

УДК 552.11

## БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИИ (2.06–1.86 МЛРД ЛЕТ): ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ И КОРРЕЛЯЦИЯ С ДАЙКОВЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

© 2020 г. А. А. Арзамасцев<sup>1,2,\*</sup>, А. В. Степанова<sup>3</sup>, А. В. Самсонов<sup>4</sup>, П. К. Скуфьин<sup>5</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>1</sup>, А. Н. Ларионов<sup>6</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>4</sup>, С. В. Егорова<sup>3</sup>, К. Г. Ерофеева<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>4</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup>Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

<sup>6</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: arzamas@ipgg.ru

Поступила в редакцию 31.10.2018 г.

После доработки 20.11.2018 г.

Принята к публикации 25.01.2019 г.

Выполнено комплексное геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование раннепротерозойских вулканогенных образований в составе Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса и даек и силлов Мурманского и Кольско-Норвежского террейнов. Установлено широкое распространение роев даек базитов возраста 2.06–1.86 млрд лет в северо-западном обрамлении пояса. Среди даек выделены рои метадолеритов, имеющие возраст  $2060 \pm 6$  млн лет, ферропикритов, габбро-норитов ( $1983 \pm 5$  млн лет) и пойкилоофитовых долеритов ( $1860 \pm 4$  млн лет). Сравнительный анализ вулканических проявлений Печенгской и Имандра-Варзугской структур показывает, что закономерные изменения характера вулканизма в этих структурах происходили асинхронно, со значительным разрывом во времени. Показано, что вулканы томингской свиты имеют геохимические черты, типичные для проявлений континентального магматизма, и не могут коррелироваться с вулканогенными образованиями пильгуярвинской свиты. Согласно изотопно-геохимическим данным, внедрение деплетированных мантийных расплавов в Печенгской зоне отвечает интервалу 2010–1970 млн лет, в Имандра-Варзугской зоне – интервалу 1970–1890 млн лет назад.

Анализ условий образования вулканических серий показывает, что источником первичных расплавов куэтьярвинской свиты Печенгской структуры и их гомологов в Имандра-Варзугской структуре являлась неоархейская сублитосферная мантия, продуцировавшая расплавы с низкими Zr/Nb отношениями. В отличие от этого, в образовании слабо контаминированных коровым материалом вулканических колосийской свиты и коррелируемой с ней ильмозерской свиты, а также даек метадолеритов района Киркенеса преобладал астеносферный источник с отделением расплава выше глубины устойчивости граната. Формирование вулканических пильгуярвинской свиты связано, судя по геохимическим данным, с функционированием двух разноглубинных астеносферных источников, продуцировавших толеитовые и ферропикритовые расплавы.

**Ключевые слова:** докембрий, протерозой, дайки, вулканы, Кольский полуостров, Печенгская структура, Имандра-Варзугская структура

**DOI:** 10.31857/S0869592X20010020

### ВВЕДЕНИЕ

В северо-восточной части Фенноскандинавского щита проявления палеопротерозойского базитового магматизма возраста 2.06–1.86 млрд лет сконцентрированы преимущественно в нескольких крупных структурах (рис. 1), которые объединяются многими исследователями в единый Полмак-

Печенгско-Имандра-Варзугский пояс (Загородный и др., 1982; Федотов, 1985; Melezhik, Sturt, 1994; Смолькин и др., 1995; Смолькин, 1997; Минц и др., 1996; Скуфьин, 2014 и др.). Многолетние комплексные исследования позволили детально изучить строение вулканогенно-осадочных толщ отдельных структур этого пояса, реконструировать условия и наметить этапы их формирования

(Негруца, 1984; Предевский и др., 1987; Skuf'in, Theart, 2005; Melezhik et al., 2012; Скуфьин, 2014, 2018a).

Анализ особенностей осадочных, вулканогенных и плутонических образований свидетельствует об отсутствии эволюционного характера развития Печенгско-Имандра-Варзугской структуры, заложение которой произошло на границе архея и протерозоя (~2.5 млрд лет назад) и продолжалось более 600 млн лет. Одним из наиболее крупных геодинамических событий, приблизительно оцениваемых рубежом 2.1 млрд лет назад, явился переход от континентальных обстановок к океаническим, который сопровождался радикальным изменением характера магматизма (Hanski, Smolkin, 1989; Hanski et al., 1990, 2014; Hanski, 1992; Смолькин, 1992; Sharkov, Smolkin, 1997). На основе геохронологических (табл. 1) и геохимических данных (Hanski et al., 1990; Hanski, 1992; Смолькин, 1992; Скуфьин, 1993; Скуфьин, Баянова, 2006; Балашов, 1996) были определены основные этапы развития Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса и в первом приближении выполнена корреляция стратиграфических разрезов и магматических событий в пределах всего пояса. Вместе с тем отсутствие надежной информации о возрасте реперных объектов, прежде всего вулканитов в составе свит, ограниченный объем прецизионных геохимических данных (Hanski, 1992; Hanski et al., 2014; Минц и др., 1996; Skuf'in, Theart, 2005; Melezhik et al., 2012) затрудняют сопоставление разрезов пород, отнесенных к интервалу 2.06–1.86 млрд лет назад, в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах, а также их корреляцию с разрезами Южно-печенгской зоны и Панареченской структуры (рис. 2) (Смолькин, 1997; Melezhik et al., 2012; Скуфьин, 2018б). Кроме того, остается под вопросом масштаб распространения магматизма с возрастом 2.06–1.86 млрд лет на территории северо-восточной части Фенноскандинавского щита за пределами вулканотектонических структур.

Для решения этих вопросов было проведено изучение содержаний петрогенных (РФА) и редких (ICP-MS) элементов в коллекции образцов вулканитов, отобранных на разных уровнях разрезов, относимых к возрастному интервалу 2.06–1.86 млрд лет в Печенгской, Имандра-Варзугской и Панареченской структурах. Полученные данные послужили основой для сравнительного анализа и корреляции вулканогенных частей разрезов в разобщенных структурах, а также были использованы для петрогенетических реконструкций.

Кроме того, полученные петрогеохимические данные по вулканитам из верхних частей разрезов структур Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса были сопоставлены с данными по датированным в интервале 2.06–1.86 млрд лет субвулканическим (дайки и силлы) проявлениям базитового

магматизма на территории Северо-Восточной Фенноскандии. Проведенная геохимическая корреляция датированных субвулканических комплексов с вулканитами служит дополнительным обоснованием возрастной позиции последних, а также позволяет оценить латеральную распространенность базитового магматизма с возрастом 2.06–1.86 млрд лет на территории Северо-Восточной Фенноскандии.

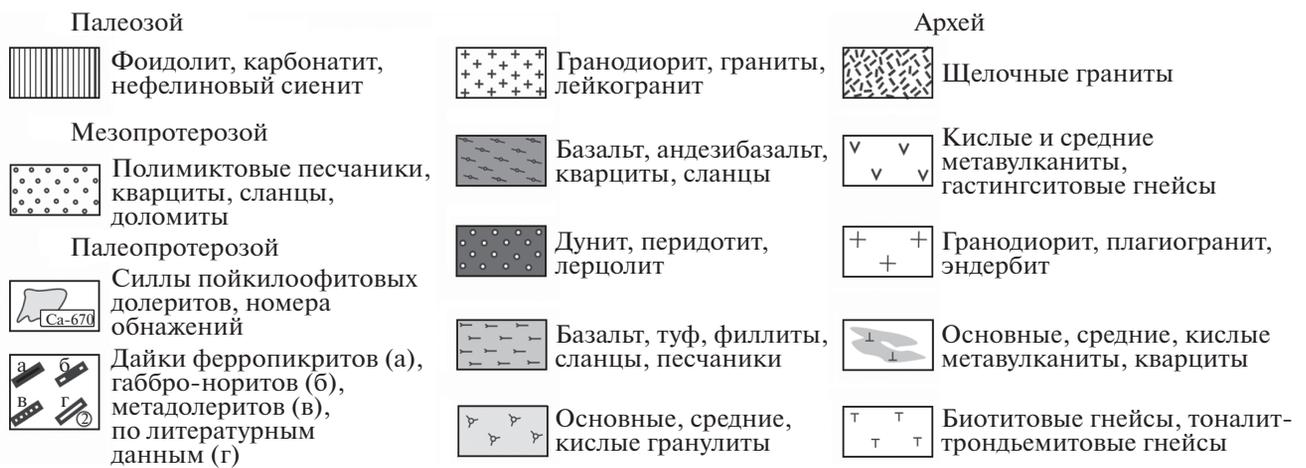
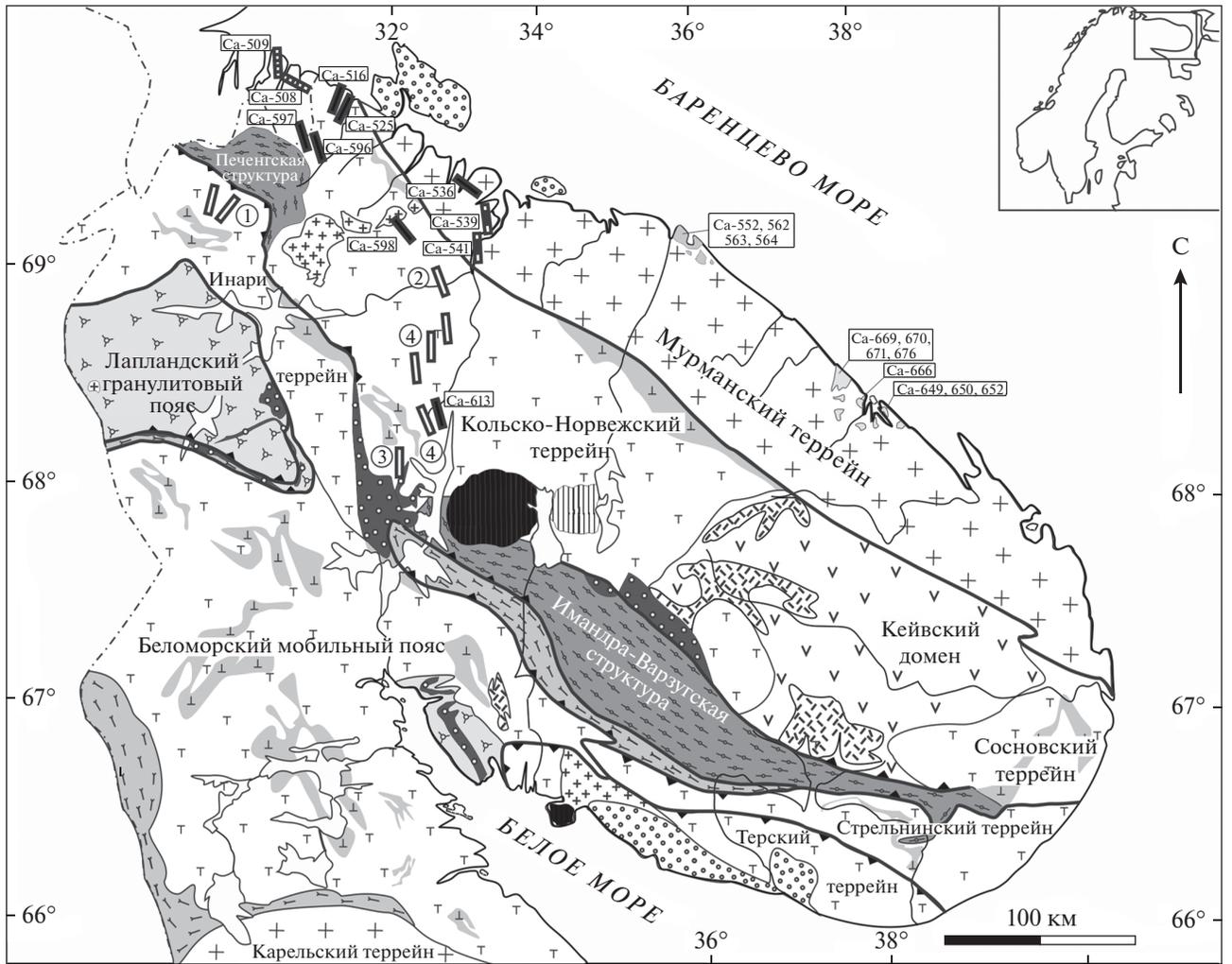
## ГЕОЛОГИЯ

Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугский пояс, развивавшийся в возрастном интервале 2500–1800 млн лет и заложённый на гетерогенном архейском фундаменте, объединяет серию вулканотектонических мультимасштабных, грабенообразных и приразломных впадин, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями, а также разделяющие их поднятия и зоны тектономагматической активизации архейского фундамента (Сейсмогеологическая..., 1997) (рис. 1).

Формирование разрезов как Печенгской, так и Имандра-Варзугской структур происходило на фоне вулканизма, носившего циклически-пульсационный характер, в соответствии с которым периоды его мощного проявления сменялись стабильными периодами осадконакопления. В связи с этим в стратиграфическом разрезе пояса основание каждой свиты формируют осадочные образования, сменяющиеся вверх по разрезу преимущественно вулканитами. Пространственная разобщенность Печенгской и Имандра-Варзугской структур, а также тектонически нарушенное залегание пород существенно затрудняют корреляцию ятулийско-людиковийской части разреза, представленной в обеих структурах мощными толщами вулканогенно-осадочных образований. Схемы корреляции (Смолькин, 1997; Melezhik et al., 2012), основанные на анализе строения как осадочной, так и вулканогенной частей разреза свит, представлены на рис. 2.

### *Вулканогенные образования Печенгской структуры*

Согласно данным (Предевский и др., 1987; Смолькин, 1992, 1997; Смолькин и др., 1995, 1996; Skuf'in, Theart, 2005; Скуфьин, Баянова, 2006; Melezhik et al., 2012), вулканиты возраста 2.06–1.86 млрд лет, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными толщами, формируют основной объем Печенгской структуры, где людиковийские породы пильгуярвинской свиты залегают на вулканитах колосйокской свиты, перекрывающих, в свою очередь, вулканогенные образования куэтьярвинской свиты. Разрез надстраивают более молодые вулканиты южнопеченгской серии калевия (рис. 2, 3).



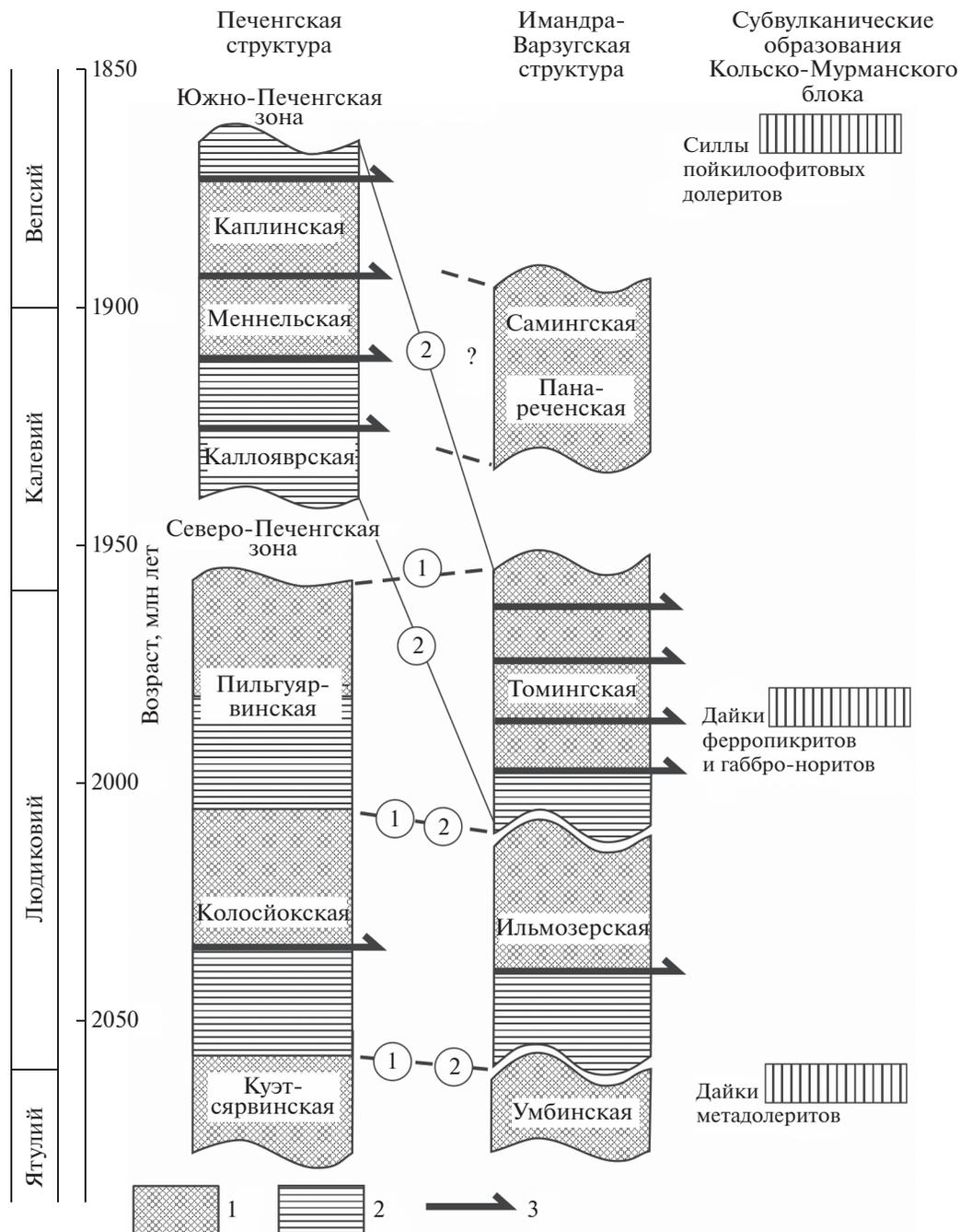
**Рис. 1.** Проявления раннепротерозойского дайкового магматизма на схеме геологического строения северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Цифрами в кружках показано местоположение даек ферропикритов и ферродолеритов по данным: 1 – Яковлев, Яковлева, 1989, 2 – Борисова, 1989, 3 – Нерович и др., 2014, 4 – Федотов и др., 2012. Геолого-тектоническая основа по данным (Daly et al., 2006).

**Таблица 1.** Геохронологические данные по вулканоплутоническим комплексам Печенгско-Имандра-Варзугского пояса и дайковых образований Кольско-Мурманского блока с возрастом 2.06–1.86 млрд лет

Печенгская структура			Имандра-Варзугская структура			Рои даек обрамления		
	возраст <sup>1</sup>	источник		возраст <sup>1</sup>	источник		возраст <sup>1</sup>	источник
<b>Южная Печенга</b>	–	–	<b>Панареченская структура</b>	–	–	–	–	–
Порьяташский комплекс, андезидацит	1904 ± 7 <sup>3</sup>	(15)	Самингская свита, риолит	1883 ± 26 <sup>3</sup>	(5)	Дальние Зеленцы, пойкилофитовый долерит	1860 ± 4 <sup>2</sup>	(1)
Каплинская свита, андезит	1855 ± 40 <sup>5</sup>	(13)	Панареченская свита, трахидацит	1907 ± 18 <sup>3</sup>	(5)	–	–	–
Мендельская свита, пикрит	1894 ± 40 <sup>4</sup>	(10)	Пялочноозерская интрузия, габбро	1936 ± 9 <sup>3</sup>	(17)	–	–	–
Габбро-долерит	1918 ± 3 <sup>3</sup>	(14)	Гранит	1940 ± 5 <sup>3</sup>	(5)	–	–	–
Гранодиорит	1940 ± 17 <sup>3</sup>	(4)	–	–	–	Сев. Печенга, норит	1941 ± 3 <sup>2</sup>	(6)
<b>Северная Печенга</b>	–	–	<b>Томингская свита</b>	–	–	–	–	–
<b>Пильгуйринская свита</b>	–	–	–	–	–	–	–	–
Ферропикрит	1970 ± 5 <sup>3</sup>	(8)	Ондомозерская интрузия, габбро-норит	1974 ± 6 <sup>3</sup>	(17)	Оленегорск, габбро-норит	1960 ± 3 <sup>3</sup>	(7)
Габбро-диабаз	1982 ± 12 <sup>3</sup>	(9)	–	–	–	Мурманск, ферродолерит	1983 ± 5 <sup>2</sup>	(1)
Габбро-верлит	1982 ± 8 <sup>3</sup>	(11)	–	–	–	–	–	–
Феррориолит	1988 ± 3 <sup>3</sup>	(16)	–	–	–	–	–	–
Ферропикрит	1990 ± 40 <sup>4</sup>	(12)	–	–	–	–	–	–
Органический материал	2004 ± 9 <sup>6</sup>	(18)	–	–	–	–	–	–
<b>Колойская свита</b>	–	–	<b>Ильмозерская свита</b>	–	–	–	–	–
Базальт + клинопироксен	2018 ± 54 <sup>4</sup>	(16)	Вулканогенно-осадочная толща, детритовый циркон	2052 ± 6 <sup>3</sup>	(14)	–	–	–
Риодацит порфир (силл)	2043 ± 18 <sup>3</sup>	(3)	–	–	–	Киркенес, метадолерит	2060 ± 5 <sup>3</sup>	(1)
<b>Куэтсъярвинская свита</b>	2058 ± 6 <sup>3</sup>	(2)	<b>Умбинская свита</b>	–	–	–	–	–
Вулканокласт, конгломерат	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. <sup>1</sup>Возраст указан в млн лет; <sup>2</sup>балдецит, U–Pb метод; <sup>3</sup>циркон, U–Pb метод; <sup>4</sup>Sm–Nd метод; <sup>5</sup>Rb–Sr метод; <sup>6</sup>Re–Os метод. Источники: (1) оригинальные данные; (2) Melezhik et al., 2007; (3) Митрофанов и др., 2001; (4) Melezhik et al., 2012; (5) Скуфьин и др., 2006; (6) Smolkin et al., 2015; (7) Баднова и др., 1998; (8) Hanski, 1992; (9) Smolkin и др., 2018; (10) Скуфьин и др., 2009; (11) Smolkin, 1999; (12) Smolkin, 1999; (13) Смолькин, 1992; (14) Martin et al., 2010; (15) Скуфьин и др., 2014; (16) Hanski et al., 2014; (17) Галимзянова и др., 2006; (18) Hannah et al., 2006.



