лет.

Связь толеитового и щелочного магматизма

Обнаружение распространенных на значительной площади северо-восточной части Фенноскандии девонских толеитов приводит к необходимости определения их места в общей модели эволюции палеозойского магматизма, в первую очередь, определения их связей со щелочными расплавами. Пространственная совмещенность даек долеритов и щелочных пород, их формирование в течение единого относительно короткого периода времени, близость изотопных характеристик, определенно указывают на формирование толеитовых и щелочных расплавов в результате единого процесса в мантии. Исходя из приведенных выше геохронологических данных и петрологических моделей можно заключить, что долериты отвечают инициальной фазе палеозойского плюм-литосферного взаимодействия, в результате которого появление толеитовых расплавов произошло в процессе парциального плавления небогатого и неметасоматизированного субстрата на уровне фации шпинелевых лерцолитов. Последующее развитие плюм-литосферного процесса вовлекло в зону плавления более глубокие мантийные области, отвечающие фации гранатовых лерцолитов с явными признаками фертилизации субстрата. Первыми продуктами плавления метасоматизированного субстрата явились описанные выше субщелочные вулканы ловозерской кальдеры, а также их плутонические аналоги в составе Кургинской полифазной интрузии (Арзамасцев и др., 1999). Плавление областей мантии, подвергшихся мантийному метасоматозу, который сопровождался значительным обогащением субстрата HFSE, REE и LILE, привело к образованию меланефелинитовых расплавов, давших начало Кольской щелочной провинции. Исходя из полученных геохронологических данных, а также изотопной характеристики пород, можно полагать, что процесс обогащения мантии был относительно кратковременным, на что ранее указали У. Крамм и Л.Н. Когарко (Kramm, Kogarko, 1994).

Согласно петрологическим данным, генерация толеитовых расплавов происходит при более высоких степенях плавления мантийного субстрата в сравнении с меланефелинитовыми рас-

плавами, для которых степень плавления не превышает первых процентов. Соответственно, в крупных изверженных провинциях объемы толеитовых магм, сформировавших гигантские трапповые поля, значительно превышают объемы щелочных выплавок. В отличие от этих провинций, в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, в пределах которой присутствуют массивы агпаитовых сиенитов, интрузии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, масштабы распространения палеозойского толеитового магматизма были невелики. Предположение о существовании в кольской части щита уничтоженных эрозией крупных вулканических покровов базитов (траппов) не находит подтверждения, поскольку сопоставимые по масштабам магматические тела, которые могли бы рассматриваться в качестве подводящих каналов, в регионе не установлены. Кроме того, в обилии моренного материала, вынесенного с территории северо-восточной Фенноскандии на Русскую платформу, обнаружены только гранитоиднейсы докембрийского фундамента и щелочные породы Хибин и Ловозера (Верещагин и др., 1993). Геофизические данные также не указывают на существование областей нижней коры, которые могли быть интерпретированы как комплементарные производные толеитовым магмам (Шаров, 1993; Kukkonen, 1993; Glaznev et al., 1996; Глазнев, 2003). Таким образом, соотношение объемов толеитового и щелочного магматизма, длительность плюм-литосферных процессов, а также последовательность внедрения расплавов отличают палеозойский магматизм северо-восточной части Фенноскандии от крупных изверженных провинций Сибири (Маймеча-Котуйская), Западно-Индийской и других, в которых толеитовые расплавы сформировали гигантские по масштабам поля траппов, пульсационно внедрявшихся как до, так и после появления щелочных интрузий (Kogarko, Zartman, 2007; Ivanov, 2007; Ernst, Bell, 2010).