**Рис. 2.** Схема корреляции вулканогенно-осадочных образований (свит) Печенгской, Имандра-Варзугской структур и субвулканических тел Кольско-Мурманского блока.  
 1 – вулканогенные породы, 2 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы, 3 – тектонические нарушения. Цифры в кружках: схемы корреляции по 1 – Смолькин, 1997, 2 – Melezhik et al., 2012.

**Куэтсярвинская свита.** Нижний возрастной предел пород свиты не установлен. Единственное геохронологическое определение ( $2058 \pm 6$  млн лет) было получено для циркона из вулканокластического материала, залегающего в верхней части разреза вулканогенной толщи (табл. 1). Эти данные согласуются с возрастом циркона из силла риодацитового порфира, подсеченного Кольской сверх-

глубокой скважиной вблизи контакта с вышележащими колосйокскими осадками (Митрофанов и др., 2001), что позволяет зафиксировать верхнюю границу свиты на рубеже 2040–2060 млн лет назад. Низы разреза куэтсярвинской свиты формируют осадочные породы с примесью пироклаستيки базитового состава, залегающие на сариолийских миндалекаменных андезибазальтах. Состав оса-

дочных пород свидетельствует об их образовании в субаэральных условиях (Предовский и др., 1987; Skuf'in, Theart, 2005; Melezhik et al., 2012). В основании вулканогенной части разреза залегают туфы и лавы пикритов и ферробазальтов, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу муджиеритами, субщелочными ферроандезибазальтами, андезитами, трахиандезитами и железистыми трахидацитами и дацитами. Залегающие выше покровы лав сложены преимущественно ферробазальтами с небольшими прослоями туфов среднекислого состава.

**Колосйокская свита.** Метаосадочные породы свиты весьма контрастны по составу и отражают переход от терригенных условий осадконакопления к субокеаническим обстановкам. Если нижняя возрастная граница пород колосйокской свиты определена в интервале 2040–2060 млн лет, то их верхняя возрастная граница может быть косвенно оценена только на основании стратиграфических наблюдений и с учетом результатов датирования вышележащих сланцев пильгуярвинской свиты. Вулканиды, формирующие верхнюю часть разреза свиты, представлены покровами массивных и шаровых лав ферропикритов и базальтов, чередующихся с прослоями туфов, туфосланцев и гиалокластитов базальтового состава, а также с пластовыми телами габбро-долеритов. Наиболее полный разрез свиты мощностью более 1800 м вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3). В основании разреза залегает горизонт ферропикритовых лав, превращенных в тальк-тремолит-хлоритовые сланцы, которые сменяются базальтовыми покровами мощностью до десятков метров, а также силами аналогичного состава мощностью до 10–15 м.

**Пильгуярвинская свита.** Нижняя часть разреза свиты, включающая рудоносные интрузии габброверлитов, представлена ритмически переслаивающимися слоями граувакк, черных углеродистых и сульфидосодержащих сланцев. Максимальная оценка возраста сланцев, полученная Re–Os методом, составляет  $2004 \pm 9$  млн лет и совпадает со временем формирования интрузий (табл. 1). В верхней части разреза свиты преобладают вулканические покровы, представленные туфами ферропикритов,

массивными и шаровыми лавами ферробазальтового состава, прослоями туфо- и лавобрекчий (Предовский и др., 1974). Среди лав присутствует тонкая пачка, сложенная туфами и игнимбритами кислого и средне-кислого состава, субщелочными пикритами и базальтовыми лавами (Скуфьин, 2014).

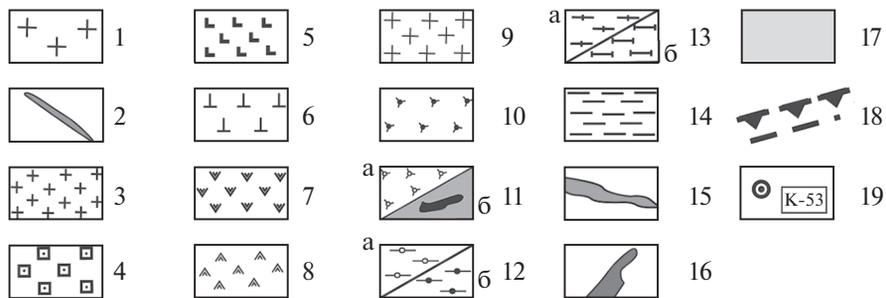
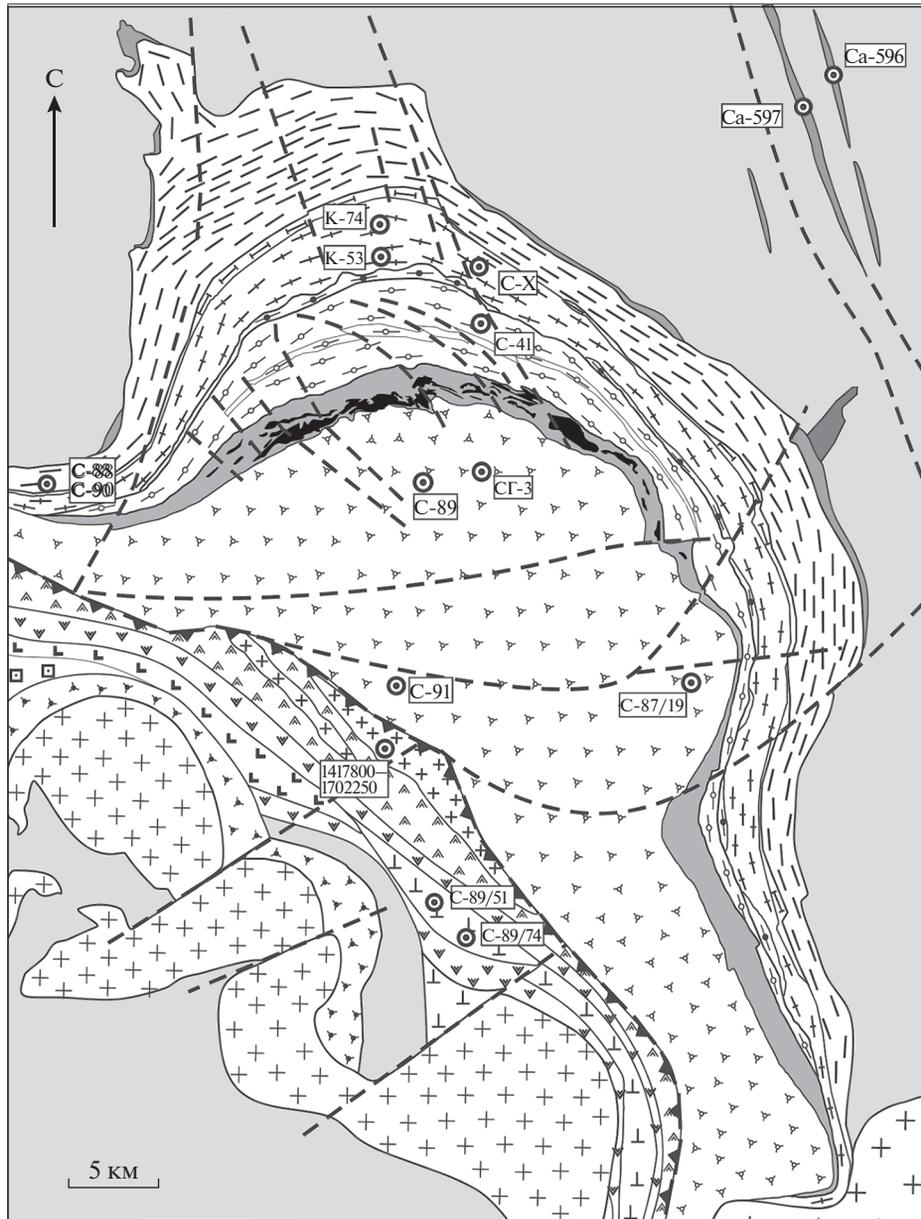
**Вулканогенные образования Южнопеченгской зоны.** Они связаны с функционированием нескольких автономных вулканических центров, продуцировавших вулканиды бимодальной пикрит-андезитовой серии. Для меннельской свиты характерно сочетание пикритов, щелочных и магнезиальных базальтов с ультракремнистыми ферропиролитами, которые рассматриваются в качестве аналогов вулканогенных серий пильгуярвинской свиты (Skuf'in, Theart, 2005; Скуфьин, 2018a). В составе каплинской свиты доминируют субщелочные и щелочные низкотитанистые базальты и андезибазальты. Субвулканические тела андезитов и дацитов Порьиташского центра, располагающиеся вдоль контакта южной и северной частей Печенгской структуры, могли быть сформированы одновременно с вулканидами каплинской свиты (Смолькин и др., 1995; Skuf'in, Theart, 2005). Минимальный возраст вулканидов Южнопеченгской зоны косвенно оценивается в 1940–1950 млн лет (Скуфьин и др., 2000; Ветрин и др., 2008). В качестве геохронологических маркеров, свидетельствующих о завершении магматических событий в Печенгской структуре, принят возраст вулканидов Южнопеченгской зоны (Скуфьин и др., 1999; Скуфьин, 2018a).

#### *Вулканогенные образования Имандра-Варзугской структуры*

Осадочно-вулканогенные образования ятулия, людиковия и калевиа располагаются в западной и юго-западной частях Имандра-Варзугской структуры, где образуют серию невыдержанных горизонтов суммарной мощностью до 6 км (рис. 4).

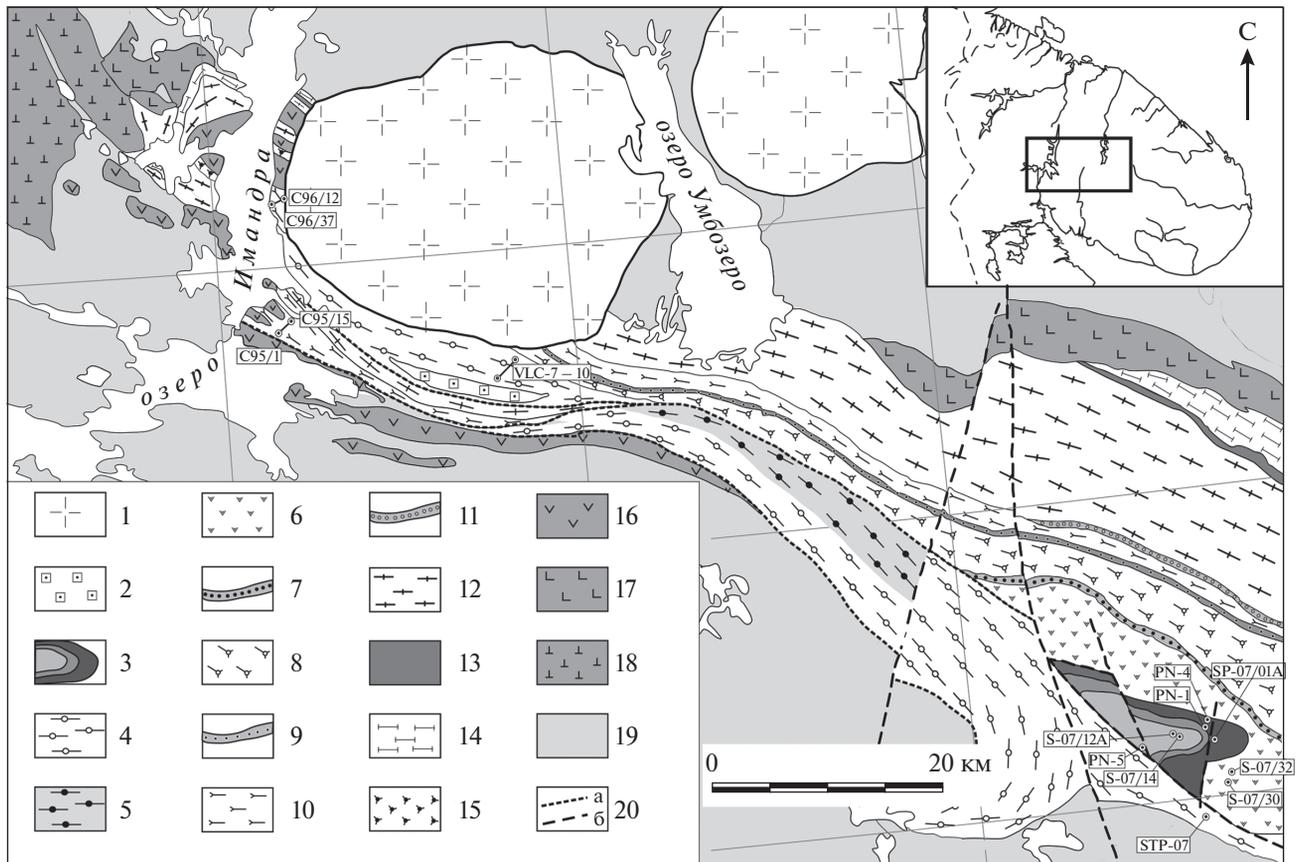
**Умбинская свита.** Метаосадочные породы, слагающие низы свиты, представлены красноватыми доломитами с примесью пикритовой пирокластик, аркозовыми алевролитами и квар-

**Рис. 3.** Схема геологического строения Печенгской структуры и основные стратиграфические подразделения (по данным Смолькин, 1992, 1997; Melezhik et al., 2012; Скуфьин, 2014, 2018a; с дополнениями и изменениями). 1 – гранитоиды Лицко-Арагубского комплекса; 2 – перидотит, пироксенит нясюкского дайкового комплекса; 3–10 – южнопеченгская серия: 3 – метаандезит, метадацит Порьиташского вулканического центра; 4 – туффитовый песчаник кассесейокской свиты; 5 – андезит и дацит каплинской свиты; 6 – пикробазальт и пикрит меннельской свиты; 7 – туф и вулканиды андезит-базальт-пикритового состава брагинской свиты; 8 – туффиты каллоярской свиты; 9 – гранитоиды Каскельярского комплекса; 10 – аналоги пород пильгуярвинской свиты в южнопеченгской серии; 11–15 – северопеченгская серия: 11 – пильгуярвинская свита: а – толеитовый базальт, ферропикрит, риолит, б – метаосадки ламмасской и ждановской подсвит; 12 – колосйокская свита: а – толеитовый базальт, туф, вулканокластическая граувакка, б – конгломераты, песчаники, яшмы; 13 – куэсьярвинская свита: а – базальт, трахидацит, трахиандезит, б – кварциты и доломиты; 14 – ахмалахтинская свита: андезибазальт и андезит; 15 – базальные конгломераты и реголитовые брекчии; 16 – габбро-нориты г. Генеральской; 17 – гнейсы верхнеархейского комплекса; 18 – тектонические нарушения; 19 – места отбора проб и номера скважин/обнажений.



цевыми песчаниками. Они перекрыты субщелочными базальтами, ферробазальтами, трахиандезитами и пикробазальтами, которые сменяются горизонтом пикробазальтовых туфов и лавобрекчий (Скуфьин, 2014). В.А. Мележигом (Melezhik

et al., 2012) установлена закономерная смена слагающих свиту литофаций, свидетельствующая о погружении области осадконакопления и повышении роли морских осадков в восточной части Имандра-Варзугской структуры. В качестве ана-



**Рис. 4.** Схема геологического строения западной части Имандра-Варзугской структуры и основные стратиграфические подразделения (по данным Федотов, 1985; Скуфьин и др., 2006; Melezhik et al., 2012; с дополнениями и изменениями). 1 – палеозой: нефелиновые сиениты, фойдолиты Хибинского и Ловозерского массивов; 2–18 – протерозой: 2 – щелочные сиениты Соустовского массива; 3 – панареченская свита; 4, 5 – томингская свита нерасчлененная (4) и вулканогенная (5); 6, 7 – ильмозерская свита вулканогенная (6) и осадочная (7); 8, 9 – умбинская свита вулканогенная (8) и осадочная (9); 10, 11 – полисарская свита вулканогенная (10) и осадочная (11); 12, 13 – сейдореченская свита вулканогенная (12) и осадочная (13); 14 – кукшинская свита: кварцит, зеленый сланец, граувакка, известняк; 15 – гранофир (имандрит); 16 – перидотит, пироксенит, габбро Имандровского интрузива; 17 – перидотит, пироксенит, габбро Мончегорского и Федорово-Панского массивов; 18 – габбро-анортозиты Мончетундровского массива; 19 – гнейсы верхнеархейского комплекса; 20 – несогласное залегание (а), тектонические нарушения (б).

логов пород умбинской свиты в Печенгской структуре рассматриваются вулканиты куэтъярвинской свиты (рис. 2) (Смолякин, 1997; Melezhik et al., 2012).

**Ильмозерская свита.** Осадочные породы представлены углеродистыми и сульфидно-углеродистыми сланцами, алевролитами, силицитами и сульфидно-углеродистыми туффитовыми песчаниками, что является свидетельством резкой смены условий осадконакопления и, соответственно, климатической и палеогеографической обстановок (Предовский и др., 1974; Melezhik et al., 2012; Скуфьин, 2014). Вулканиты свиты, имеющие ограниченное распространение и локализованные в центральной части Имандра-Варзугской структуры (рис. 3), образуют однородные покровы андезибазальтов с признаками субэральных условий

излияния. В основании разреза свиты установлен горизонт агломератовых туфов, имеющих состав субщелочных Mg-базальтов.

**Томингская свита.** Относительный возраст вулканитов свиты установлен на основе геологического положения даек ферродолеритов, аналогичных по химическому составу вулканитам, прорывающим породы ильмозерской свиты (Предовский и др., 1987). Среди вулканитов преобладают субщелочные толеитовые базальты и титанистые и умеренно-титанистые ферробазальты. В разрезе встречены шаровые и массивные лавы и силлы ферропикритового состава, а также маломощные покровы лав и туфолав дацитового состава.

**Панареченская кальдера (рис. 4).** Представляет собой дискордантное тело, залегающее в вул-

каногенно-осадочных породах ильмозерской и томингской свит. Осадочно-вулканогенные породы с центриклинальным концентрическим залеганием формируют периферическую часть, окружающую ядро структуры, сложенное кислыми вулканитами с более пологими, местами субгоризонтальными углами падения. Среди вулканитов преобладают базальты, габбро-долериты и долериты (панареченская свита), породы монзонит-трахиандезитовой вулканоплутонической ассоциации зоны кольцевого разлома, а также известково-щелочной дацит-риолитовой ассоциации самингской свиты. Возраст циркона из плагиомикроклинового гранита из внутренней части кальдеры составляет  $1940 \pm 5$  млн лет, возраст трахидацита из этой же структуры составляет  $1907 \pm 18$  млн лет (Скуфьин и др., 2006).

#### *Проявления дайкового магматизма*

Имеющаяся информация по проявлениям базитового магматизма с возрастом 2.06–1.86 млрд лет в Кольском регионе ограничивается в основном данными по вулканогенным образованиям и комплементарным с ними плутоническим аналогам, которые располагаются в пределах Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, а также установлены на юго-восточном продолжении Печенгской структуры, в районах Кеулик-Кенирим и Тюльпвыд (Смолькин и др., 2014, 2018).

Вместе с тем имеются основания полагать, что проявления магматизма с возрастом 2.06–1.86 млрд лет имеют значительно более широкое распространение в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Прямым свидетельством этого являются подтвержденные геохронологическими данными находки даек ферропикритов в центральной части Кольско-Норвежского террейна, а также силлоподобных тел долеритов в Мурманском террейне (Арзамасцев и др., 2009).

В пределах кольской части Фенноскандинавского щита субвулканические интрузии и дайки с возрастом 2.06–1.86 млн лет локализованы преимущественно в северной части Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса. К югу от этого пояса дайки аналогичного возраста были обнаружены в железорудных карьерах Оленегорского месторождения (Нерович и др., 2014) и в районе Аллареченской структуры, где они образуют рой тел субмеридионального простираения (Яковлев, Яковлева, 1989) (рис. 1). В примыкающих к поясу с юга террейнах, включая Беломорский мобильный пояс, среди раннепротерозойских даек преобладают тела с возрастом 2.5–2.3 млрд лет, которые, как правило, смяты в складки и будинированы (Балаганский и др., 1986; Арзамасцев и др., 2009). К северу от пояса в разной степени метаморфизованные дайковые тела долеритов и фер-

ропикритов наиболее широко распространены в пределах Мурманского террейна (рис. 1), а также в сопредельном Кольско-Норвежском террейне, где они трассируют зону сочленения Печенгской и Имандра-Варзугской структур.

Имеющиеся на сегодня геохронологические данные (U–Pb по бадделеиту и циркону) позволяют выделить следующие группы субвулканических тел в интервале 2.06–1.86 млрд лет.

Дайки долеритов с возрастом 2.06 млрд лет. Недавно обнаружены в северо-западной части Кольско-Норвежского террейна, в окрестностях г. Киркенес и поселка Бугайнес (Степанова и др., 2018). Эти дайки образуют 2 разобщенных роя северо-западного простираения. Центральные зоны отдельных даек сложены габбро-долеритом, краевые – тонкозернистым сильно измененным долеритом. Для наиболее раскристаллизованных разновидностей характерна офитовая структура, образованная плагиоклазом; клинопироксен и кварц присутствуют в интерстициях. В породах идентифицированы также амфибол, биотит, серицит (Степанова и др., 2018).