Геодинамические условия проявления палеозойского магматизма

Существование производных толеитовых магм в пределах Кольской магматической провинции позволяет с новых позиций рассмотреть вопрос о степени влияния тектонических процессов, происходивших на периферии Фенноскандинавского щита, на характер палеозойских процессов плюм-литосферного взаимодействия, определивших многочисленные проявления внутриплитного магматизма. Проведенные исследования позволили локализовать зону распространения даек долеритов в полосе баренцевоморского побережья на протяжении более 650 км от острова Магрой до полуострова Святой Нос, т.е. к зоне сопряжения Мурманского блока и геологических

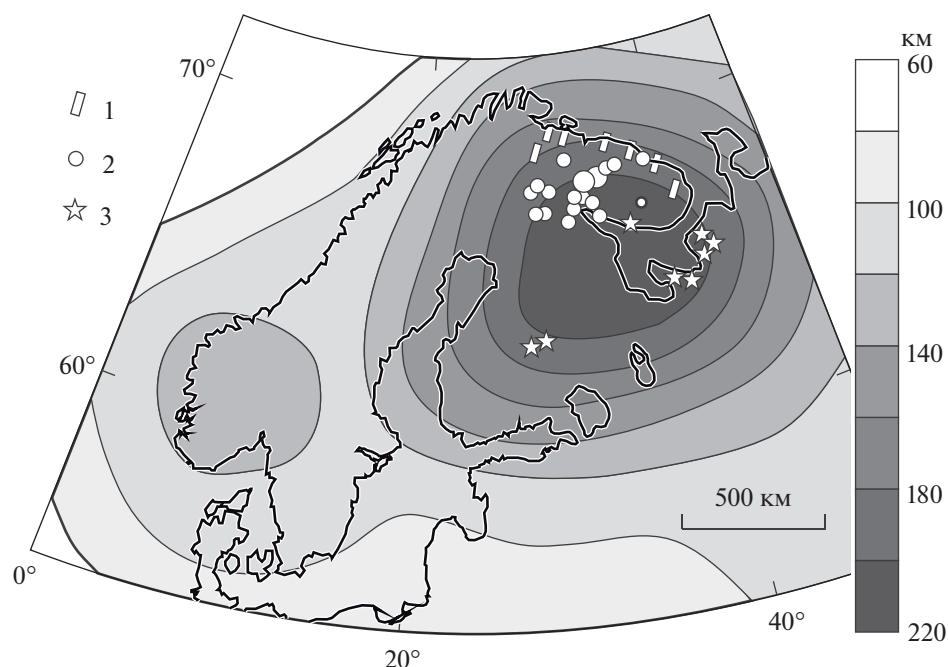


Рис. 12. Мощность термической литосферы Фенноскандии и распределение проявлений палеозойского магматизма. 1 — рои долеритов, 2 — палеозойские щелочные интрузии, 3 — районы развития кимберлитового магматизма. Геофизическая основа — по данным (Kukkonen, Peltonen, 1999; Глазнев, 2003).

структур дна Баренцевоморского бассейна. Эта океаническая область, в тектоническом отношении представляющая собой протяженную клинообразную структуру (Шипилов, 2015), пересекает окраинно-континентальную платформу с севера на юг и примыкает к системе перикратонных опусканий Восточно-Европейской платформы на траверзе Фенноскандинавского щита. Согласно геофизическим данным о гигантской (>20 км) мощности палеозойско-мезозойского осадочного чехла (Шипилов и др., 1990), можно предполагать существенное изменение геометрии литосферы в зоне, с севера ограничивающей область мантийного кила, центральная, наиболее мощная часть которого располагается в беломорской зоне (Kukkonen, Peltonen, 1999; Глазнев, 2003) (рис. 12). Различие в мощности астеносферного слоя в зоне перехода от мантийного кила к области развития океанической коры может рассматриваться как одна из причин асимметрии палеозойского плюма, с которым связаны все проявления палеозойского магматизма (Marty et al., 1998). В численной модели, предложенной Е. Бузовым, А. Коптевым и коллегами (Buzov et al., 2007; Koptev et al., 2015), развитие асимметрии плюма, продолжавшееся в течение нескольких миллионов лет, вызвано его подъемом в область мантийного кила и смещением головы плюма к периферической зоне кила. В этом процессе могли быть активированы разные уровни магмогенерации, что привело к плавлению субстратов разных ман-