Дайки габбро-норитов с возрастом 1.98 млрд лет. Эти дайки были установлены авторами настоящей работы. Они образуют несколько роев, наиболее крупный из которых расположен к востоку от Печенгской структуры в широкой полосе в пределах Кольско-Норвежского террейна (рис. 1). Среди даек преобладают крутопадающие тела, имеющие преимущественно меридиональное простираение. В отдельных наиболее крупных наклонных дайках, состав которых в центральных частях отвечает габбро-нориту, наблюдалась дифференциация с образованием лейкократовой и меланократовой зон. Помимо породообразующих плагиоклаза и клинопироксена (авгита), в породах может присутствовать оливин, титаномagnetит, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, апатит. Ортопироксен присутствует в отдельных дайках в виде фенокритов. Породы, как правило, сильно амфиболлизированы.

Дайки ферропикритов и ферродолеритов с возрастом 1.98 млрд лет. Известны в северном обрамлении Печенгской структуры и в ее восточном продолжении (Федотов и др., 2012; Smolkin et al., 2015), в прибрежной зоне к западу от Кольского залива, а также в нижнем течении р. Тулома (Борисова, 1989). В ходе проведенных исследований ареал распространения даек этой группы был расширен (рис. 1); новые геохронологические, изотопные и геохимические данные по дайкам ферропикритов района поселка Лиинахамари приведены в этой статье.

Наиболее крупные тела мощностью более 100 м, прослеженные на расстоянии более 20 км, присутствуют в составе Нясюкского роя даек. Они сложены полнокристаллическим керсутитовым

плагиперидотитом, оливиновым плагипироксенитом либо оливиновым габбро. Ферропикриты и их более лейкократовые разности слагают более мелкие тела, которые часто полностью амфиболлизированы. В слабоизмененных разностях микропорфировая структура образована фенокристами оливина и авгита, заключенными в матриксе, состоящем из микролитов авгита, плагиоклаза, магнетита, ильменита.

Силлы пойкилоофитовых долеритов с возрастом 1.86 млрд лет. Распространены в пределах Мурманского террейна, в полосе от р. Воронья до губы Савиха (рис. 1), и имеют близкие возрасты по бадделеиту в районе пос. Дальние Зеленцы ( $1860 \pm 4$  млн лет) и в районе горы Дворовая ( $1863 \pm 7$  млн лет) (Самсонов и др., 2018). Силлы образуют субгоризонтальные тела мощностью более 50 м, их кровля часто эродирована, нижний контакт нередко расположен ниже уровня эрозионного среза. В районе губ Дроздовка, Ивановка и Савиха пойкилоофитовые долериты, наряду с силлами, образуют рой субвертикальных даек ССВ простирания (Федотов и др., 2012). Силлы слабо дифференцированы, верхний эндоконтакт крупных тел иногда сложен крупнозернистым кварцевым габбро-долеритом. Характерной особенностью пород является пойкилоофитовая структура, образованная округлыми ойкокристаллами пироксена, интерстиции между которыми заполнены более мелкими кристаллами плагиоклаза, биотита и титаномагнетита.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основу петрогеохимических построений и корреляции составляют оригинальные данные по петрогенным и редким элементам, полученные для вулканитов Печенгской (81 анализ) и Имандра-Варзугской структур (20 анализов), а также для дайковых пород Мурманского и Кольско-Норвежского террейнов (8 анализов). Для отдельных реперных объектов дайковых роев были выполнены геохронологические определения. Кроме того, для сравнительного анализа использована база данных, насчитывающая более 1300 опубликованных определений петрогенных элементов в породах Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса. В статье приведены химические составы только представительных образцов, полная база петрогеохимических данных может быть предоставлена авторами по запросу.

Содержания петрогенных элементов в породах определяли на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия ARL ADVANT<sup>®</sup>X (ThermoScientific) в Центре коллективного пользования КарНЦ РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетра-

бората лития в индукционной печи Katanax K1 с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определяли гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. В отдельных образцах вулканитов Печенгской структуры 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  $>10$  мас. % и  $\pm 3.5\%$  для концентраций  $>1$  мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определяли методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в Центре коллективного пользования КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводили путем кислотного вскрытия в открытой системе. Правильность анализа контролировали путем измерения стандартных образцов BHVO-2, AGV-2, СГД-2А и внутрिलाбораторного стандарта 1412. Относительное стандартное отклонение по результатам измерений стандартных образцов для большинства элементов не превышало 5%, для Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb составило 5.1–6.5%, для Ti 8.1%.

Изотопный Sm–Nd анализ выполнен в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по стандартной методике (Ларионова и др., 2007). Погрешность определения отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  составила 0.30% по результатам измерения стандартов BCR-1 и BHVO-2.

Выделение бадделеита и циркона для U–Pb изотопных исследований проводили на концентрационном столе Wilfley в ИГЕМ РАН по методике, описанной в работе (Söderlund, Johansson, 2002).

U–Pb исследования бадделеита методом ID-TIMS выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Для изотопного анализа были использованы наиболее прозрачные, однородные кристаллы бадделеита, подвергнутые многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1 М HNO<sub>3</sub> и 1 М HCl. При этом после каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Химическое разложение бадделеита выполнено по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973) в тefлоновых капсулах, помещенных в резервуар для разложения системы Paqг, при этом  $^{235}\text{U}$ – $^{202}\text{Pb}$  трассер добавлялся непосредственно перед разложением. Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON TI при помощи счетчика ионов. Точность определения содержа-

ний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 1–5 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2010). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

U–Pb изотопные исследования циркона выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004) с использованием эталонных цирконов “1500” и “Темора”. При расчетах использовали константы распада, предложенные в работе (Steiger, Jäger, 1976), и вводили поправку на нерадиоγενный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного отношения  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Полученные результаты обрабатывали с помощью программ SQUID v1.12 (Ludwig, 2005) и ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2010).

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

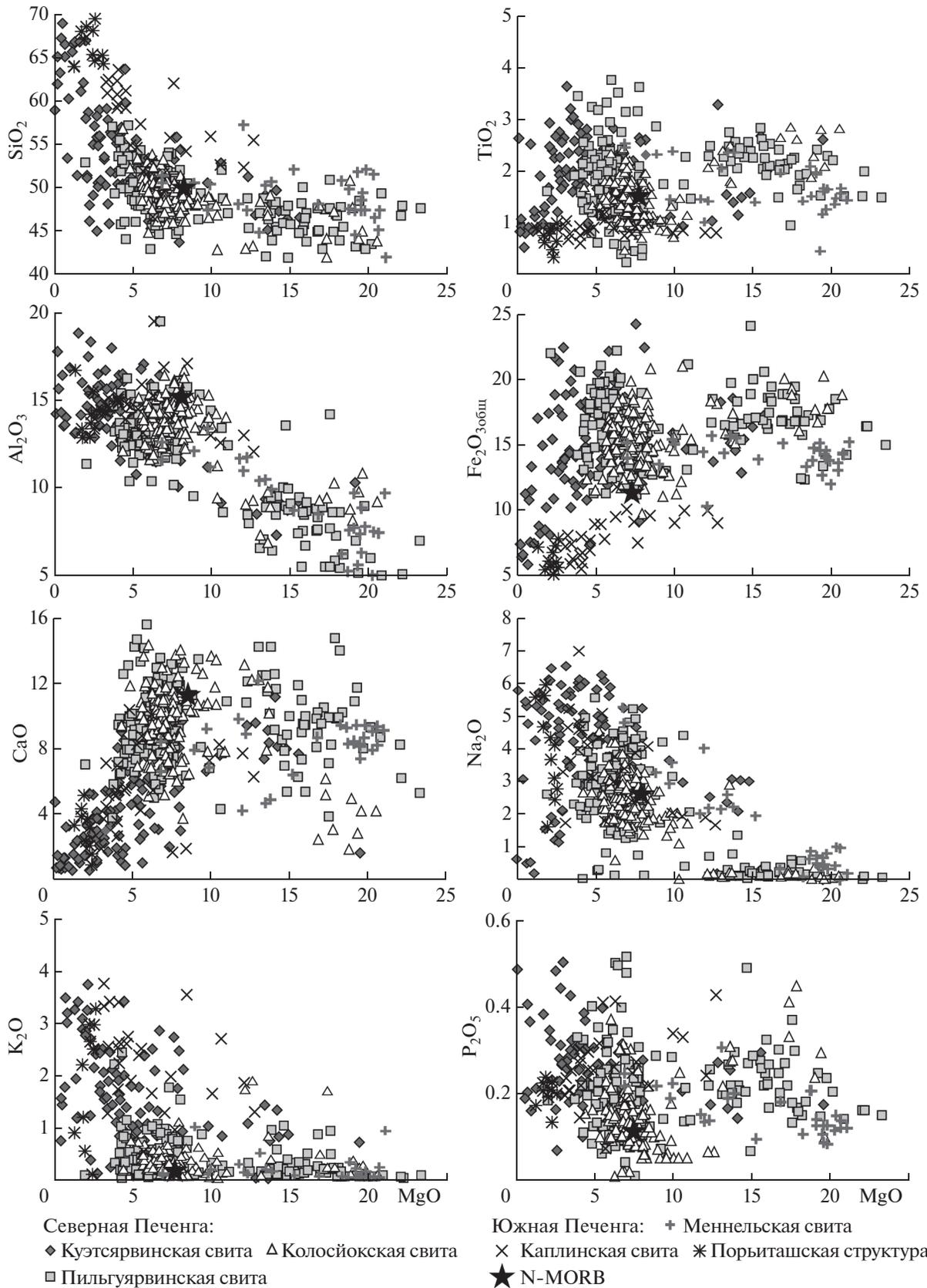
На основе информации о химическом составе пород Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, представленной в публикациях (Предовский и др., 1974; Федотов, 1985; Смолькин, 1992, 1997; Скуфьин, 2014, 2018а), в эволюции магматизма пояса намечается несколько циклов активности, в пределах которых происходила смена магматических проявлений от недифференцированных базальтов до фельзических известково-щелочных и субщелочных дериватов. Вместе с тем имеющиеся геохимические характеристики пород, основанные на единичных анализах, свидетельствуют о закономерной смене геодинамических обстановок, которая проявилась в особенностях геохимии вулканитов, формировавшихся на каждом этапе развития структуры. В настоящем разделе на основе новых аналитических данных охарактеризованы типичные разновидности вулканитов северной и южной частей Печенгской структуры, а также ильмозерской, томингской и панареченской свит Имандра-Варзугской структуры, которые дополнены данными по проявлениям дайкового магматизма.

#### *Вулканиты Печенгской структуры*

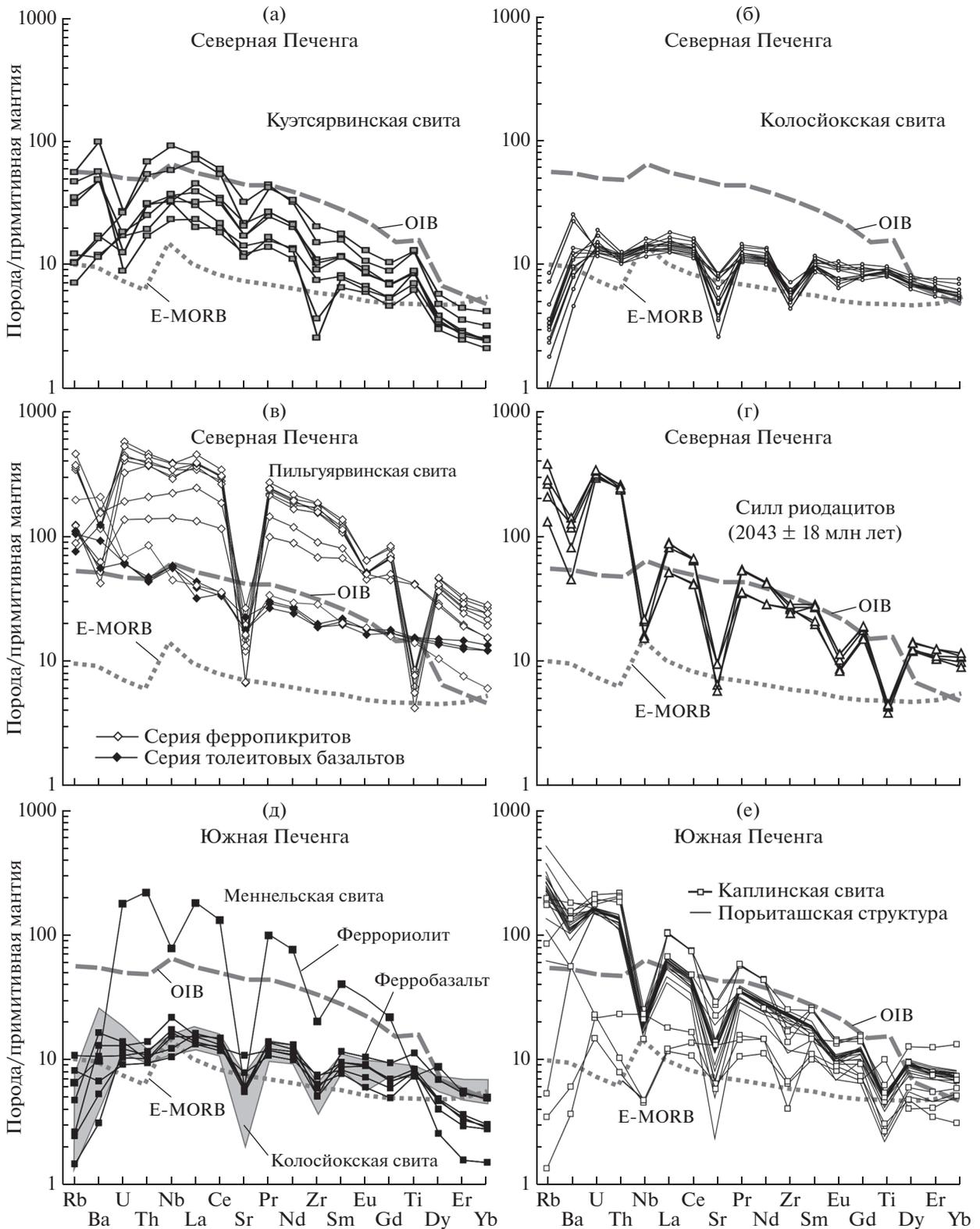
Вулканиты куэтсарвинской свиты. Главной особенностью пород свиты является преобладающий салический характер магматизма, с отчетливо выраженным щелочным трендом (рис. 5). В наиболее дифференцированных разностях сумма

щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) достигает 9.5 мас. %. Субщелочная специфика определяла своеобразие эволюции этих пород, приводившее к появлению на ранних этапах Fe-трахибазальтов (муджиеритов) и Fe-трахиандезитов, а на заключительных этапах – к образованию Fe-трахитов, Fe-трахидацитов и Fe-дацитов. Вулканиты верхней части разреза представлены ферробазальт-трахитовой серией. Среди наиболее примитивных членов серии преобладают ферробазальты – высокотитанистые и высокожелезистые кварц- и гиперстеннормативные породы, содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ в которых может достигать 20 мас. %, а  $\text{TiO}_2$  – до 3.2 мас. % (рис. 5). Для пород свиты характерны повышенные концентрации крупноионных литофильных (LILE) и высокозарядных (HFSE) элементов, близкие к таковым в обогащенных разновидностях океанических базальтов. Нормализованные к примитивной мантии распределения элементов-примесей (рис. 6а) характеризуются наличием отрицательных минимумов U, Sr и Zr. Отношение  $\text{Nb}/\text{Nb}^* = \text{Nb}_\text{N}/[(\text{Th}_\text{N})(\text{La}_\text{N})]^{1/2}$ , характеризующее степень контаминации расплавов коровым компонентом, варьирует в пределах 0.5–1.5. Распределение REE показывает значимое фракционирование редких земель ( $(\text{La}/\text{Sm})_\text{N} = 2.1\text{--}4.9$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_\text{N} = 2.2\text{--}2.9$ ) и отсутствие Eu-аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.91\text{--}1.09$ ). Высокие отношения  $(\text{Gd}/\text{Yb})_\text{N}$  в этой группе пород указывают на то, что их формирование происходило в результате плавления гранатсодержащего источника. Химические составы представительных образцов приведены в табл. 2.

Вулканиты колосйокской свиты. Представлены преимущественно базальтоидами толеитовой серии и существенно отличаются по петрогеохимическим характеристикам от субщелочных вулканитов куэтсарвинской свиты. Слагающие свиту породы принадлежат к умеренно-титанистым (0.9–2.0 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) и железистым толеитам с двупироксеннормативным минеральным составом. На диаграммах MgO–оксид (рис. 5) фигуративные точки составов базальтоидов образуют тренд, свидетельствующий о фракционной дифференциации высокомагнезиального базальтового расплава, с ранней отсадкой оливина и клинопироксена и накоплением в остаточной жидкости плагиоклаза. Для базальтов колосйокской свиты характерны сравнительно низкие концентрации Ni, Co, Cr, не превышающие 70 мкг/г, отсутствие Nb-минимума и отрицательные аномалии Sr ( $\text{Sr}/\text{Sr}^* \sim 0.45$ ) и Zr ( $\text{Zr}/\text{Zr}^* \sim 0.75$ ) на диаграммах, нормированных к примитивной мантии (рис. 6б, табл. 3). Слабовыраженное фракционирование редких земель ( $(\text{La}/\text{Sm})_\text{N} = 1.3\text{--}1.7$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_\text{N} = 1.2\text{--}1.6$ ) и наличие незначительной аномалии Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.1$ ) отличает вулканиты колосйокской свиты от базальтоидов куэтсарвинской



**Рис. 5.** Диаграммы MgO–оксид (мас. %) для раннепротерозойских вулканитов Печенгской структуры на основе оригинальных и опубликованных данных (Предовский и др., 1974; Смолькин, 1992; Skuf'in, Theart, 2005). Значения N-MORB по (Hart et al., 1999).



**Рис. 6.** Нормализованные к примитивной мантии содержания элементов-примесей в вулканитах куэтсарвинской (а), колосйокской (б), пильгуярвинской свит (в), в риодацитах из силла в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (г), в породах меннельской свиты (д), каплинской свиты и Порьиташской структуры (е). Здесь и далее на диаграммах (рис. 6, 8, 13–15) нормализующие факторы и значения E-MORB и OIB по (McDonough, Sun, 1995).

**Таблица 2.** Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из вулканитов куэцзярвинской свиты Печенгской структуры

Скв.	СХ	СХ	СХ	СХ	СХ	СХ	К-74	СХ	СХ	К-53	СГ-3	СГ-3
Гл., м	235.0	257.5	253.6	260.5	244.3	249.3	—	222.8	238.2	—	4757.9	4763.2
Порода	ВА	ВАА	ВАА	ВАА	ВАА	ВАА	MUD	ANBA	ANBA	DACI	RIOD	RIOD
SiO <sub>2</sub>	47.95	52.70	52.06	47.40	51.85	52.55	49.31	53.94	54.22	61.03	70.87	68.09
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.54	1.50	2.22	1.50	2.29	2.56	1.26	1.58	1.29	0.75	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.06	10.52	11.15	13.16	11.68	12.15	14.35	10.89	10.56	9.20	12.79	14.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.39	13.89	14.78	14.61	11.75	11.90	18.33	13.18	12.93	17.11	3.79	3.18
MnO	0.21	0.14	0.15	0.17	0.19	0.14	0.06	0.15	0.16	0.07	0.03	0.04
MgO	13.66	6.39	5.50	5.24	5.49	3.90	2.88	5.24	5.08	1.83	1.92	1.95
CaO	10.80	6.24	6.00	6.05	7.35	6.58	2.57	7.28	6.36	2.49	1.85	3.17
Na <sub>2</sub> O	2.03	4.80	5.42	4.47	5.05	6.40	2.05	5.60	5.65	1.52	2.63	2.35
K <sub>2</sub> O	1.27	0.81	0.25	1.61	0.41	0.37	4.47	0.34	0.87	2.76	2.43	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.23	0.21	0.59	0.21	0.39	0.49	0.22	0.26	0.88	0.18	0.28
CO <sub>2</sub>	1.38	1.11	1.26	1.70	2.02	1.74	0.03	0.79	0.84	0.11	0.40	0.54
S <sub>общ</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07	0.11	0.13
Ппп	2.83	2.09	2.12	3.24	2.68	1.63	2.82	1.25	1.90	2.24	1.92	2.12
Сумма	100.83	100.48	100.42	100.48	100.21	100.05	99.92	100.15	100.41	100.60	99.67	100.18
Li	12.1	9.15	7.32	22.6	11.3	7.31	29.8	2.52	8.06	14.0	31.8	40.2
Sc	27.9	20.3	20.7	12.8	17.3	13.2	22.3	19.3	20.3	20.3	22.2	23.3
V	233	274	304	337	297	270	322	241	247	31.1	47.7	51.0
Cr	1168	552	319	123	142	41	138	402	301	11.1	25.4	24.1
Co	53.6	57.1	45.6	39.5	38.8	27.2	35.6	38.0	41.4	20.7	6.87	6.04
Ni	184	215	102	105	60.1	31.5	105	108	94.9	15.5	17.7	17.9
Cu	80.1	31.0	260	105	50.7	65.0	164	65.1	50.3	173	7.32	9.62
Zn	105	96.7	90.1	122	125	87.6	92.8	75.5	88.1	115	50.0	48.0
Ga	11.4	13.2	15.0	18.1	16.4	13.3	33.7	12.5	14.0	14.8	21.7	24.3
Rb	25.2	18.9	3.8	30.2	5.6	5.6	111	6.6	16.9	86.1	137	149
Sr	226	261	314	589	397	376	103	211	314	36.9	169	168
Y	8.9	10.8	11.1	14.4	10.7	17.0	41.4	10.8	9.9	59.8	41.3	48.6
Zr	35.8	73.4	107	147	101	199	300	25.0	89.4	230	247	271
Nb	14.4	19.9	22.8	57.1	20.5	36.2	27.3	23.1	20.4	16.2	9.58	13.0
Ba	347	292	73.0	605	104	99.1	2929	70.2	297	413	485	834
La	14.5	12.4	24.1	48.1	28.2	43.9	43.1	18.5	20.0	37.1	30.7	48.7
Ce	29.2	32.0	50.5	96.0	55.6	87.3	91.4	35.0	53.7	80.8	65.0	102
Pr	3.40	3.86	6.02	10.8	6.50	10.2	11.5	4.04	6.51	10.4	8.5	12.9
Nd	13.3	16.2	24.1	38.4	25.6	40.1	50.7	15.8	25.4	46.4	33.0	49.6
Sm	2.55	3.17	4.57	6.15	4.52	6.92	12.0	3.05	4.52	11.1	7.86	10.8
Eu	0.87	0.98	1.23	1.56	1.36	1.91	2.98	0.92	1.27	2.56	1.19	1.61
Gd	2.37	2.80	3.66	4.61	3.56	5.38	10.7	2.78	3.59	10.9	7.50	9.38
Tb	0.36	0.44	0.51	0.68	0.52	0.78	1.55	0.40	0.52	1.82	1.25	1.49
Dy	1.92	2.16	2.48	3.07	2.47	3.72	7.72	2.20	2.30	10.1	7.59	8.88
Ho	0.38	0.43	0.47	0.58	0.46	0.74	1.39	0.43	0.44	2.10	1.45	1.78
Er	1.03	1.17	1.22	1.49	1.17	1.86	3.71	1.18	1.11	6.01	4.50	5.09
Tm	0.14	0.14	0.16	0.20	0.17	0.26	0.47	0.15	0.15	0.84	0.67	0.69
Yb	0.88	1.06	1.02	1.34	1.04	1.74	3.02	1.03	1.01	5.70	4.35	4.45
Lu	0.12	0.15	0.14	0.19	0.15	0.25	0.42	0.14	0.15	0.86	0.61	0.69
Hf	1.19	2.00	2.43	2.77	2.45	4.50	6.15	1.53	2.27	5.60	5.94	6.80
Ta	0.92	1.01	1.20	3.88	1.23	2.02	1.46	1.26	1.24	1.07	0.86	1.17
Pb	4.71	4.03	6.37	10.2	10.6	6.74	10.6	4.82	5.69	2.93	17.5	28.0
Th	1.40	1.58	2.52	5.56	2.50	4.41	6.32	2.04	2.55	4.86	18.6	20.7
U	0.18	0.35	0.36	0.55	0.26	0.54	0.91	0.38	0.26	1.67	6.34	6.68

Примечание. Здесь и далее в таблицах: Ппп – потери при прокаливании; ВА – базальт, FeBa – ферробазальт, ВАА – базальт субщелочной, MUD – мудиерит, AN – андезит, ANBA – андезибазальт, DACI – дацит. RIOD – риодацит, FePi – ферропикрит, Pic – пикрит, PicBa – пикробазальт.

**Таблица 3.** Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из вулкани-  
нитов колосийской свиты Печенгской структуры

Скв.	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41	C-41
Гл., м	39.0	40.0	80.6	81.8	120.5	89.0	89.8	133.7	133.1	243.0	243.5	274.7	274.5
Порода	FeBA	FeBA	FeBA	FeBA	FeBA	FeBA <sup>1</sup>	FeBA <sup>2</sup>						
SiO <sub>2</sub>	51.49	47.37	45.98	43.69	46.56	45.32	39.60	47.82	51.89	49.74	50.13	54.87	53.39
TiO <sub>2</sub>	1.45	1.41	1.74	1.65	1.57	1.56	1.64	1.68	1.53	1.62	1.56	1.63	1.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.79	11.46	12.55	12.75	11.02	12.25	12.28	13.08	11.08	12.13	12.82	11.72	11.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.54	12.94	16.92	19.82	15.42	13.81	20.92	15.57	13.00	15.54	15.85	11.93	15.69
MnO	0.20	0.18	0.19	0.22	0.21	0.19	0.23	0.19	0.17	0.18	0.20	0.17	0.17
MgO	5.93	5.43	8.36	9.70	5.90	7.33	9.77	7.00	6.53	4.92	4.75	4.19	4.72
CaO	6.97	10.98	7.96	6.88	10.68	8.90	9.04	6.39	7.62	7.11	6.26	9.10	8.11
Na <sub>2</sub> O	4.04	2.89	1.84	1.86	2.34	3.58	0.84	3.21	3.98	4.18	4.33	2.59	2.39
K <sub>2</sub> O	0.16	0.17	0.10	0.12	0.20	0.18	0.07	0.15	0.16	0.37	0.40	0.19	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.12	0.11	0.15	0.10	0.08	0.16	0.13	0.12	0.12	0.15	0.12
CO <sub>2</sub>	0.74	4.34	0.53	0.16	3.07	3.01	0.79	1.21	1.51	1.77	0.80	1.36	0.15
S <sub>общ</sub>	0.19	0.08	0.04	0.04	0.15	0.06	0.03	0.07	0.10	0.50	0.42	0.15	0.13
Ппп	3.51	3.73	5.13	4.63	3.81	4.72	6.37	4.73	3.34	3.40	3.50	2.55	2.85
Сумма	101.10	101.07	101.46	101.63	101.08	101.01	101.66	101.26	101.04	101.58	101.14	100.60	101.21
Li	5.89	6.56	13.22	16.56	8.49	13.47	16.06	15.09	8.11	7.03	6.99	4.82	5.55
Sc	39.5	35.8	46.7	44.9	39.7	40.4	44.1	46.4	40.3	42.2	41.3	41.3	43.8
V	393	392	435	441	386	403	468	478	351	432	423	427	389
Cr	71.8	63.8	79.7	77.3	69.3	76.3	73.2	84.8	71.9	46.2	46.1	46.1	49.5
Co	47.3	38.9	48.8	50.5	46.9	45.6	44.8	53.8	38.2	52.7	53.1	42.8	46.4
Ni	57.5	51.4	59.9	66.3	54.2	58.8	58.6	70.0	50.7	62.6	61.7	58.5	59.9
Cu	148	149	143	123	153	162	127	189	154	241	179	189	139
Zn	106	95.2	127	140	116	104	137	125	96.7	119	125	89.7	112
Ga	11.8	13.1	16.3	16.9	11.2	14.1	19.3	17.9	11.4	14.5	14.5	12.1	13.2
Rb	1.76	1.83	0.96	1.37	2.61	1.97	0.53	1.60	1.71	4.05	4.79	1.80	1.26
Sr	90.2	122	156	99.2	159	91.8	145	71.0	46.9	66.7	67.0	143	160
Y	25.0	21.6	27.8	27.3	24.3	24.5	29.2	26.6	22.4	24.2	23.9	24.4	25.4
Zr	56.1	44.1	53.6	55.6	54.9	43.7	59.2	58.3	48.7	62.3	62.6	72.5	56.4
Nb	8.35	7.64	9.43	9.12	8.42	8.41	8.88	10.7	8.46	9.56	9.21	9.31	9.58
Ba	71.6	77.9	39.8	51.6	87.2	79.0	28.6	61.4	58.9	147	165	70.5	50.8
La	10.2	8.18	10.8	9.92	8.54	8.24	8.60	9.78	8.89	9.33	9.12	9.43	11.9
Ce	22.7	19.1	26.0	24.1	20.4	19.9	20.8	23.1	21.3	22.5	21.9	22.7	27.6
Pr	3.04	2.65	3.51	3.41	2.81	2.74	2.92	3.15	2.93	3.03	3.05	3.16	3.71
Nd	13.8	12.5	16.7	15.6	13.2	12.9	13.7	14.6	13.4	14.1	13.8	14.1	17.0
Sm	3.85	3.49	4.78	4.50	3.98	3.76	4.10	4.21	3.85	3.99	3.90	4.01	4.55
Eu	1.15	1.16	1.51	1.39	1.06	1.12	1.62	1.49	0.96	1.15	1.16	1.37	1.44
Gd	4.38	4.01	5.38	4.96	4.28	4.27	4.76	4.64	4.28	4.38	4.40	4.37	5.07
Tb	0.75	0.68	0.91	0.87	0.74	0.75	0.81	0.81	0.75	0.77	0.78	0.76	0.83
Dy	4.39	4.15	5.39	5.16	4.58	4.57	5.17	4.87	4.57	4.68	4.54	4.61	4.94
Ho	0.89	0.86	1.13	1.09	0.98	0.97	1.10	1.01	0.91	0.98	0.95	0.95	1.01
Er	2.64	2.37	3.17	3.00	2.77	2.71	3.33	2.80	2.64	2.71	2.61	2.65	2.70
Tm	0.36	0.34	0.43	0.44	0.38	0.38	0.50	0.37	0.40	0.36	0.36	0.37	0.38
Yb	2.33	2.20	2.99	2.68	2.52	2.51	3.30	2.51	2.32	2.54	2.36	2.41	2.51
Lu	0.31	0.28	0.41	0.37	0.36	0.35	0.44	0.36	0.33	0.34	0.36	0.33	0.37
Hf	1.87	1.71	2.16	1.92	1.79	1.80	1.99	2.15	2.01	2.07	2.01	1.93	2.08
Ta	0.64	0.59	0.75	0.64	0.57	0.58	0.63	3.41	0.57	0.99	0.84	0.60	0.73
Pb	1.67	1.19	1.21	1.06	1.00	0.97	0.96	0.98	0.96	0.99	1.31	1.22	1.17
Th	0.87	0.87	1.07	0.98	0.98	0.94	0.98	1.05	0.94	1.02	0.98	1.01	1.03
U	0.25	0.33	0.41	0.31	0.27	0.27	0.30	0.28	0.29	0.28	0.27	0.38	0.31

Примечание. Пиллоу-лава: <sup>1</sup> – центр, <sup>2</sup> – край шара.

свиты. Среди наиболее дифференцированных пород, залегающих в зоне контакта колосйокской свиты с нижележащей куэтсарвинской, присутствует силл риодацитовых порфиров, являющийся возрастным маркером (табл. 2, обр. RIOD) (Митрофанов и др., 2001). Породы имеют нормальную щелочность, пересыщены глиноземом и обогащены железом и магнием. По петрохимическому составу риодациты относятся к гиперстен-нормативным разновидностям. Несмотря на различия в составах, близкие по возрасту метадолериты и риодациты обнаруживают сходство таких геохимических характеристик, как наличие отрицательных аномалий Nb ( $Nb/Nb^* \sim 0.15$ ), Sr ( $Sr/Sr^* \sim 0.15$ ) и Eu ( $Eu/Eu^* \sim 0.45$ ) (рис. 6г).

**Вулканыты пильгуярвинской свиты.** В пильгуярвинской свите среди вулканогенных образований выделяют базальт-толеитовую и ферропикритовую серии, с последней из которых связаны рудоносные интрузии габбро-верлитов (Смолькин, 1992; Hanski, 1992; Melezhik et al., 2012). Высокие вариации петрогенных элементов и присутствие гибридных разновидностей затушевывают петрохимические характеристики пород обеих серий (рис. 5), однако анализ распределения элементов-примесей выявляет их дискриминирующие геохимические различия (табл. 4). Так, на диаграмме распределения микроэлементов (рис. 6в) базальты толеитовой серии по концентрациям большинства элементов сопоставимы с базальтами OIB-типа, отличаясь слабо фракционированными спектрами тяжелых REE.

Основным отличием пород ферропикритовой серии, в составе которой преобладают пикриты и пикробазальты, является высокое содержание  $TiO_2$  (более 2 мас. %) и  $Fe_2O_3_{общ}$  (более 14 мас. %) (рис. 5). Для всех дифференциатов характерны концентрации LILE, HFSE и REE, значительно превышающие таковые в базальтоидах OIB- и E-MORB-типа (рис. 6в); наличие отрицательной аномалии Sr ( $Sr/Sr^* \sim 0.16$ ), а также отрицательных аномалий Ba и Ti в наиболее эволюционированных феррориолитах. Спектры REE этих пород сильно фракционированы как в легкой ( $(La/Sm)_N \sim 3.2$ ), так и в тяжелой ( $(Gd/Yb)_N \sim 3.0$ ) частях, а также имеют небольшие отрицательные Eu-аномалии ( $Eu/Eu^* \sim 0.8$ ), достигающие в феррориолитах значений 0.6.

**Вулканыты южной части Печенгской структуры.** Обнаруживают существенные различия по составу в разных вулканических центрах. Меннельскую свиту образуют вулканыты пикрит-пикробазальт-базальт-андезитовой серии, наиболее примитивные члены которой приближаются по составу к базальтам E-MORB-типа (рис. 6д, табл. 5). На фоне широких вариаций содержаний петрогенных элементов наиболее магнезиальные разности этой свиты характеризуются умеренными концентра-

циями  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3_{общ}$  (рис. 5), что отличает их от аналогов из пильгуярвинской свиты. Вместе с тем для меннельской свиты характерны отрицательные аномалии Sr и Zr и отсутствие Nb-аномалии, что сближает их с вулканытами колосйокской свиты. Следует отметить, что ферробазальтам меннельской свиты свойственны более фракционированные спектры тяжелых редких земель ( $(Gd/Yb)_N = 0.9-3.2$ ), а также отсутствие аномалии Eu ( $Eu/Eu^* = 0.90-1.09$ ).

Вулканыты каплинской свиты представлены базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциацией, в которой доминируют кислые и средние разновидности с высокими содержаниями щелочей, низкой титанистостью и железистостью. Геохимические параметры пород свиты проявляют широкие вариации, причем большинство разновидностей обнаруживает отчетливую отрицательную аномалию Nb ( $Nb/Nb^* \sim 0.35$ ).

Среди вулканытов зоны Порьяташского разлома преобладают салические субщелочные андезибазальты, андезиты и дациты. Эти породы, имеющие геохимическое сходство с наиболее поздними дериватами каплинской серии (Скуфьин, 2018а), резко обогащены LILE, HFSE и REE, что сближает их с феррориолитами пильгуярвинской свиты.

#### *Вулканыты Имандра-Варзугской структуры*

**Вулканыты умбинской свиты.** Образуют пикробазальт-трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовую серию, в которой преобладают существенно более мафитовые варианты (табл. 6). Пикриты относятся к маложелезистым ( $Fe_2O_3_{общ} < 15$  мас. %) умеренно-титанистым ( $TiO_2 < 1.4$  мас. %) разновидностям. Базальтоиды в составе свиты соответствуют субщелочным базальтам ( $Na_2O + K_2O \sim 5$  мас. %,  $Na_2O > K_2O$ ) (рис. 7). Для Fe-трахиандезитов, содержащих в среднем 55–56 мас. %  $SiO_2$ , характерны повышенные содержания  $Fe_2O_3_{общ}$  и щелочей (12.68 и 7.9 мас. % соответственно). Единичные данные по содержаниям элементов-примесей (Минц и др., 1996) позволяют отнести их к базальтоидам OIB-типа, которые отличаются низкими концентрациями Ni (30–40 мгк/г), Cu (20–60 мгк/г) и Cr (100–150 мгк/г).

**Толеитовые лавы ильмозерской свиты** представлены более эволюционированной по сравнению с аналогами из колосйокской свиты андезибазальт-андезит-дацитовой серией, характеризующейся отсутствием мафических членов ряда, более высокими содержаниями щелочей (в первую очередь  $K_2O$ ), а также пониженными титанистостью и содержанием железа (рис. 7, табл. 6). Распределение элементов-примесей в опробованных образцах базальтов ильмозерской свиты

**Таблица 4.** Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из вулканитов пильгуярвинской свиты Печенгской структуры

Скв.	C-91/ IV-1	C-91/ IV-2	C-91/ IV-3	C-91/ IV	C-87	C-89	C-87	C-89	C-89	C-89	C-89	C-89
Гл., м	—	—	—	400	19	212	23	202	205	207	209	216
Порода	FeBa <sup>1</sup>	FeBa1	FeBa1	FePi <sup>1</sup>	FeBa <sup>2</sup>	FeBa <sup>2</sup>	FeRi <sup>2</sup>					
SiO <sub>2</sub>	48.59	49.50	50.25	45.82	49.36	46.44	74.95	72.26	77.09	71.15	76.58	72.54
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.00	1.01	0.85	2.60	2.69	0.41	0.54	0.38	0.56	0.28	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.76	13.62	14.08	4.98	11.79	11.70	10.31	10.39	8.38	10.84	9.46	10.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.63	11.19	11.91	17.48	11.83	15.05	5.26	7.24	5.85	7.29	4.77	6.16
MnO	0.17	0.15	0.17	0.19	0.15	0.18	0.05	0.10	0.06	0.10	0.07	0.10
MgO	7.19	7.16	7.60	15.86	5.77	5.85	1.06	0.69	1.44	0.73	0.80	0.89
CaO	11.31	11.62	8.88	3.37	7.20	10.65	0.59	0.83	0.41	0.94	0.73	1.50
Na <sub>2</sub> O	1.80	2.06	2.91	0.57	1.96	2.98	4.46	3.23	1.78	4.29	1.77	3.23
K <sub>2</sub> O	0.88	0.57	0.58	0.80	0.97	0.91	1.11	3.27	3.39	2.60	4.25	3.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.14	0.10	0.16	0.43	0.32	0.05	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04
CO <sub>2</sub>	1.99	0.85	0.19	1.96	3.20	0.01	0.17	0.02	0.16	0.06	0.06	0.13
S <sub>общ</sub>	0.00	0.00	0.03	0.21	0.02	0.03	0.33	0.24	0.03	0.28	0.05	0.02
Ппп	3.49	3.12	2.82	7.60	4.20	3.56	1.50	1.36	1.17	1.51	1.13	1.24
Сумма	100.85	100.98	100.53	99.85	99.48	100.37	100.25	100.21	100.18	100.42	100.00	100.33
Li	12.9	11.0	9.05	8.05	18.0	8.45	8.83	3.27	4.73	3.76	3.45	3.16
Sc	37.8	39.0	39.0	11.6	17.6	37.1	6.39	7.57	8.12	7.59	7.13	9.38
V	271	282	271	145	226	416	5.38	22.1	30.9	19.8	7.34	29.3
Cr	128	132	135	264	185	226	31.3	65.7	89.6	60.8	69.6	69.3
Co	43.5	45.2	46.5	103	43.5	49.8	3.40	7.48	8.37	6.39	3.62	6.61
Ni	96.8	97.8	103	735	176	124	22.3	37.7	56.3	33.6	22.5	27.8
Cu	119	133	128	379	57.6	190	16.5	24.4	35.2	31.9	21.4	27.3
Zn	77.9	73.9	78.9	112	137	126	81.6	203	152	216	150	176
Ga	12.6	13.7	14.4	9.05	21.4	26.8	29.3	31.0	15.5	26.9	23.4	27.8
Rb	21.0	21.8	15.1	39.3	17.8	22.0	24.6	68.1	74.6	71.2	91.2	75.0
Sr	120	152	120	111	181	108	45.2	81.1	70.3	100	89.8	132.8
Y	17.1	17.8	18.4	11.3	30.4	28.6	44.4	49.4	31.7	55.2	43.9	46.1
Zr	68.3	68.2	72.3	104	325	245	619	664	581	675	557	602
Nb	12.8	13.5	13.2	10.3	50.9	32.5	78.7	89.5	67.9	88.7	69.9	78.7
Ba	208	126	279	471	349	141	117	267	363	268	358	261
La	8.90	9.94	7.34	9.20	56.0	30.4	78.8	86.3	19.1	103.6	83.3	88.4
Ce	19.8	21.1	20.8	21.4	110.2	68.6	166.0	181.7	63.4	204.9	157.0	177.2
Pr	2.42	2.61	2.72	3.02	13.0	9.0	19.9	22.3	9.6	24.5	19.3	21.3
Nd	10.7	11.6	12.0	12.9	52.8	39.1	78.4	88.4	41.9	95.5	73.7	83.5
Sm	2.82	2.97	3.16	2.89	11.52	9.65	15.9	18.5	11.8	19.6	15.6	17.0
Eu	0.88	0.98	0.98	1.00	2.45	2.72	2.79	3.49	1.60	3.48	2.76	2.78
Gd	3.21	3.20	3.41	3.04	9.47	8.52	13.0	15.3	10.0	15.9	12.7	13.6
Tb	0.54	0.53	0.59	0.47	1.35	1.31	2.03	2.41	1.68	2.45	1.98	2.09
Dy	3.22	3.40	3.59	2.50	6.87	6.56	9.46	10.9	7.78	11.1	9.17	9.69
Ho	0.67	0.73	0.73	0.44	1.18	1.20	1.66	1.92	1.37	2.06	1.63	1.71
Er	1.94	2.04	2.25	1.17	3.05	2.96	4.20	4.85	3.26	5.07	4.06	4.49
Tm	0.26	0.28	0.30	0.16	0.36	0.41	0.54	0.65	0.44	0.70	0.54	0.58
Yb	1.88	1.88	2.06	0.94	2.36	2.38	3.74	4.12	2.68	4.33	3.32	3.74
Lu	0.27	0.30	0.32	0.13	0.33	0.32	0.46	0.51	0.36	0.53	0.44	0.49
Hf	1.84	1.84	2.07	2.78	7.43	6.27	13.1	15.0	12.9	14.4	12.2	13.2
Ta	0.68	0.73	0.96	0.68	2.70	1.84	3.92	4.74	3.55	4.40	3.41	3.95
Pb	1.58	1.79	1.15	3.28	6.21	2.61	19.3	18.4	16.5	12.5	14.8	17.0
Th	1.31	1.36	1.42	2.56	6.30	4.18	11.7	13.9	11.5	13.3	11.2	12.2
U	0.47	0.46	0.46	0.50	1.45	1.04	3.39	4.38	2.92	4.02	3.05	3.23

Примечание. <sup>1</sup> – верхи разреза, <sup>2</sup> – низы разреза.