тийных фаций глубинности. В приложении к палеозойским процессам в Северо-Восточной Фенноскандии данная модель находит подтверждение в различии мантийных субстратов толеитовых и щелочных расплавов, генерация которых происходила с уровней шпинелевой и гранатовой фаций глубинности соответственно. Пространственное закономерное расположение даек долеритов и щелочных интрузий по отношению к области максимальной мощности мантийного кила также свидетельствует о латеральной зональности палеозойского магматизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные результаты изучения проявлений палеозойского толеитового магматизма позволяют дополнить модель эволюции плюм-литосферных процессов в северо-восточной части Фенноскандинавского щита следующим.

1) Инициальная фаза палеозойской магматической активности 380–390 млн лет назад представлена долеритовыми дайками в северной и северо-восточной частях щита, образованными ограниченными объемами толеитовых расплавов.

2) Изотопно-геохимическая характеристика палеозойских долеритов свидетельствует о генерации родоначальных расплавов из мантии на глубинах, соответствующих фации шпинелевых лерцолитов. Деплетированный мантийный суб-

страт, из которого были выплавлены толеиты, не несет признаков метасоматоза и не обогащен HFSE, REE и LILE.

3) Генерация меланефелинитовых расплавов, продуктами которых являются щелочные интрузии провинции, происходила из обогащенного субстрата, а мантийный метасоматоз, сопровождавшийся значительной фертилизацией, имел место непосредственно после внедрения толеитовых магм. Геохронологические данные, а также Sr-Nd изотопные характеристики указывают на относительно короткий интервал метасоматических преобразований в мантии непосредственно перед внедрением щелочных магм на рубеже 375 млн лет назад.

4) В отличие от других крупных изверженных провинций, в которых зафиксировано пульсационное внедрение больших объемов толеитовых расплавов, совпадающих по времени либо чередующихся с фазами щелочного магматизма, в Кольской провинции плюм-литосферные процессы имеют эволюционный характер, который проявляется в последовательном понижении уровней магмогенерации, развитии процессов мантийного метасоматоза и фертилизации мантийного субстрата, а также в закономерной смене состава поступающих к поверхности расплавов.

Благодарности. Значительная часть полевых исследований долеритов проведена совместно с Ж.А. Федотовым (ГИ КНЦ РАН). Sr-Nd изотопные характеристики пород получены Е.С. Богомоловым (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Консультации с А.В. Ивановым (Институт Земной коры СО РАН, Иркутск), а также доброжелательные рецензии А.А. Носовой и А.В. Самсонова (ИГЕМ РАН) были весьма конструктивны.

Финансовая поддержка Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 15-05-02116, 13-05-12030, 15-35-20267, 15-35-20599), Санкт-Петербургского государственного университета (грант № 3.38.224.2015) и Правительства РФ (проект № 14.Z50.31.0017) была обеспечена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.
- Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в Северо-Восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 324–336.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 316–336.
- Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В. и др. Инициальный магматизм палеозойской тектоно-магматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139–1151.
- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород Контозерской свиты // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 48–55.
- Бородин Л.С., Гладких В.С., Егорова Н.Ф. К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 25–47.
- Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Ловозерская осадочно-вулканогенная палеозойская свита Луяврурта (Кольский полуостров). Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. С. 5–37.
- Вережагин В.А., Бутаков Г.П., Арзамасцев А.А. К петрографическим исследованиям валунов и границы оледенения в Вятско-Камском крае // Вестник Удмуртского университета. 1993. № 3. С. 73–82.
- Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И. и др. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // Физика Земли. № 4. 2013. С. 82–104.
- Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: Изд-во K&M, 2003. 244 с.
- Жиров К.К., Федотов Ж.А., Кравченко М.П., Суровцева Л.Н. О проявлении избыточного аргона в основных дайковых интрузиях Северной Печенги // Геохимия. 1974. № 12. С. 1856–1861.
- Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, 1970. 112 с.
- Корчак Ю.А., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А. и др. Трапповая формация Кольского полуострова // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 87–101.
- Павлов В.Э., Флут Ф., Веселовский Р.В. и др. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли. 2011. № 5. С. 35–50.
- Пятенко И.К., Осокин Е.Д. Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // Геохимия. 1988. № 5. С. 723–737.
- Русанов М.С., Арзамасцев А.А., Хмелинский В.И. Новый вулcano-плутонический комплекс в составе Кольской щелочной провинции: геология и вещественный состав // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 46–52.
- Синицын А.В., Кушев В.Г. О девонской трапповой формации Тимано-Кольского региона // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 5. С. 1168–1170.

- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009а. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.
- Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009б. Т. 17. № 3. С. 276–310.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С., Щербакова Т.Ф. и др. Возрастные парадоксы девонского магматизма северо-восточной части Кольского полуострова // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 6. С. 795–804.
- Федотов Ж.А., Амелин Ю.В. Постсвекофенские дайки долеритов Кольского региона: двойственная природа кратонного магматизма // Вестник Мурманского гос. тех. ун-та. 1998. Т. 1. № 3. С. 33–42.
- Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН, 1993. 145 с.
- Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П. Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13–19.
- Шипилов Э.В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцево-мурской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
- Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
- Amelin Ju.V., Zaitsev A.N. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. № 13. P. 2399–2419.
- Andersen T., Sundvoll B. Neodymium isotope systematics of the mantle beneath the Baltic shield: Evidence for depleted mantle evolution since the Archaean // Lithos. 1995. V. 35. P. 235–243.
- Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L. Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 140. P. 554–566.
- Beattie P. Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: implications for the nature of mineral-melt partitioning // Chem. Geol. 1994. V. 117. P. 57–71.
- Beckinsale R.D., Reading H.G., Rex D.C. Potassium-argon ages for basic dykes from East Finnmark: stratigraphical and structural implication // Scott. J. Geol. 1976. V. 12. P. 1–91.
- Bell K., Rukhlov A.S. Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics // Eds. Wall F., Zaitsev A.N. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine. Mineral. Soc. Series. 2004. V. 10. P. 433–468.
- Bingen B., Demaiffe D. Geochemical signature of the Egersund basaltic dyke swarm, SW Norway, in the context of late-Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1999. V. 79. P. 69–86.
- Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E. et al. Plume head–lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. P. 15–38.
- Chazen S.I., Vogel T.A. Distribution of Ti and P in Oceanic Basalts as a Test of Origin // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 43. P. 307–316.
- Comin-Chiaramonti P., Cundari A., Piccirillo E.M. et al. Potassic and Sodic Igneous Rocks from Eastern Paraguay: their Origin from the Lithospheric Mantle and Genetic Relationships with the Associated Parana Flood Tholeiites // Journal of Petrology. 1997. V. 38. № 4. P. 495–528.
- Downes H., Balaganskaya E.G., Beard A. et al. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // Lithos. 2005. V. 85. P. 48–75.
- Ernst R., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Mineral. Petrol. 2010. V. 98. P. 55–76.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B. A three-dimensional integrated density and thermal model of Fennoscandian lithosphere // Tectonophysics. 1996. V. 258. № 1–4. P. 15–33.
- Green T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 347–359.
- Guisse P.G., Roberts D. Devonian ages from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of plagioclase in dolerite dykes, eastern Varanger Peninsula, North Norway // Norsk Geol. Under. Bull. 2002. V. 440. P. 27–37.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
- Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian Traps // Eds. Foulger G.R., Jurdy D.M. Plates, Plumes and Planetary Processes: Geological Society of America Special Paper. 2007. V. 430. P. 669–691.
- Ivanov A.V., He H., Yan L. et al. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth Sci. Rev. 2013. V. 122. P. 58–76.
- Johnson K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 60–68.
- Kieffer B., Arndt N., Lapierre H. et al. Flood and Shield Basalts from Ethiopia: Magmas from the African Superswell // Journal of Petrology. 2004. V. 45. № 4. P. 793–834.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Mineralogy and Petrology. 2007. V. 89. P. 113–132.
- Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // Mineralogy and Petrology. 2010. V. 98. P. 197–208.
- Koptev A.I., Calais E., Burov E.B. et al. Dual continental rift systems generated by plume–lithosphere interaction // Nature Geoscience. April 2015. V. 8. P. 388–392.
- Kramm U. Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd-Sr study // Eur. J. Mineral. 1993. V. 5. P. 985–989.

- Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 225–242.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A. et al.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 age range for all magmatism // *Lithos*. 1993. V. 30. P. 33–44.
- Kukkonen I.T.* Heat production map of northern and central part of Fennoscandian Shield based on geochemical surveys of heat producing elements // *Tectonophysics*. 1993. V. 225. № 1–2. P. 3–14.
- Kukkonen I.T., Peltonen P.* Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for lithosphere–asthenosphere relations // *Tectonophysics*. 1999. V. 304. P. 301–315.
- Lightfoot P.C., Howkesworth C.J., Hergt J. et al.* Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. P. 171–188.
- Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I.L. et al.* Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 179–192.
- McKenzie D., O'Nions R.K.* Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations // *J. Petrol.* 1991. V. 32. № 5. P. 1021–1091.
- Owen-Smith T.M., Ashwal L.D., Torsvik T.H. et al.* Seychelles alkaline suite records the culmination of Deccan Traps continental flood volcanism // *Lithos*. 2013. V. 182–183. P. 33–47.
- Pearce J.A.* The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // Eds. Hawkesworth C.J., Norry M.J. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva: Nantwich, 1983. P. 230–249.
- Prinzhofer A., Allegre C.J.* Residual peridotites and mechanism of partial melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. № 2–3. P. 251–265.
- Puchtel I.S., Haase K., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.
- Roberts D., Mitchell J.G., Andersen T.B.* A post-Caledonian dolerite dyke from Magerøy, North Norway: age and geochemistry // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 1991. V. 71. P. 289–294.
- Roberts D., Onstott T.C.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe analyses and geochemistry of dolerite dykes from the Rybachy and Sredni Peninsulas, NW Kola, Russia // *Norsk Geol. Unders. Special Publ.* 1995. V. 7. P. 307–314.
- Robinson J.A.C., Wood B.J.* The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 277–284.
- Rudnick R.L., Gao S.* *Treatise on Geochemistry* // Eds. Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K., Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Rukhlov A.S., Bell K.* Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 11–54.
- Salter V.J.M., Longhi J.* Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 166. P. 15–30.
- Salter V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. № 5. P. 1–27.
- Sharma M.* *Siberian Traps // Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Eds. Mahoney J.J., Coffin M.F. *American Geophysical Union Monograph*. 1997. P. 273–295.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Norry M.J. *Magmatism in Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London. 1989. P. 313–345.
- Walter M.J., Sisson T.W., Presnall D.C.* A mass proportion method for calculating melting reactions and application to melting of model upper mantle lherzolite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. № 1–4. P. 77–90.
- White W.M.* *Geochemistry*. Publication: <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters.html>. 1997. 554 p.
- White R.S., McKenzie D.* Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B9. P. 17543–17586.
- White W.M., Duncan R.A.* *Geochemistry and geochronology of the Society Island: new evidences for deep mantle recycling* // Eds. Basu A., Hart S.R. *Isotope Studies of Crust-Mantle Evolution*, Monograph. AGU. Washington, DC. 1995. V. 95. P. 1–23.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al.* Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 3677–3704.
- Wu F.Y., Yang Y.H., Mitchell R.H. et al.* In situ U-Pb and Nd-Hf-(Sr) isotopic investigations of zirconolite and calzirtite // *Chemical Geology*. 2010. V. 277. P. 178–195.