**Таблица 5.** Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из вулканитов южной части Печенгской структуры

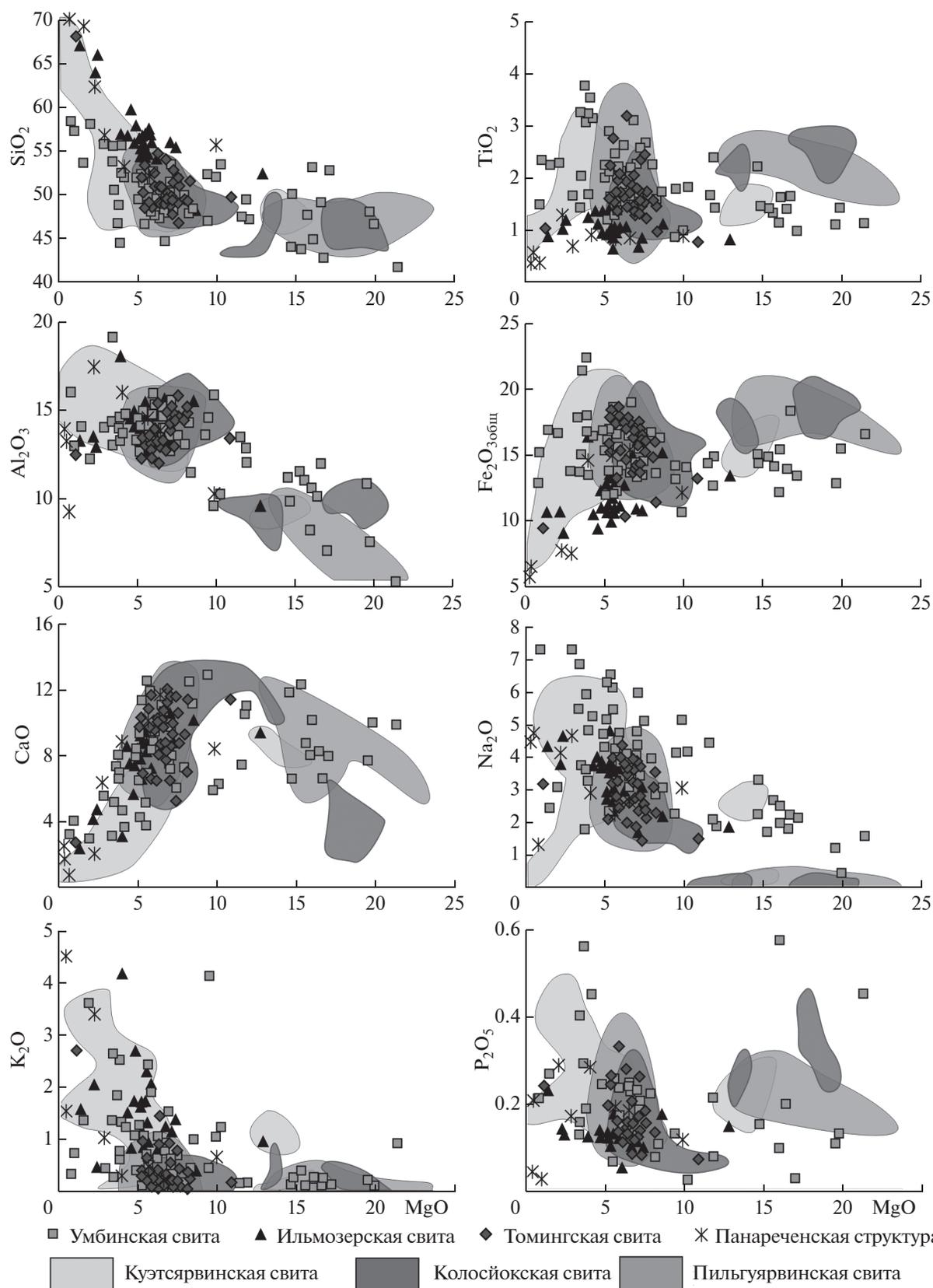
Свита	MEN	MEN	MEN	MEN	КАР	КАР	КАР	КАР	КАР	POR	POR	POR
Порода	Pic	PicBa	BA	Pic	ANBA	AN	ANBA	AN	AN	DACI	AN	AN
SiO <sub>2</sub>	44.51	47.52	46.49	45.67	54.66	56.30	56.39	56.54	57.58	63.08	61.38	60.69
TiO <sub>2</sub>	1.85	2.23	2.13	1.09	0.57	1.81	0.86	0.93	1.02	0.91	0.94	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.29	9.89	11.15	6.98	15.25	13.41	13.80	14.77	15.52	14.34	14.65	14.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.69	14.84	12.43	13.41	7.53	14.87	6.71	9.32	8.06	7.46	8.10	7.69
MnO	0.19	0.15	0.19	0.19	0.09	0.16	0.09	0.09	0.08	0.07	0.09	0.07
MgO	18.02	12.75	8.21	18.40	5.39	4.44	6.79	4.89	4.04	2.50	2.78	2.36
CaO	7.89	4.33	7.24	7.68	6.18	0.46	6.36	3.69	3.60	3.44	3.61	4.44
Na <sub>2</sub> O	0.49	2.45	3.01	0.65	4.97	2.84	4.14	4.07	4.24	2.31	2.76	2.53
K <sub>2</sub> O	0.03	0.17	0.92	0.05	2.19	0.09	2.28	3.24	3.40	3.28	2.69	3.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.18	0.20	0.10	0.32	0.24	0.32	0.32	0.35	0.19	0.17	0.18
CO <sub>2</sub>	1.07	1.21	5.24	0.47	0.50	0.01	0.23	0.54	0.86	0.09	0.05	0.02
S <sub>общ</sub>	0.08	0.05	0.01	0.17	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.08
ППП	5.44	4.34	3.39	6.13	2.49	6.17	2.22	1.86	1.79	2.60	3.00	2.99
Сумма	100.67	100.11	100.61	100.99	100.20	100.81	100.21	100.27	100.55	100.31	100.25	100.08
Li	15.7	25.5	4.44	7.36	14.3	35.4	12.0	23.8	19.7	26.2	26.7	19.1
Sc	24.6	24.9	22.9	18.7	37.5	45.9	19.0	21.8	22.8	23.4	27.2	29.4
V	220	189	213	49.9	222	296	112	125	131	146	163	183
Cr	1156	1168	662	1611	1033	15.3	189	191	198	75.9	86.4	103
Co	68.8	70.2	47.6	66.8	60.6	32.0	20.1	29.3	29.3	21.0	19.8	22.3
Ni	600	681	407	634	349	15.5	81.1	97.4	101	35.2	33.2	40.7
Cu	36.8	38.4	14.1	15.0	40.1	48.3	12.4	51.8	51.3	31.7	28.8	51.9
Zn	94.3	92.0	64.8	63.8	78.2	124	64.0	103	115	83.9	93.0	93.9
Ga	11.6	12.3	4.99	5.56	9.07	18.3	14.7	19.2	19.0	20.8	22.9	25.3
Rb	5.77	2.54	0.79	0.39	0.75	1.96	48.0	105	112	139	111	126
Sr	196	108	106	53.6	112	123	267	528	558	215	221	271
Y	12.6	11.2	12.7	7.38	13.2	14.8	30.8	32.4	31.5	33.1	34.5	34.2
Zr	49.6	72.5	70.5	49.6	68.1	65.5	177	143	261	207	224	233
Nb	10.7	9.43	7.55	3.47	15.1	2.93	16.5	14.4	9.54	11.8	12.3	14.0
Ba	64.5	99.7	18.8	13.1	23.3	38.7	967	1000	1160	759	574	731
La	8.50	9.43	10.0	1.92	11.7	7.59	66.5	68.2	67.1	37.9	39.0	41.3
Ce	19.8	21.1	23.2	8.01	28.2	18.3	128	128	125	71.3	73.7	78.4
Pr	2.87	2.89	3.29	0.66	4.02	2.73	14.8	14.6	14.9	8.93	9.04	9.67
Nd	13.0	12.7	14.4	3.36	18.5	14.1	55.7	54.6	54.7	34.8	35.9	36.3
Sm	3.38	3.21	3.66	1.11	4.53	4.10	10.6	10.1	10.2	7.25	7.55	7.45
Eu	1.29	1.05	1.33	0.34	1.35	1.25	2.15	2.22	2.07	1.60	1.52	1.59
Gd	3.44	3.05	3.43	1.26	3.98	3.65	8.49	8.05	8.26	6.28	6.33	6.18
Tb	0.56	0.51	0.58	0.26	0.68	0.54	1.34	1.31	1.31	1.03	1.05	1.04
Dy	3.00	2.58	3.05	1.46	3.22	2.72	6.44	6.33	6.39	6.01	6.16	6.05
Ho	0.57	0.48	0.57	0.32	0.60	0.57	1.27	1.25	1.24	1.25	1.25	1.21
Er	1.43	1.24	1.38	0.92	1.53	1.81	3.46	3.32	3.27	3.55	3.62	3.52
Tm	0.19	0.18	0.20	0.13	0.20	0.30	0.50	0.47	0.45	0.47	0.49	0.49
Yb	1.17	1.16	1.22	1.00	1.35	2.25	3.23	2.96	2.99	3.20	3.36	3.18
Lu	0.17	0.13	0.16	0.14	0.16	0.35	0.40	0.36	0.38	0.47	0.51	0.50
Hf	1.40	2.09	2.16	1.48	2.03	1.83	4.71	3.38	6.01	5.53	5.80	5.80
Ta	0.98	0.77	0.71	0.30	1.29	0.30	1.26	1.04	0.82	0.93	0.94	0.99
Pb	4.03	1.67	1.50	1.14	2.44	3.63	9.28	17.8	18.8	19.1	12.9	12.4
Th	0.94	0.81	0.88	1.50	1.98	0.68	18.8	17.8	17.3	11.6	11.5	11.6
U	0.22	0.28	0.25	0.38	0.46	0.32	4.53	4.03	3.78	3.46	3.35	3.22

Примечание. MEN – мендельская свита Брагинского вулканцентра, КАР – каплинская свита (район оз. Пороярви), POR – вулканиты зоны Порыташского разлома.

**Таблица 6.** Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из вулканигов Имандра-Варзугской структуры

Район	PANA	PANA	PANA	PANA	PANA	ILM	ILM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM
Скв.	ПН-1	ПН-1А	ПН-4	С-07/14	SP-07\01А	С-07/30	С-07/32	STP-07	VLC-7	VLC-8	VLC-9	VLC-10
Порода	MON	MON	TAN	BA	PRD	BA	BA	BA	BA	BA	BA	BA
SiO <sub>2</sub>	64.53	65.62	57.64	50.63	38.48	54.60	53.94	47.19	50.80	51.30	51.04	54.95
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.65	0.54	0.89	0.10	0.83	0.81	1.49	2.49	2.94	2.84	2.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.80	16.27	19.08	13.53	2.04	13.25	13.47	13.25	18.87	18.29	18.58	17.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.05	3.01	5.12	15.06	9.32	10.56	11.04	14.94	9.64	8.83	8.62	9.24
MnO	0.08	0.07	0.07	0.24	0.15	0.15	0.16	0.25	0.10	0.10	0.11	0.08
MgO	1.90	1.17	2.44	5.76	30.72	6.16	6.22	6.56	4.35	3.31	3.10	3.83
CaO	2.53	1.32	5.63	8.38	2.89	8.08	6.79	9.08	2.59	3.30	3.74	2.30
Na <sub>2</sub> O	4.18	4.35	3.99	2.03	0.04	1.94	2.22	1.75	5.93	4.68	5.40	3.39
K <sub>2</sub> O	3.81	5.20	0.98	1.31	0.01	1.89	1.43	1.37	0.64	1.72	1.27	1.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.13	0.09	0.09	0.01	0.10	0.10	0.10	0.73	0.66	0.56	0.68
CO <sub>2</sub>	1.27	0.42	1.73	—	—	—	—	—	0.72	1.65	1.69	0.94
S <sub>общ.</sub>	0.04	0.05	0.13	0.17	0.12	0.03	0.05	0.03	—	—	—	—
ППП	1.71	1.35	3.21	3.07	15.32	2.08	3.41	3.55	3.68	3.92	3.45	3.31
Сумма	99.86	99.61	100.65	101.16	99.20	99.67	99.64	99.56	100.54	100.70	100.40	100.37
Li	17.7	16.1	15.8	12.9	0.32	7.71	14.7	6.78	5.57	5.49	5.42	6.30
Sc	8.40	5.30	25.1	48.1	10.7	28.9	27.1	51.7	4.18	5.57	5.15	4.09
V	69.1	54.3	171.7	391	34.2	205	203	437	24.9	52.1	43.0	40.6
Cr	54.8	34.0	37.2	86.6	4302	327	262	72.7	4.74	8.50	3.26	5.53
Co	11.3	6.3	15.4	51.2	121	39.9	39.6	47.4	16.3	16.3	14.3	15.2
Ni	36.9	25.7	18.7	65.6	2010	110.9	104.7	74.2	2.73	4.71	4.24	3.43
Cu	33.0	11.6	43.2	115.2	20.4	115.1	93.1	132.3	10.7	14.9	10.2	9.6
Zn	132	82.5	67.7	122	60.0	80.9	83.3	137.0	155	184	204	151
Ga	18.2	22.0	15.6	14.4	2.48	17.2	17.4	19.5	27.1	27.0	26.9	24.6
Rb	138	92.7	18.9	39.7	0.96	46.7	55.5	10.9	13.0	37.9	28.9	28.6
Sr	314	294	244	133	73.7	293	245	355	137	155	152	119
Y	17.8	16.7	11.5	26.6	1.81	17.0	16.2	24.3	29.4	25.7	27.4	24.8
Zr	271	297	41.2	33.9	4.17	95.6	95.4	61.7	346	297	362	326
Nb	17.7	17.5	3.52	1.85	0.69	6.29	5.86	8.28	98.6	93.1	130	89.5
Ba	782	1107	180	291	11.8	508	323	640	297	591	491	593
La	46.2	45.4	9.76	2.92	0.37	20.4	15.2	9.51	87.1	76.6	85.5	60.4
Ce	85.5	62.6	18.9	8.93	0.67	40.5	39.6	18.5	175	160	174	136
Pr	9.83	9.93	2.55	1.29	0.09	4.93	4.73	2.93	20.6	18.5	20.4	14.9
Nd	34.8	33.5	10.7	6.49	0.33	19.0	18.3	13.2	75.1	71.6	74.3	55.6
Sm	5.67	5.50	2.45	2.05	0.12	4.09	3.80	4.13	13.8	12.6	13.5	10.1
Eu	1.14	1.24	0.70	0.79	0.07	1.04	1.01	1.33	3.50	3.69	3.92	3.14
Gd	4.45	4.24	2.24	2.89	0.19	3.63	3.48	4.53	10.4	9.48	10.2	8.09
Tb	0.69	0.68	0.37	0.60	0.04	0.58	0.55	0.78	1.31	1.24	1.38	1.17
Dy	3.65	3.61	2.09	4.08	0.32	3.26	3.02	4.97	6.55	6.08	6.64	5.86
Ho	0.74	0.73	0.45	0.96	0.08	0.63	0.59	1.03	1.18	1.08	1.17	1.09
Er	2.20	2.08	1.26	3.03	0.23	1.80	1.69	2.95	2.87	2.64	2.83	2.36
Tm	0.33	0.30	0.20	0.45	0.04	0.25	0.23	0.40	0.41	0.35	0.39	0.35
Yb	2.21	1.97	1.20	3.22	0.20	1.59	1.46	2.58	2.36	2.13	2.30	2.00
Lu	0.32	0.32	0.16	0.46	0.03	0.21	0.22	0.36	0.32	0.27	0.30	0.26
Hf	6.87	7.87	1.16	1.06	0.13	2.40	2.39	1.79	8.13	7.32	8.11	7.32
Ta	1.09	1.19	0.32	0.21	0.12	0.51	0.48	0.62	7.72	7.47	7.51	6.44
Pb	36.6	40.0	5.98	4.88	0.66	4.07	4.02	4.91	6.69	5.68	4.70	4.49
Th	22.2	26.1	2.87	0.38	0.10	3.69	3.37	0.81	10.2	9.12	9.80	6.80
U	3.47	2.52	1.38	0.21	0.03	0.87	0.79	0.20	1.96	1.69	1.61	1.35

Примечание. MON – монзонит, TAN – трахиандезит, PRD – перидотит, PANA – Панареченская структура, TOM – томингская свита, ILM – ильмозерская свита, остальные обозначения см. табл. 5.

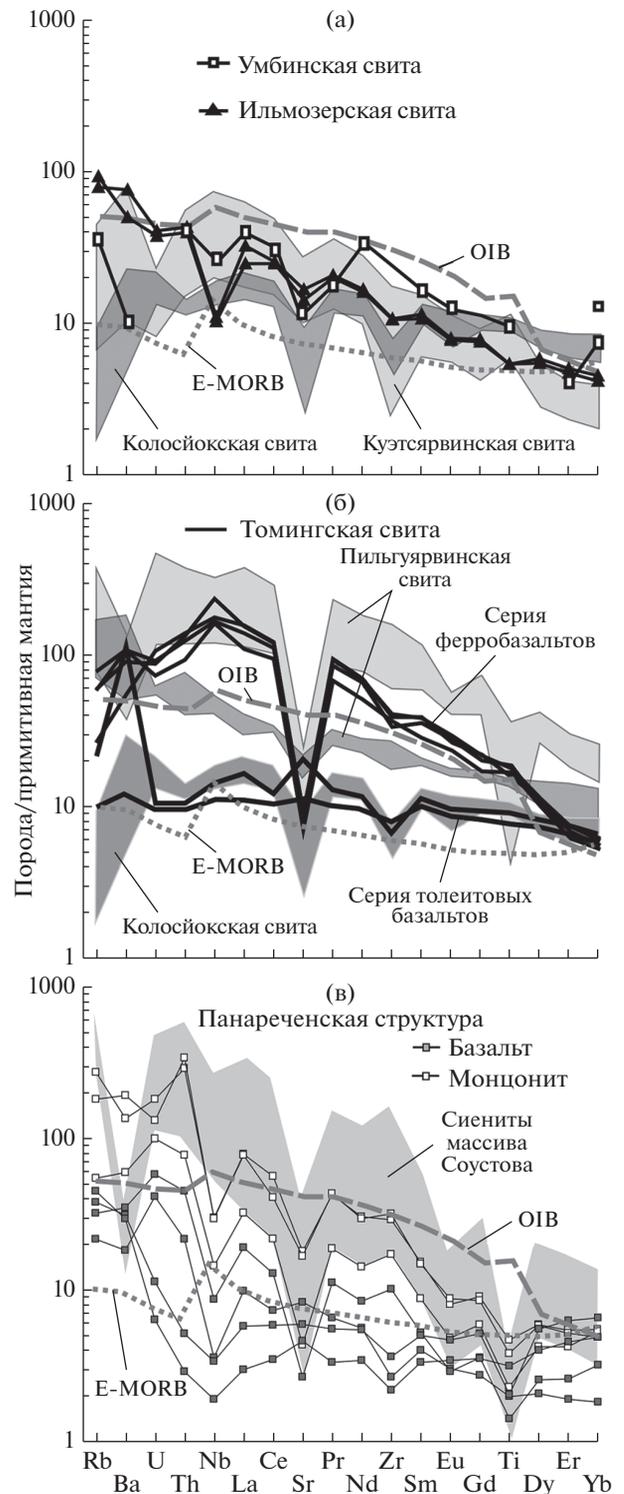


**Рис. 7.** Диаграммы MgO—оксид (мас. %) для раннепротерозойских вулканитов Имандра-Варзугской структуры на основе оригинальных и опубликованных данных (Предовский и др., 1974; Загородный и др., 1982; Федотов, 1985; Смолькин, 1992). Полями показаны составы пород куэтыярвинской, колосйокской и пильгуйярвинской свит Печенгской структуры.

также отличает эти породы от печенгских толеитов. В частности, базальты ильмозерской свиты характеризуются не только более высокими концентрациями LILE и HFSE, более фракционированными спектрами REE ( $(La/Yb)_N = 7.1-8.7$ ), но и наличием, наряду со Sr- и Zr-минимумами, отрицательной Nb-аномалии ( $Nb/Nb^* \sim 0.30$ ).

**Вулканиды томингской свиты.** Не обнаруживаются значимых отличий в распределении петрогенных компонентов от аналогов пильгуярвинской свиты Печенгской структуры, однако среди пород томингской свиты разновидности с содержаниями  $MgO > 9$  мас. % имеют крайне ограниченное распространение (рис. 7). Данные по распределению элементов-примесей позволяют выделить среди базальтоидов свиты две группы. Умеренно обогащенные микроэлементами базальты, приближающиеся по составу к базальтам колосийской свиты (рис. 8), характеризуются незначительной отрицательной аномалией Zr, а также низким коэффициентом разделения как легких, так и тяжелых REE ( $(La/Yb)_N = 0.62-0.89$ ). Вторую группу, по большинству геохимических параметров отвечающую ферропикритам Печенгской структуры, отличает резкое обогащение LILE, HFSE и REE, отрицательная аномалия Sr ( $Sr/Sr^* \sim 0.16$ ), а также отрицательные аномалии Ba и Ti в феррориолитах, более фракционированные спектры в области легких ( $(La/Sm)_N = 3.7-4.6$ ) и тяжелых ( $(Gd/Yb)_N = 3.3-3.6$ ) REE и отсутствие европейской аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.90-1.06$ ).

**Вулканиды Панареченской кальдеры.** Входят в состав вулканоплутонической ассоциации и относятся к субщелочной монцонит-трахиандезитовой серии, для которой характерно преобладание силикатных производных с повышенными содержаниями некогерентных элементов, сходными с таковыми базальтов OIB-типа (рис. 8в). Отмечается закономерное увеличение содержания большинства микроэлементов от базальтов к трахиандезитам, риодацитам и монцонитам. Наиболее щелочные члены ряда приближаются по геохимическим характеристикам к породам массива Соустова (Veа et al., 2001), также расположенного в пределах томингской свиты, к западу от Панареченской структуры (рис. 4). В базальтах, имеющих ограниченное распространение, отмечаются отрицательные аномалии Ti и Nb ( $Nb/Nb^* = 0.1-0.8$ ) (рис. 8), а также закономерная смена положительной Sr- и отрицательной Zr-аномалий на обратные в пределах ряда базальт—трахиандезит—монцонит.



**Рис. 8.** Нормализованные к примитивной мантии содержания элементов-примесей в вулканидах умбинской и ильмозерской (а), томингской (б) свит и Панареченской структуры Имандра-Варзугской зоны (в). Полями показаны составы пород куэцярвинской, колосийской и пильгуярвинской свит Печенгской структуры, а также сиенитов массива Соустова по данным (Veа et al., 2001). Данные по умбинской свите из работы (Мицц и др., 1996).

**Таблица 7.** Результаты U–Pb изотопных исследований бадделеита из ферродолерита (проба Са-539-5)

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика бадделеита	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>206</sup> Pb/ <sup>238</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
1	50–60, 1 зерно, коричневый, пластинчатый	2.87	0.01	3543	0.1214 ± 1	0.0191 ± 1	5.9349 ± 237	0.3545 ± 10	0.67	1966 ± 8	1956 ± 6	1977 ± 5
2	30–40, 10 зерен, темно-коричневый, псевдопризматический	2.57	0.09	333	0.1215 ± 2	0.0333 ± 1	5.9571 ± 196	0.3555 ± 10	0.78	1970 ± 6	1961 ± 6	1979 ± 4
3	30–40, 8 зерен, коричневый, пластинчатый	2.81	0.01	4080	0.1217 ± 1	0.0310 ± 1	6.0529 ± 121	0.3607 ± 7	0.92	1984 ± 4	1986 ± 4	1981 ± 1

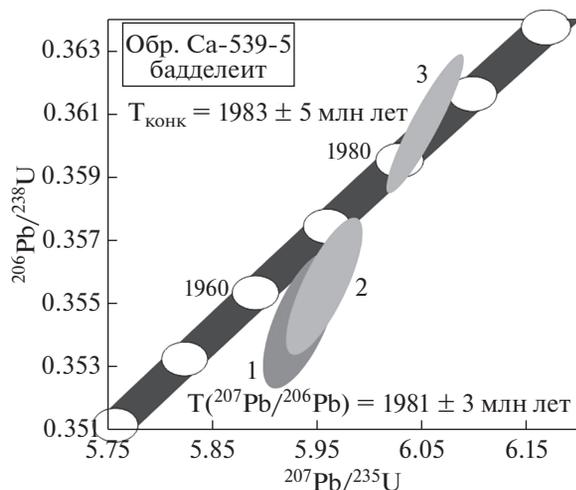
Примечание. \* – навеска бадделеита не определялась; Pb<sub>c</sub> – обычный свинец; Pb<sub>t</sub> – общий свинец; <sup>a</sup> – измеренные изотопные отношения; <sup>b</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Pb/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

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Характеристика базитовых даек и силлов с возрастом 2.06–1.86 млрд лет обсуждается на основе как новых оригинальных геохронологических и геохимических данных, так и опубликованных результатов исследований.

### U–Pb геохронология и Sm–Nd изотопная геохимия

**Дайка габбро-норита.** Выделенный бадделеит (обр. Са-539-5) представлен пластинчатыми и псевдопризматическими, прозрачными, редко полупрозрачными кристаллами коричневого и

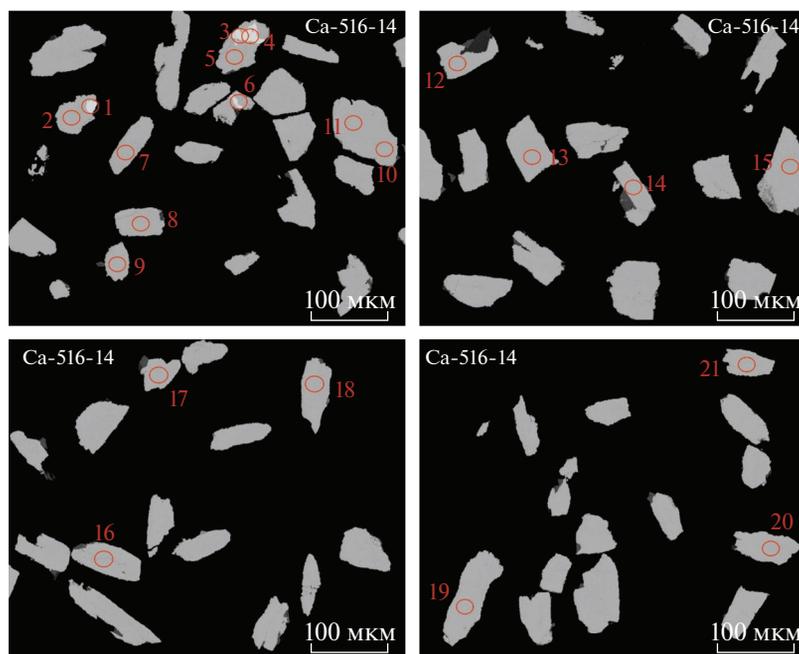


**Рис. 9.** Диаграмма с конкордией для бадделеита из дайки габбро-норита, проба Са-539-5. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 7.

темно-коричневого цвета с однородным внутренним строением и гладкой поверхностью граней. U–Pb изотопные исследования выполнены для одного зерна размером 50–60 мкм и двух микронавесок (8–10 наиболее прозрачных кристаллов) бадделеита размером 30–40 мкм (табл. 7). Изученный бадделеит характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (<1%) или конкордантен (табл. 7, № 3). Точки изотопного состава аппроксимируются дискордией (рис. 9), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1981 ± 4 млн лет (СКВО = 0.02), а нижнее пересечение отвечает возрасту 390 ± 460 млн лет. Значение конкордантного возраста восьми темно-коричневых кристаллов составляет 1983 ± 5 млн лет (СКВО = 0.47, вероятность = 0.49) и совпадает с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии, и со средним значением возраста, рассчитанным по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb для проанализированного бадделеита (1981 ± 3 млн лет, СКВО = 0.64). Полученное значение возраста 1981 ± 3 млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации расплавов, родоначальных для габбро-норитов.

**Дайка ферропикрита.** Выделенные зерна циркона имеют необычную пластинчатую морфологию, кристаллографическая огранка отсутствует. Проведенные исследования в обратно-рассеянных электронах (BSE) (рис. 10) и катодолюминесценции (рис. 11а) показали, что нетипичная пластинчатая морфология циркона образована в результате псевдоморфного замещения первично-магматического бадделеита, реликты которого диагностированы при микронзондовом изучении зерен.

U–Pb изотопное исследование зерен пластинчатого циркона показало разную степень дискордантности, которая аппроксимируется одной ли-



**Рис. 10.** Фотографии цирконов из метаморфизованного ферропикрита (обр. Ca-516-14) в обратно отраженных электронах (BSE). Точки на фото показывают места локальных U–Pb изотопных анализов.

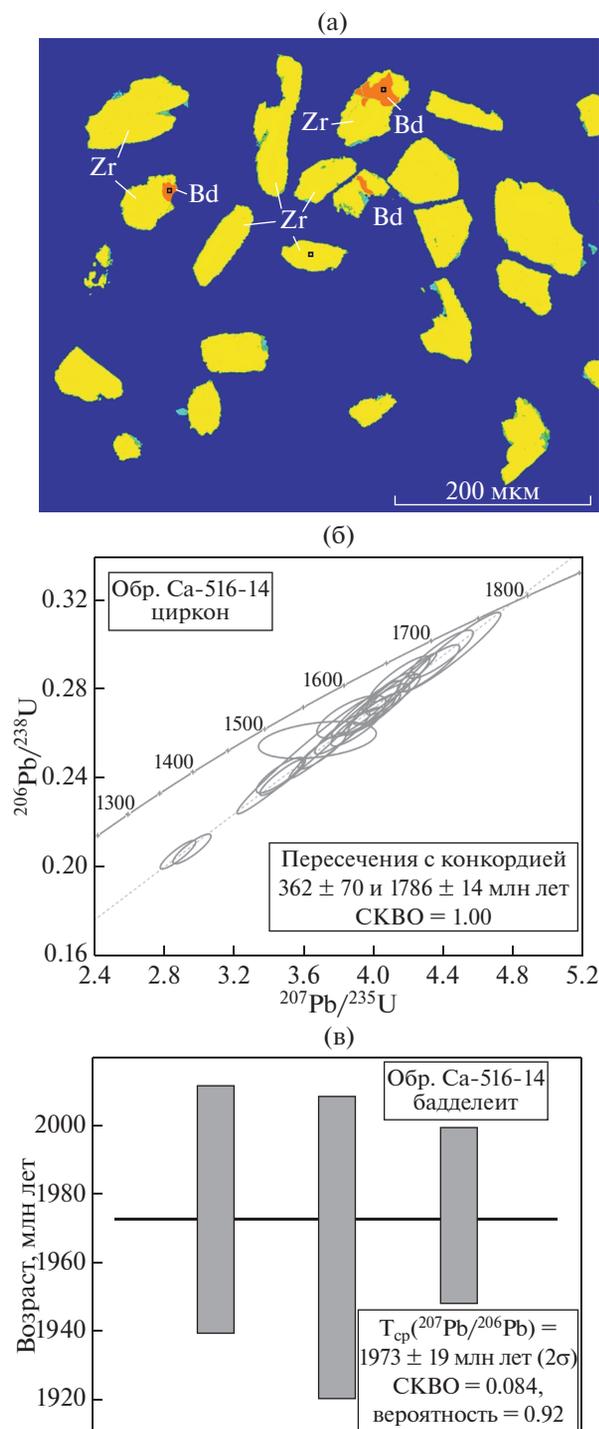
нией, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $1786 \pm 14$  млн лет, а нижнее пересечение соответствует возрасту  $362 \pm 70$  млн лет (рис. 11б). Оценка возраста бадделейта, сохранившегося в виде реликтов в цирконе, выполнена по величине изотопного отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и составляет около 1970 млн лет (рис. 11в). Таким образом, возраст циркона из ферропикрита ( $1786 \pm 14$  млн лет) интерпретируется как время метаморфического преобразования породы, а нарушение изотопной системы в цирконе около 360 млн лет, отражает, по-видимому, влияние девонского магматического события, масштабно проявленного на Кольском полуострове. Оценка 1970 млн лет, определенная по реликтовому бадделейту, вследствие недостаточного количества материала может лишь приблизительно отражать время кристаллизации ферропикрита.

Sm–Nd изотопная геохимия субвулканических пород. Изотопные характеристики Nd базитов из даек Мурманского террейна (табл. 8) и сопоставляемых с ними вулканитов в составе Печенгской и Имандра-Варзугской структур, по данным (Hanski, 1992; Hanski et al., 2014; Смолькин, 1992; Скуфьин, Баянова, 2006; Галимзянова и др., 2006), демонстрируют существенный разброс значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (от +3.9 до –7.1, что, очевидно, обусловлено различной долей участия древнекорového вещества в их составе. Максимальные отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , зафиксированные в породах куэцярвинской свиты,

отражают вклад континентальных осадков при внедрении базитовых расплавов в субаэральных условиях. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  для метадолеритов из района Киркенеса, имеющих возраст 2.06 млрд лет, составляют +1.7, что указывает на близкий изотопный состав всей серии базитовых расплавов куэцярвинской свиты и более поздних вулканитов толейтовой серии, присутствующих в составе колосйокской и пильгуярвинской свит. Отметим, что положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , скорректированные для возраста 1983 млн лет, установлены и в габбро-норите из дайки в районе Мурманска, а также в дайках Нясюкского роя северного обрамления Печенгской структуры (Smolkin et al., 2015).

#### *Геохимия даек и силлов*

Метадолериты даек в районе Киркенеса характеризуются невысокими содержаниями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ.,  $\text{TiO}_2$  и умеренной щелочностью, соответствующими средним составам базальтоидов описанных выше вулканогенно-осадочных свит (рис. 12, табл. 9). В породах установлены сравнительно низкие концентрации Ni, Cr, V и Cu, что сближает их с вулканитами колосйокской свиты. Вместе с тем следует отметить отсутствие в метадолеритах Zr-минимума, а также наличие отрицательной аномалии Nb ( $\text{Nb}/\text{Nb}^* \sim 0.6$ ) (рис. 13а), которая отличает их от вулканитов колосйокской и куэцярвинской свит. По характеру распределе-



**Рис. 11.** (а) Контрастное катодолюминесцентное изображение цирконов из метаморфизованного ферропикрита (обр. Са-516-14); (б) диаграмма с конкордией для цирконов; (в) оценка средневзвешенного  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста бадделеита из метаморфизованного ферропикрита (обр. Са-516-14). На рис. 11а: Zr – циркон, Bd – баддеleit. Черные квадраты показывают места микрозондового анализа.

ния элементов-примесей  $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.6\text{--}2.2, (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.2\text{--}1.7)$  метадолериты отвечают базальтам E-MORB-типа.

Для габбро-норитов, слагающих крупные дайки, характерна дифференциация *in situ*, на петрохимическом уровне проявляющаяся в образовании мафических кумулатов в подошве и сопровождающаяся накоплением некогерентных элементов в верхней части тела в шпировидных обособлениях (рис. 13в, табл. 9). Отсутствие значимых аномалий в распределении большинства элементов-примесей (за исключением Sr), а также характер распределения REE  $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 2.2\text{--}2.4, (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.3\text{--}1.4)$  и отсутствие Eu-аномалии  $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.94\text{--}1.06)$  позволяют отнести габбро-нориты к обогащенным разновидностям базальтов типа E-MORB.

Ферропикриты из даек Мурманского и Кольско-Норвежского террейнов имеют высокие содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ}}$  и  $\text{TiO}_2$ , достигающие соответственно 21 и 4.5 мас. %, что позволяет рассматривать их в качестве субвулканических аналогов пород пильгуйрвинской свиты Печенгской структуры. Вместе с тем сравнительный анализ наиболее магнезиальных членов ферропикритовой серии обнаруживает значимое обогащение ферропикритов даек щелочами в сочетании с относительно пониженным содержанием в этих породах CaO. Для всех ферропикритов характерны высокие концентрации Ni, Co, Cr, причем положительная корреляция Ni и Cr с MgO свидетельствует об оливиновом и титаномагнетитовом контроле при их кристаллизации. Значительные и незакономерные колебания содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) в наибольшей степени проявлены в породах закалочных зон всех выделенных разновидностей даек, что связано, по-видимому, с наложенными метаморфическими преобразованиями. Наблюдаемые в отдельных телах максимумы концентраций U и Th в ферропикритах и габбро-норитах района Урагубы (рис. 13в) обусловлены, по-видимому, наложенной U–Th минерализацией, установленной в пегматоидах и связанных с ними метасоматитах (Каулина и др., 2017).

Сходство ферропикритов из даек разных районов определяет отрицательная аномалия Sr  $(\text{Sr}/\text{Sr}^* \sim 0.4)$  в сочетании с Ti-максимумом и незначительным Zr-минимумом  $(\text{Zr}/\text{Zr}^* \sim 0.8)$ , в наибольшей степени проявленным в дифференцированных телах Нясюкского роя (рис. 13б). Наличие четко выраженной отрицательной аномалии стронция является, по-видимому, первичной геохимической чертой ферропикритов и габбро-норитов, характеризующей особенности исходных базитовых расплавов. Отметим, что величина Sr-аномалии  $(\text{Sr}/\text{Sr}^*)$  положительно коррелируется с валовым содержанием в породах CaO.

**Таблица 8.** Sm–Nd и Rb–Sr изотопные данные для пород дайковых образований Кольско-Мурманского блока

Образец	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка (2σ)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
Габбро-норит, район Мурманска, T = 1983 ± 5 млн лет							
Ca-539-1	м/з долерит, краевая часть дайки	2.15	9.54	0.13655	0.511895	0.000004	0.72
Ca-539-5	Шлир габбро-пегматита, центр дайки	4.29	18.7	0.13835	0.511991	0.000007	2.10
Образец	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ошибка (2σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$
Габбро-норит, район Мурманска, T = 1983 ± 5 млн лет							
Ca-539-1	м/з долерит, краевая часть дайки	17.7	221	0.2316	0.708615	0.000010	0.701739
Ca-539-5	Шлир габбро-пегматита, центр дайки	12.9	189	0.1982	0.708571	0.000011	0.702688

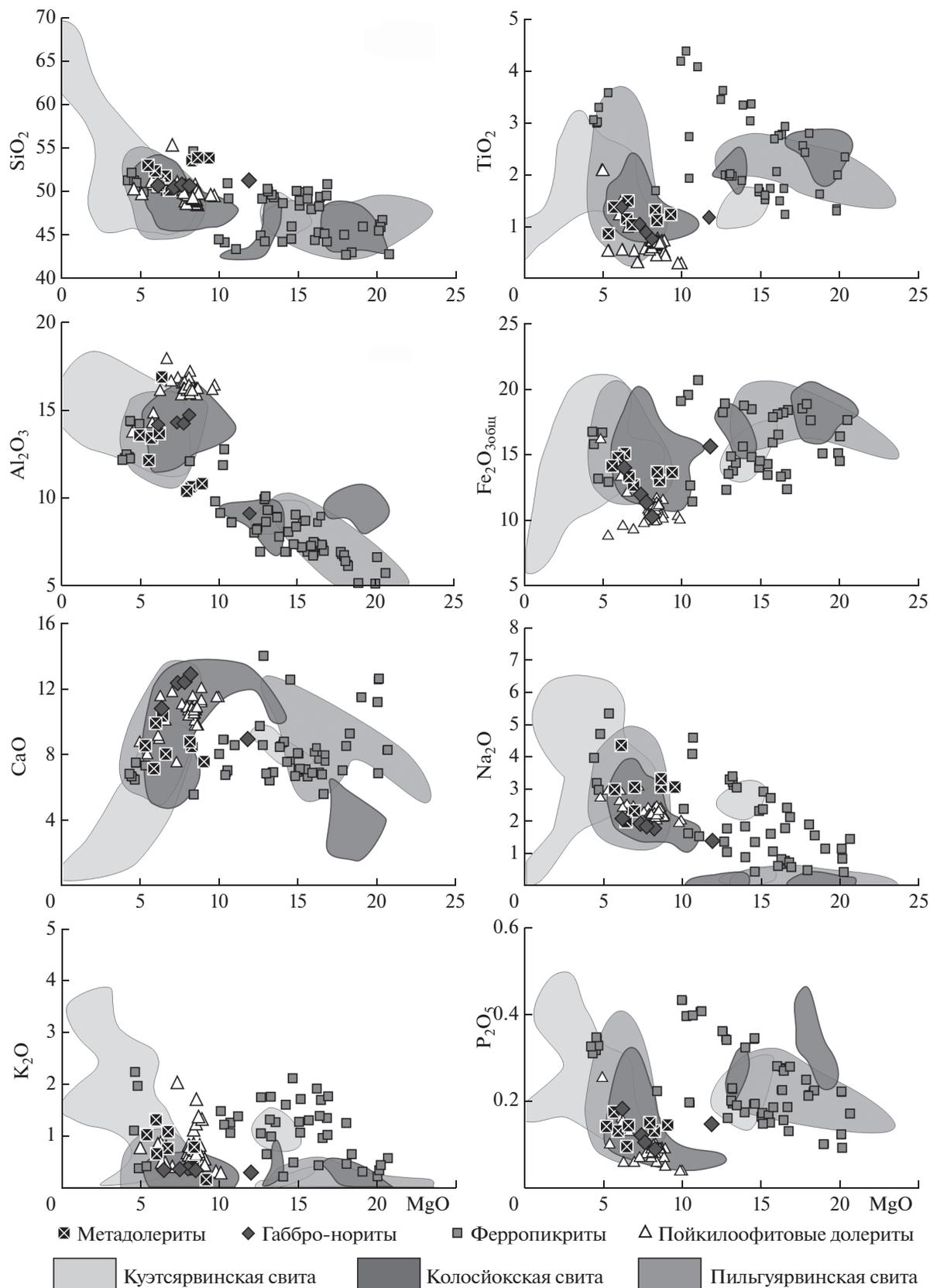
Пойкилоофитовые долериты, которые по возрасту могли бы рассматриваться в качестве аналогов описанных выше пород южной части Печенгской структуры и Панареченской кальдеры, отличаются повышенными содержаниями глинозема в сочетании с низкими концентрациями Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> (рис. 12). Несмотря на относительно большую мощность силлов пойкилоофитовых долеритов, для этих пород характерна слабая дифференциация, проявляющаяся в незначительных вариациях содержания большинства петрогенных элементов. Если по содержаниям петрогенных компонентов пойкилоофитовые долериты приближаются к породам каплинской свиты Печенгской структуры, то геохимические характеристики позволяют выделить их в отдельную группу, резко отличную от большинства описанных выше вулканитов. Главными чертами этих пород являются наличие отрицательной Nb-аномалии (Nb/Nb\* = 0.22–0.46) (рис. 10г), пониженные относительно других дайковых пород концентрации редкоземельных элементов, сравнительно высокие отношения (La/Sm)<sub>N</sub> = 2.0–3.2 при низких значениях (Gd/Yb)<sub>N</sub> = 1.1–1.6, а также отсутствие Eu-аномалии (Eu/Eu\* = 0.89–0.97). Следует также отметить однородность геохимического состава пойкилоофитовых долеритов: концентрации не только REE и HFSE, но и LILE варьируют весьма незначительно, что свидетельствует о минимальном воздействии на эти породы наложенных метаморфических процессов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Корреляция вулканических серий Печенгской, Имандра-Варзугской структур и дайковых комплексов*

Проведенные в последние годы комплексные исследования раннепротерозойских осадочных и вулканогенных пород северной части Печенгской структуры (Melezhik et al., 2012, Hanski et al., 2014) позволяют коррелировать эти образования с вулканогенно-осадочными комплексами Имандра-Варзугской структуры и проявлениями дайкового магматизма в обрамлении этих структур. Пространственная удаленность Печенгского и Имандра-Варзугского фрагментов единого Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, сложная тектоническая обстановка зоны сочленения вулканогенно-осадочных толщ, а также ограниченность геохронологических данных приводят к неопределенности в геологической позиции выделенных свит, осложняют корреляцию образований южной и северной частей Печенгской структуры и, в большей степени, корреляцию пород последней с породами Имандра-Варзугской структуры. На основе полученных геохронологических и прецизионных геохимических данных нами выполнен сравнительный анализ вулканогенных образований Печенгской и Имандра-Варзугской структур.

Как показано (Hanski et al., 2014), важнейший рубеж, определяющий смену субконтинентальных обстановок на субокеанические, зафиксирован в изменении типа вулканогенно-осадочных



**Рис. 12.** Диаграммы MgO—оксид (мас. %) для раннепротерозойских даек Кольско-Мурманского региона. Полями показаны составы пород куэтсарвинской, колосйокской и пильгуйарвинской свит Печенгской структуры.

**Таблица 9.** Содержания петрогенных (мас. %) и малых (мкг/г) элементов в представительных образцах из даек габбро-норитов (GbN), ферродолеритов (FeDlr) и ферропикритов (FePic)

Порода	FePic	FePic	FePic	FePic	FePic	GbN	FeDlr	FeDlr <sup>1</sup>
Район	Liin	Nyas	Ura	Sneg	Olen	Murm	Olen	Olen
Обр.	516-1	596-1	598-1	536-1	613-3	539-3	626-1	626-2
SiO <sub>2</sub>	43.82	44.87	44.75	43.30	41.49	50.11	49.85	49.10
TiO <sub>2</sub>	2.68	1.30	1.90	2.22	2.33	1.00	2.27	2.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.04	4.97	6.39	7.39	6.39	14.00	12.95	12.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	17.66	14.70	15.76	16.66	18.07	11.73	16.18	17.78
MnO	0.21	0.20	0.21	0.19	0.22	0.19	0.21	0.22
MgO	16.12	19.83	19.40	16.36	17.50	7.47	5.15	4.44
CaO	7.81	10.98	6.58	8.19	8.26	12.20	9.23	8.73
Na <sub>2</sub> O	0.62	1.07	0.41	1.04	1.74	1.92	2.70	2.78
K <sub>2</sub> O	0.94	0.33	0.41	1.07	0.47	0.41	0.78	0.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.12	0.21	0.23	0.21	0.13	0.21	0.24
S <sub>общ</sub>	0.08	0.22	0.09	0.05	0.16	0.09	0.08	0.10
Ппп	2.21	0.73	3.32	2.74	2.57	0.49	0.10	0.00
Сумма	99.46	99.32	99.43	99.44	99.41	99.74	99.71	99.71
Li	17.3	6.50	17.5	20.4	5.50	8.37	6.52	6.80
Sc	29.6	42.3	22.9	22.8	29.1	37.8	36.5	33.9
V	299	248	221	256	247	251	376	361
Cr	966	1663	1236	1002	1143	305	94.8	54.9
Co	98.8	104	90.2	82.9	97.9	43.0	48.5	48.2
Ni	888	784	911	812	824	93.7	81.6	65.3
Cu	136	684	122	139	194	106	285	327
Zn	181	88.1	133	113	119	78.1	141	155
Ga	13.5	9.21	11.9	11.0	13.2	12.0	19.6	21.2
Rb	28.8	8.87	11.7	41.0	12.8	13.8	22.6	26.6
Sr	68.5	149	77.8	123	287	139	201	208
Y	18.6	11.7	14.0	13.3	13.9	16.2	30.4	33.7
Zr	109	56.9	108	126	114	65.2	142	178
Nb	21.3	8.31	19.8	16.5	18.8	11.6	13.1	15.2
Mo	1.01	1.22	0.61	0.67	1.04	0.81	1.18	1.61
Cs	1.01	0.22	2.77	2.70	0.38	0.40	0.59	0.65
Ba	178	90.1	76.6	202	157	134	203	236
La	19.1	8.80	16.5	15.4	16.2	11.2	17.8	21.6
Ce	40.4	21.0	37.4	33.5	40.0	21.9	42.0	49.5
Pr	5.93	3.05	5.16	4.85	5.09	3.07	5.54	6.48
Nd	28.3	13.1	21.1	22.0	22.5	13.7	23.9	27.9
Sm	6.44	3.49	4.89	4.34	5.37	3.12	6.00	7.10
Eu	2.23	1.06	1.49	1.59	1.85	1.00	1.86	2.05
Gd	6.31	3.43	4.67	4.86	5.14	3.38	6.46	7.33
Tb	0.86	0.53	0.66	0.66	0.70	0.61	1.00	1.14
Dy	4.89	2.68	3.37	3.57	3.85	3.48	6.20	7.03
Ho	0.78	0.54	0.62	0.63	0.63	0.72	1.23	1.41
Er	1.93	1.27	1.48	1.63	1.65	2.22	3.51	3.95
Tm	0.26	0.17	0.19	0.20	0.22	0.32	0.52	0.58
Yb	1.53	1.03	1.20	1.24	1.28	2.03	3.24	3.66
Lu	0.19	0.15	0.17	0.16	0.17	0.30	0.47	0.52
Hf	3.05	1.78	2.87	3.24	3.23	1.88	3.79	4.24
Ta	2.37	0.79	1.30	1.10	1.20	0.69	0.81	0.92
Pb	2.51	3.11	1.71	1.93	2.04	2.97	4.20	4.89
Th	1.71	0.83	2.32	1.53	1.81	1.64	3.09	3.70
U	0.54	0.19	0.63	0.45	0.42	0.42	0.67	0.86

Примечание. Районы размещения даек: Liin – пос. Лиинахамари, Nyas – Нясюкка, Ura – Ура-Губа, Sneg – г. Снежногорск, Olen – г. Оленегорск, Murm – г. Мурманск. <sup>1</sup> шлик в дайке ферродолерита.

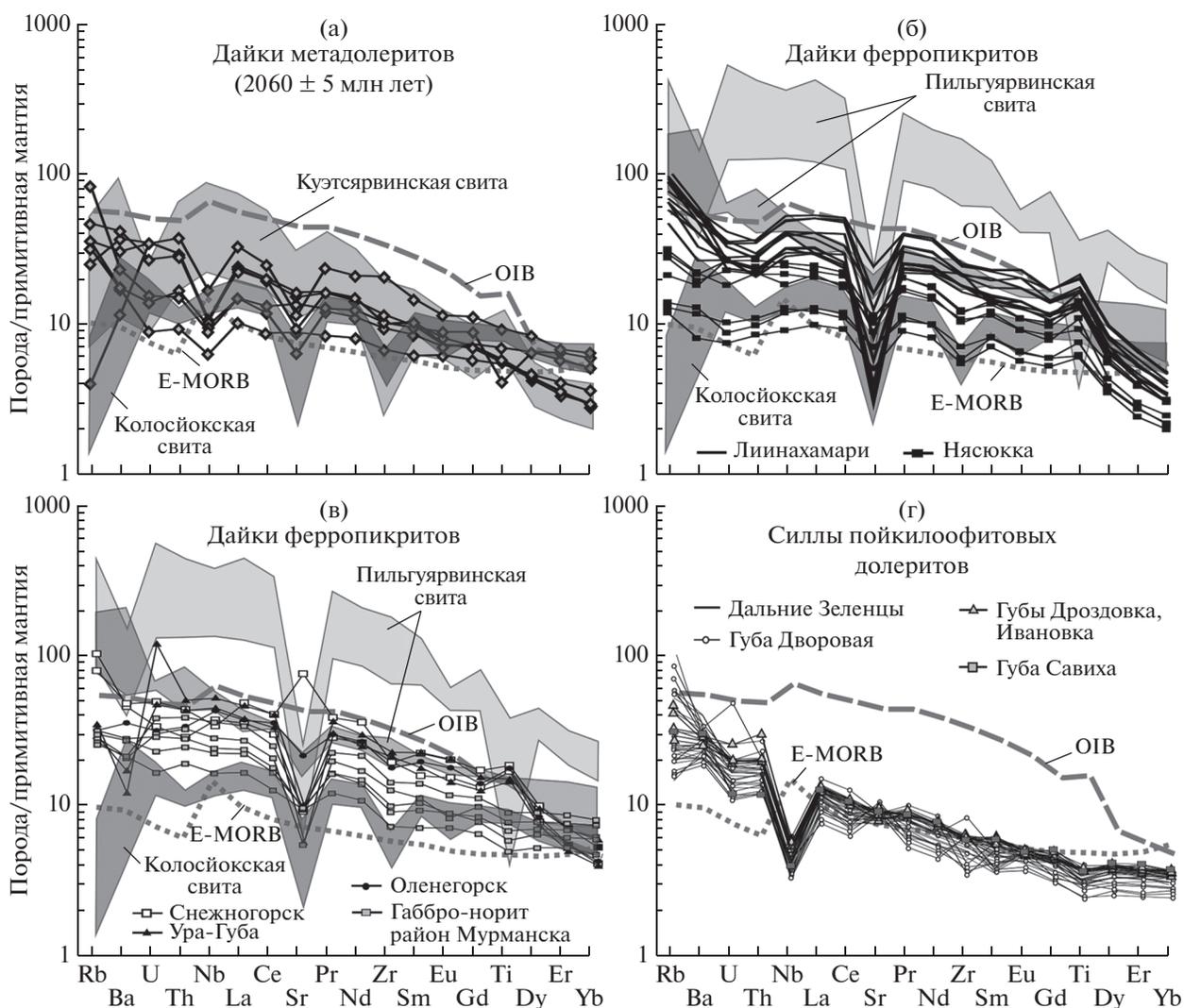


Рис. 13. Нормализованные к примитивной мантии содержания элементов-примесей в дайках Кольско-Мурманского региона. Полями показаны составы пород куэтсарвинской, колосийской и пильгуярвинской свит Печенгской структуры.

образований при переходе от куэтсарвинской к колосийской свите. Полученный В.А. Мележиком с соавторами (Melezhik et al., 2007) U–Pb возраст циркона из вулканокластических конгломератов верхней части разреза куэтсарвинской свиты ( $2058 \pm 2$  млн лет) интерпретирован как нижняя возрастная граница колосийской осадочно-вулканогенной свиты. Эти данные согласуются с результатами U–Pb датирования циркона из силла риодацита на контакте пород куэтсарвинской и колосийской свит ( $2043 \pm 18$  млн лет; Митрофанов и др., 2001), U–Pb определениями возраста бадделеита из даек метадолеритов района Киркенеса ( $2060 \pm 5$  млн лет) и возрастом аналогичных образований смежных регионов (Melezhik et al., 2012).

Можно предположить, что субаэральные условия осадконакопления и геохимические особен-

ности магматизма, зафиксированные в породах куэтсарвинской свиты Печенгской структуры, прослеживаются и в Имандра-Варзугской структуре, умбинская свита в которой рассматривается в качестве возрастного аналога куэтсарвинской свиты (рис. 2). В отличие от этого, базальты как умбинской, так и вышележащей ильмозерской свиты более обогащены некогерентными элементами, имеют отчетливый Nb-минимум (рис. 8а), а также повышенные коэффициенты разделения легких REE ( $(La/Sm)_N = 2.5-3.1$ ), что сближает эти вулканы с более древними образованиями, представленными в полисарской свите.

В качестве субвулканических аналогов толеит-базальтовой серии колосийской свиты, возраст которой приблизительно оценивается в  $2018 \pm 54$  млн лет (табл. 1), могут быть рассмотрены дайки метадолеритов района Киркенеса, также характеризую-

щиеся слабым фракционированием REE и положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Вместе с тем следует отметить наличие в метадолеритах отрицательной аномалии Nb ( $Nb/Nb^* \sim 0.6$ ), которая может быть результатом разной степени контаминации их коровым материалом.

Вулканыты, формирующие вышележащую часть разреза Имандра-Варзугской структуры, представлены ферробазальтами и ферропикритами томингской свиты, которые рассматриваются в качестве аналога пильгуярвинских вулканытов (Смолькин, 1997). Вместе с тем сравнительный анализ состава вулканытов показывает, что породы толейтовой серии томингской свиты, характеризующиеся слабым фракционированием как легких, так и тяжелых REE, в большей степени отвечают базальтам более древней колосйокской свиты. Следует также отметить геохимическое сходство пород колосйокской свиты с базальтоидами меннельской свиты южной зоны Печенгской структуры, что является указанием на формирование вулканытных образований этих свит из близкого по составу исходного расплава в результате единого магматического цикла.

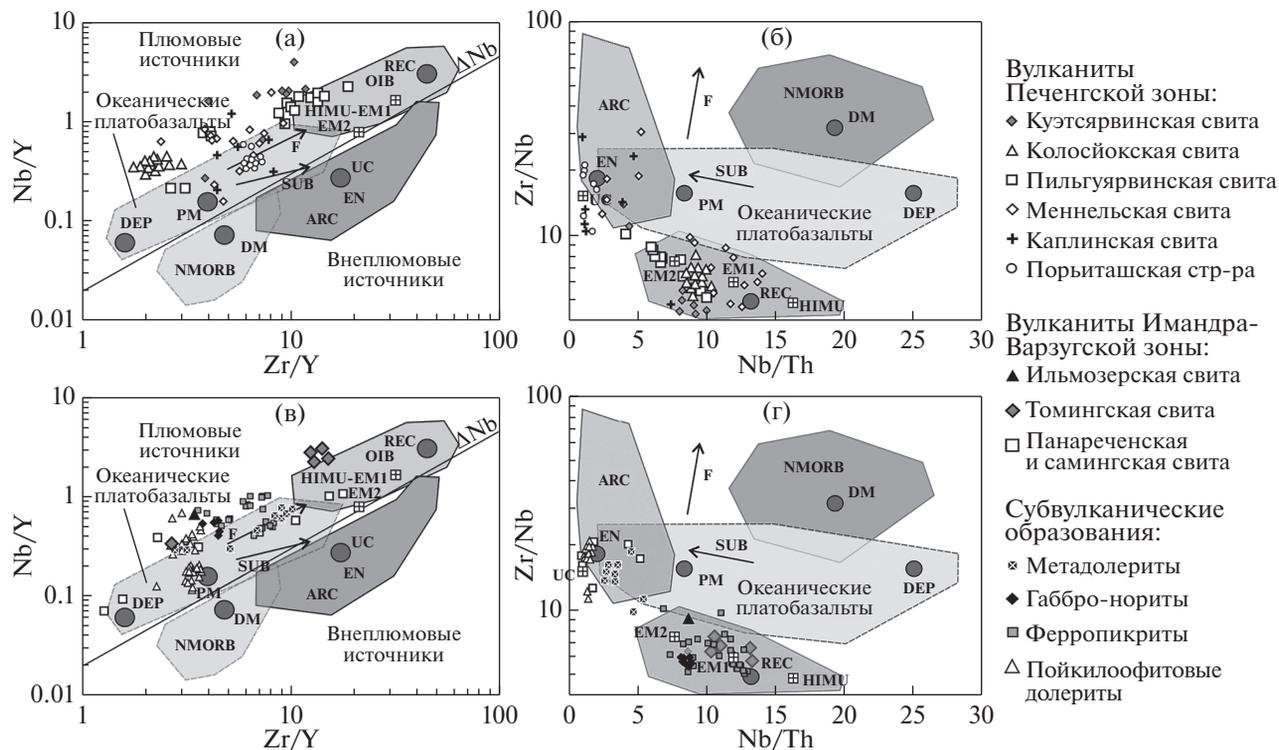
Проявления дайкового магматизма, синхронного с появлением расплавов E-MORB-типа за пределами Печенгской структуры представлены, как и в пильгуярвинской свите, двумя сериями. Габбро-нориты района Мурманска по геохимическим характеристикам отвечают ферробазальтовой серии пильгуярвинской свиты. Полученный нами возраст габбро-норитов составляет  $1981 \pm 3$  млн лет, что указывает на синхронность толейтового и ферропикритового магматизма в Печенгской структуре. Широкое развитие пород ферробазальтовой серии установлено в юго-восточном обрамлении Имандра-Варзугской структуры. Возраст Ондомозерской интрузии ( $1974 \pm 3$  млн лет) отвечает главному этапу магматической активности в Печенгской структуре и указанному выше возрасту габбро-норитов (Галимзянова и др., 2006). Формирование Пялочноозерской интрузии ( $1936 \pm 9$  млн лет) и ультраосновных интрузий р. Усть-Пялка синхронно с образованием даек Нясюкского роя северного обрамления Печенгской структуры, возраст которых определен  $1941 \pm 3$  млн лет (Smolkin et al., 2015).

Ферропикриты даек, распространенные в обрамлении Печенгской структуры, обычно рассматриваются как прямые аналоги ферропикритовой серии (Борисова, 1989; Smolkin et al., 2015). Вместе с тем анализ вещественного состава показывает, что субвулканические ферропикриты, включая дифференцированные тела Нясюкского роя, сформировавшиеся значительно позднее главной фазы ферропикритового магматизма, имеют более высокие, по сравнению с вулканытами, концентрации щелочей, а также отличаются

соотношением HFSE и характером распределения REE (рис. 10). Кроме того, вулканытные образования колосйокской и пильгуярвинской свит, заполнявшие осевые зоны структуры, имеют признаки в разной степени проявленной коровой контаминации, что отразилось в широких вариациях  $Nb/Nb^*$  и  $\epsilon_{Nd}(T) = -2.7...+3.3$  (Hanski, 1992; Skuřin, Theart, 2005). В отличие от этого, в дайковых ферропикритах контаминация проявлена в меньшей степени ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1.4...+3.2$ ). В последовательном ряду производных ультраосновных расплавов с возрастом 1.98 млрд лет дайковый магматизм по геохимическим параметрам в наибольшей степени отвечает породам верхов разреза пильгуярвинской свиты.

Корреляция вулканытных образований калевийского периода представляется наиболее сложной вследствие сближенной по времени активности разных вулканыческих центров, продуцировавших вулканытные образования контрастного химического состава. Наиболее примитивные ультрабазиты в составе бимодальной вулканыческой серии меннельской и каплинской свит по ряду геохимических характеристик ( $Nb/Nb^*$ ,  $Sr/Sr^*$ ,  $(La/Sm)_N$ ,  $(Gd/Yb)_N$ ) могут быть сопоставлены с базитами и их дериватами Панареченской кальдеры Имандра-Варзугской структуры. Пойкилофитовые долериты, которые слагают силлы в Мурманском террейне и могли бы рассматриваться как субвулканыческие аналоги заключительной стадии развития пояса, имеют геохимические черты, отличающие их от описанных выше протерозойских субвулканыческих образований. Сходные характеристики имеют близкие по возрасту вулканыты Порьиташского вулканыческого центра южной части Печенгской структуры, а также одно-возрастной самингской свиты, представляющей наиболее поздние образования в Панареченской кальдере. Несмотря на ряд геохимических различий, общими чертами всех указанных пород являются высокая глиноземистость при низких содержаниях Ti и Fe и, главное, наличие четко выраженной ниобиевой аномалии (рис. 6е, 8в, 10г).

Таким образом, корреляция вулканытных образований Печенгской и Имандра-Варзугской структур обнаруживает асинхронность изменения характера вулканизма в ходе закономерной смены геодинамических режимов в интервале 2.06–1.86 млрд лет назад. В Печенгской структуре переход от субконтинентальных к субокеаническим обстановкам зафиксирован в появлении в составе колосйокской свиты базальтовых серий E-MORB-типа на рубеже 2058–2018 млн лет назад (Hanski et al., 2014). В отличие от этого, сформировавшиеся в это время в Имандра-Варзугской структуре вулканыты сохраняли геохимические черты, в большей степени отвечающие субконтинентальным обстановкам. Смена геодинамическо-



**Рис. 14.** Диаграммы  $Zr/Y-Nb/Y$  и  $Nb/Th-Zr/Nb$  по (Condie, 2005) для вулканитов Печенгской зоны (а, б), Имандра-Варзугской зоны и субвулканических образований (в, г). На диаграммах стрелками обозначены тренды изменения составов расплавов в ходе равновесного плавления (F) и в результате субдукции (SUB); UC – континентальная кора, PM – примитивная мантия, DM – верхняя зона деплетированной мантии, HIMU – компонент рециклированной океанической коры по (Van Keken et al., 2002); EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – базальты океанических дуг; N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов, DEP – нижняя зона деплетированной мантии, EN – обогащенный компонент, REC – продукты рециклинга.

го режима в восточной части пояса произошла, по-видимому, позднее и проявилась во внедрении расплавов преимущественно ферробазальтового состава (вулканогенные серии томингской свиты) и интрузий ондомозерской группы в юго-восточном обрамлении структуры.

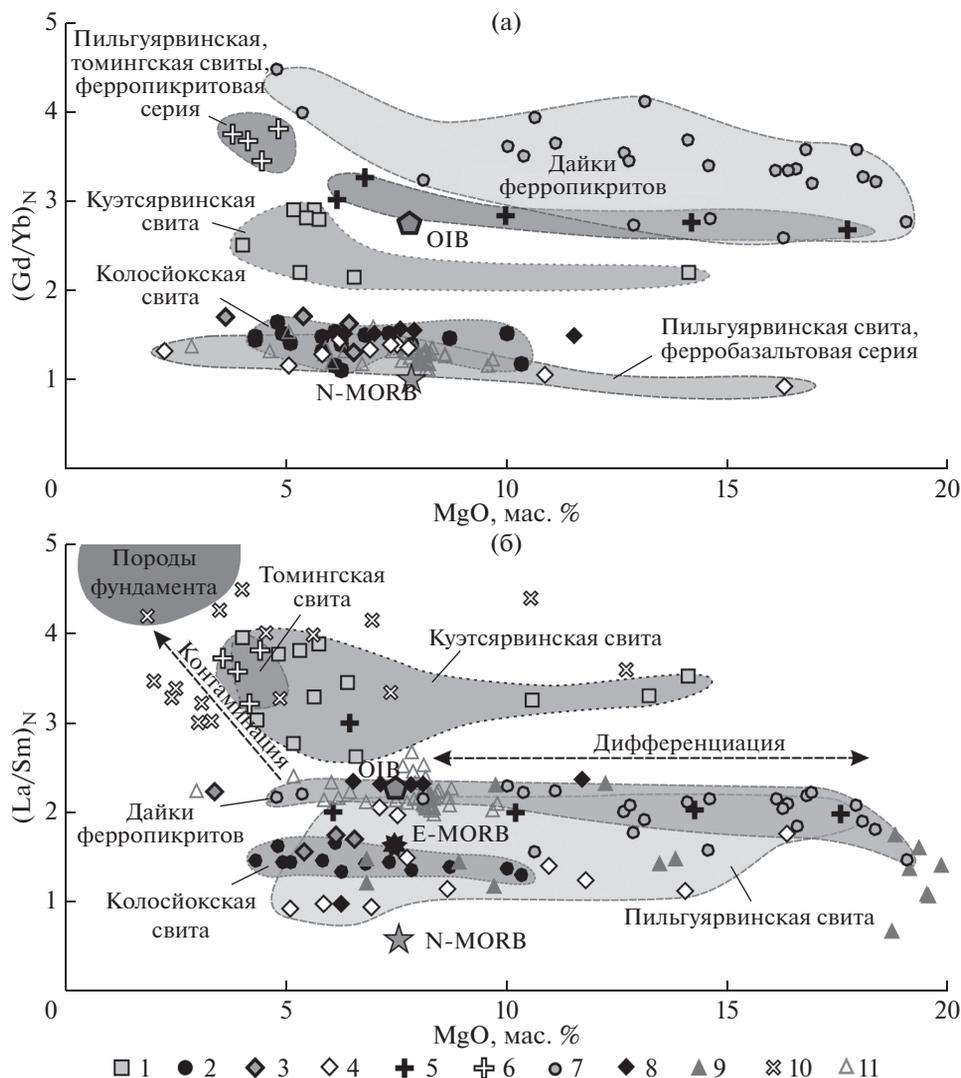
#### *Источники и эволюция протерозойского магматизма*

#### *Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса в интервале 2.06–1.86 млрд лет назад*

**Источники магматизма.** Несмотря на имеющиеся изотопно-геохимические свидетельства участия процессов плюм-литосферного взаимодействия в формировании Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса (Walker et al., 1997), вопрос о масштабах этих процессов, а также об условиях генерации резко различающихся по составу расплавов на протяжении более 200 млн лет остается предметом дискуссии (Смолькин, 1992, 1997; Hanski, 1992; Melezhik et al., 2012). Полученные за последние годы изотопные и геохимические данные позволяют существенно детализировать геодинамические условия и этапы развития

Печенгской и Имандра-Варзугской структур, намеченные В.Ф. Смолькиным (Смолькин, 1997). Одними из геохимических индикаторов, позволяющих отделить проявления плюмового магматизма от проявлений менее глубинного магматизма (например, уровня генерации базальтов типа N-MORB), являются отношения  $Zr/Y-Nb/Y$  (рис. 14а, 14в). Фигуративные точки составов всех вулканитов пояса и изученных дайковых серий располагаются в поле плюмовых источников выше дискриминирующей линии  $\Delta Nb$ . Детализация условий образования вулканических серий на основе диаграммы  $Nb/Th-Zr/Nb$  (рис. 14б, 14г) показывает, что источником первичных расплавов куэтсарвинской, колосйокской, пильгуярвинской серий и их гомологов в Имандра-Варзугской структуре являлась, по-видимому, обогащенная сублитосферная мантия, продуцировавшая расплавы с низкими  $Zr/Nb$  отношениями.

Геохимические данные, а также изотопные характеристики пород ранее послужили основанием (Смолькин, 1992; Hanski, Smolkin, 1995; Skufin, Theart, 2005) для выделения в составе пильгуярвинской свиты автономных толеитовой и ферропикритовой магматических серий, проявившихся



**Рис. 15.** Диаграммы MgO – (Gd/Yb)<sub>N</sub> (а) и MgO – (La/Sm)<sub>N</sub> (б) для для вулканогенных образований, даек и силлов с возрастом 2.06–1.86 млрд лет. 1 – куэтьярвинская свита; 2 – колосйокская свита; 3 – дайки метадолеритов с возрастом 2.06 млрд лет; 4, 5 – пильгуярвинская свита: ферробазальты (4), ферропикриты (5); 6 – томингская свита; 7, 8 – дайки обрамления: 7 – ферропикриты, 8 – габбро-нориты; 9 – менельская свита; 10 – каплинская свита; 11 – пойкилоофитовые долериты. Значения N-MORB, E-MORB, OIB приведены по (McDonough, Sun, 1995).

как в северной, так и в южной частях Печенгской структуры. Геохимические черты пород толеитовой серии определенно указывают на их первичную мантийную природу, минимально искаженную процессами корово-мантийного взаимодействия. Наиболее примитивные расплавы, в максимальной степени отвечающие характеристикам толеитов E-MORB и OIB, представлены базальтоидами колосйокской и пильгуярвинской свит Печенгской структуры, для которых характерны низкие значения величины (La/Yb)<sub>N</sub>. Для ферропикритовых расплавов Э. Хански и В.Ф. Смолькиным (Hanski, Smolkin, 1995) приводятся доказательства их генерации из автономного источника, связанного с активизацией метасоматизированного мантий-

ного резервуара, располагавшегося вне уровней устойчивости граната.

На диаграмме MgO–(Gd/Yb)<sub>N</sub> (рис. 15) фигуративные точки составов вулканитов куэтьярвинской и колосйокской свит, а также ферробазальтов пильгуярвинской свиты образуют тренд, характеризующийся закономерным снижением величины отношения (Gd/Yb)<sub>N</sub>. Это отношение практически не подвержено влиянию процессов коровой контаминации, но отражает участие граната в области генерации мантийных расплавов. Соответственно, наблюдаемый тренд обусловлен закономерным подъемом зоны магмогенерации от уровня стабильности граната (куэтьярвинская свита) до менее глубинной мантийной фации шпинелевых

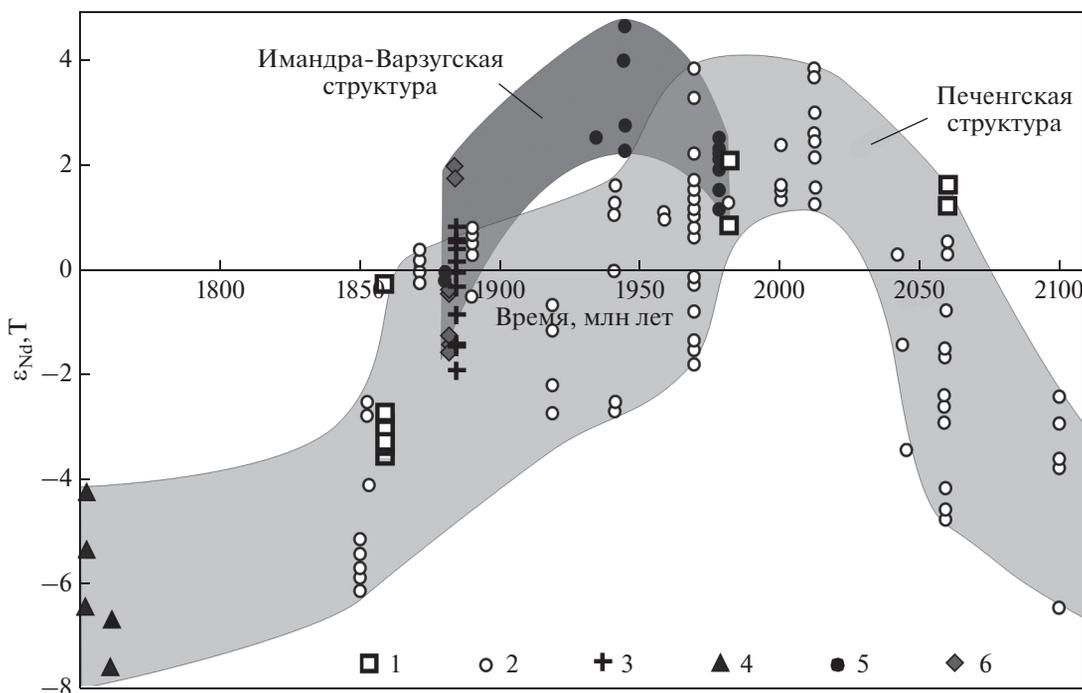
лерцолитов (ферробазальты пильгуярвинской свиты). В геодинамическом плане развитие плюм-литосферного процесса, проявившееся в изменении геохимических характеристик первичных расплавов и глубины образования подлитосферных магм, обусловило уменьшение мощности континентальной литосферы в осевой части Печенгско-Имандра-Варзугского пояса.

В рамках предложенной модели, однако, должно быть учтено участие ферропикритовых расплавов, формировавшихся на поздних этапах развития пояса в пределах Печенгской и Имандра-Варзугской структур, а также заполнявших многочисленные расколы архейского фундамента в его обрамлении (дайки ферропикритов). Судя по фракционированным спектрам тяжелых REE, формирование этих пород, по-видимому, связано с более глубинным мантийным источником, располагавшимся на уровне фации гранатовых лерцолитов. Обогащенность ферропикритов некогерентными элементами в сочетании с высокими положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  свидетельствует об участии в зоне генерации ферропикритовых расплавов метасоматизированного мантийного компонента (Смолкин, 1997), причем изотопные характеристики пород указывают на то, что фертилизация мантийного субстрата произошла непосредственно перед внедрением ферропикритовых расплавов. Заключительный этап магматизма пояса, преимущественно проявленный в вулканитах южной части Печенгской структуры и в Панареченской кальдере, свидетельствует о генерации расплавов как с уровня фации шпинелевых лерцолитов, так и с уровня фации гранатовых лерцолитов.

Оценка роли обогащенных мантийных источников имеет прямое отношение к геодинамическим условиям формирования вулканогенных толщ Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса. Вулканиты куэтсарвинской свиты Печенгской структуры и их аналоги в Имандра-Варзугской структуре имеют геохимические признаки глубинного мантийного источника без значимого вклада коровой контаминации, такие как высокие отношения  $(Gd/Yb)_N$ ,  $Nb/Nb^* \geq 1$  и низкие  $Zr/Nb$  отношения. Кроме того, эти вулканиты имеют низкорadioгенный изотопный состав Nd ( $\epsilon_{Nd}(T) < 0$ ), что указывает на участие источника, который претерпел обогащение несовместимыми элементами ( $(Nd/Sm)_N > CHUR$ ) задолго до эпизода образования расплавов. Модельный возраст ( $T_{Nd}(DM)$ ) этих вулканитов куэтсарвинской свиты 2.51–2.87 млрд лет, рассчитанный по данным (Skufin, Theart, 2005; Скуфьин, Баянова, 2006; Hanski et al., 2014), свидетельствует о неархейском времени отделения протолита расплавов от деплетированной мантии и показывает, что таким источником могли служить участки астено-

сферной или литосферной мантии, претерпевшие метасоматическую переработку в архейское время. В отличие от этого, положительное значение  $\epsilon_{Nd} = +1.7$ , низкое первичное отношение Sr ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70166$ ) в метадолерите дайки района Киркенеса, а также в дайках Нясюкского роя северного обрамления Печенгской структуры (Smolkin et al., 2015) в наибольшей степени отражают характеристики исходных магм вулканогенной серии этого периода и свидетельствуют об астеносферной природе источника расплавов. Таким образом, базитовый вулканизм, развивавшийся в осевой части Печенгской структуры в интервале 2.06–1.98 млрд лет, демонстрирует закономерное изменение Nd-изотопных характеристик, связанное со снижением роли литосферного источника, в то время как дайковые проявления, заполнявшие расколы архейского фундамента в обрамлении структуры, в максимальной степени сохранили первичные Nd-изотопные характеристики базитового расплава. О минимальном участии обогащенного резервуара в расплавах дистальной зоны Печенгской структуры свидетельствуют Rb–Sr изотопные характеристики дайковых метадолеритов и габбро-норитов. Изотопное отношение  $Sr_i(T)$ , рассчитанное на возрасты соответственно 2060 и 1980 млн лет, не обнаруживает значительного смещения изотопных характеристик за счет вклада радиогенного компонента (табл. 7), что также может указывать на кратковременность тектономагматического импульса, проявившегося в образовании оперяющих расколов и заполнении их базитовым расплавом в северном обрамлении Печенгской структуры.

Проведенные в последние годы изотопно-геохронологические исследования показывают, что изменение характера магматизма, имеющего геохимические черты внутриконтинентальных толщ Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, произошло в интервале 2.06–2.02 млрд лет (Hanski et al., 2014). Возрастной рубеж 2.06 млрд лет, отражающий смену геодинамического режима, зафиксирован также в ломагунди-ятулийской аномалии изотопно-тяжелого углерода ( $\delta^{13}C$ ), которая проявлена на значительной территории Фенноскандинавского щита (Wanke, Melezhik, 2005; Lahtinen et al., 2005). С возрастом ~2.05 млрд лет совпадают оценки С. Дэли с соавторами (Daly et al., 2006), которые, однако, интерпретированы как время раскрытия не Печенгско-Варзугского, а сопряженного Лапландско-Кольского океана. Важным маркером, характеризующим завершение субаэрального режима вулканизма, является изменение окислительно-восстановительных условий, фиксируемое по изменению отношения  $Fe\# = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$  в породах куэтсарвинской свиты, установленному Э. Хански с соавторами (Hanski et al., 2014). Проведенный нами расчет этого отношения для представительной выборки



**Рис. 16.** Диаграмма изменения  $\epsilon_{Nd}(T)$  протерозойских магматических пород северо-восточной части Фенноскандинавского щита в интервале 2.10–1.75 млрд лет назад. 1 – дайковые комплексы; 2 – вулканиты Печенгской зоны; 3 – базиты массива Гремяха-Вырмес; 4 – гранитоиды Лишко-Арагубского комплекса; 5 – вулканиты и базитовые интрузии Имандра-Варзугской зоны; 6 – породы массива Соустова. Данные по дайковым комплексам (1) оригинальные; данные по остальным породам (2–6) заимствованы из (Hanski, 1992; Hanski et al., 2014; Смолькин, 1992; Bea et al., 2001; Баянова, 2004; Скуфьин, Баянова, 2006; Скуфьин и др., 2013; Арзамасцев и др., 2006; Ветрин, 2014; Галимзянова и др., 2006).

вулканитов Печенгской структуры ( $n = 390$ ) показал, что если в породах куэтсарвинской свиты среднее значение  $Fe\#$  составляет  $0.54 \pm 0.31$ , то в породах более поздних колосийковской и пильгуярвинской свит это отношение отражает значительно более низкую окисленность железа ( $Fe\# = 0.22 \pm 0.28$ ). Сопоставление этих значений с данными по вулканитам Имандра-Варзугской структуры ( $n = 116$ ) показывает более низкую окисленность Fe в вулканитах умбинской свиты ( $Fe\# = 0.47 \pm 0.18$ ), по сравнению с породами куэтсарвинской свиты, что может рассматриваться как отражение изменений в условиях вулканической активности. Вместе с тем в породах ильмозерской и томингской свит значения  $Fe\#$  не отличаются от таковых в аналогах печенгской серии и составляют соответственно  $0.25 \pm 0.21$  и  $0.23 \pm 0.18$ .

Сопоставление геохимических и изотопных данных по вулканитам пильгуярвинской и томингской свит выявляет их принадлежность к двум сериям, в минимальной степени контаминированным коровым компонентом, в образовании которых прослеживается участие астеносферного источника. Первая серия вулканитов, в максимальной степени отвечающих характеристикам толеитов E-MORB, представлена ферробазальтами пильгуярвинской и колосийковской

свит Печенгской структуры, габбро-норитами даек из района Мурманска и томингской свиты Имандра-Варзугской структуры, для которых характерны наиболее низкие значения  $(La/Yb)_N$  (рис. 15б). Вторую серию представляют ферропикриты пильгуярвинской свиты, комагматичные интрузии габбро-верлитов, а также изученные нами дайковые серии, характеризующиеся положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  и повышенным отношением  $(La/Yb)_N$ , что также указывает на астеносферную природу расплавов этой серии.

Эволюция магматизма Печенгской и, в меньшей степени, Имандра-Варзугской структур подробно рассмотрена в работах (Hanski, 1992; Смолькин, 1992, 1997; Sharkov, Smolkin, 1997) и, с учетом последних данных по генезису осадочных образований, В.А. Мележином с соавторами (Melezhik et al., 2012). На основе данных по Печенгской структуре был определен возрастной рубеж перехода от субконтинентальных к океаническим обстановкам (Hanski et al., 2014) и соответствующее изменение характера магматизма. Установлена закономерная смена контаминированных коровым материалом вулканитов куэтсарвинской свиты вулканитами колосийковской и затем пильгуярвинской свит, приближающихся по своим характеристикам к E-MORB. Дальней-

шая эволюция вулканизма прослеживается в южной части Печенгской структуры, в которой базитовые расплавы и их дифференциаты формируют обратный тренд от наиболее примитивных расплавов E-MORB-типа до андезитов, дацитов и риолитов, отражающий закономерное увеличение доли обогащенного древнекорового компонента. Описанный тренд прослеживается в Sm–Nd изотопных характеристиках пород и представлен на диаграмме в координатах  $\epsilon_{Nd}(T)$ –время (рис. 16). Появление в Печенгской структуре наиболее деплетированных ферропикритовых расплавов с максимальными положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  соответствует интервалу 2060–1970 млн лет. Более поздний вулканизм характеризуется постепенным снижением  $\epsilon_{Nd}$  вплоть до отрицательных значений в наиболее поздних дифференциатах южной части Печенгской структуры.

Описанный сценарий развития вулканизма Печенгского и Имандра-Варзугского фрагментов пояса не подтверждается геохимическими характеристиками вулканитов в коррелируемых свитах этих структур. Прежде всего, как показано выше, геохимические параметры томингской свиты, осадочные толщи которой коррелируются с осадками пильгуйярвинской свиты, свидетельствуют о заметном участии в образовании вулканитов этой свиты корового материала. В наиболее наглядной форме это выражается на диаграмме  $MgO-(La/Sm)_N$  (рис. 15б), где фигуративные точки базальтов томингской свиты, в отличие от печенгских аналогов, располагаются в поле наиболее контаминированных составов. Имеющиеся изотопно-геохимические данные по интрузивным комплексам юго-восточного обрамления Имандра-Варзугской структуры (Галимзянова и др., 2006) позволяют определить время появления в пределах этой структуры мантийных расплавов с максимальными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Значимые различия в возрасте, определенном U–Pb методом по циркону для Ондозерской ( $1974 \pm 3$  млн лет) и Пялочноозерской ( $1944 \pm 14$  млн лет) ультраосновных интрузий (Галимзянова и др., 2006), показывают, что пик появления наиболее изотопно деплетированных расплавов в Имандра-Варзугской структуре был смещен относительно времени появления печенгских аналогов более чем на 20 млн лет. Исходя из приведенного материала, можно предполагать асинхронное развитие вулканизма в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявления протерозойского базитового магматизма возраста 2.06–1.86 млрд лет, имеющие широкое распространение в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах и их обрамлении, фиксируют основные этапы развития этих

структур и отражают радикальные изменения характера плюмового магматизма, проявленные в составе как вулканогенных комплексов, так и дайковых серий. Образование вулканитов куэтсярвинской свиты Печенгской структуры и их аналогов в Имандра-Варзугской структуре, судя по геохимическим признакам, связано с неконтаминированным коровым компонентом глубинным мантийным источником, представлявшим, по-видимому, участки астеносферной или литосферной мантии, претерпевшие метасоматическую переработку в архейское время. В отличие от этого, в образовании слабо контаминированных коровым материалом вулканитов колосйокской и коррелируемой с ней ильмозерской свит, а также даек метадолеритов района Киркенеса преобладал источник типа DM, с отделением расплава выше глубины устойчивости граната. Формирование вулканитов пильгуйярвинской свиты связано, судя по геохимическим данным, с функционированием двух разноглубинных мантийных источников, продуцировавших толеитовые и ферропикритовые расплавы.

Сравнительный анализ вулканических проявлений Печенгской и Имандра-Варзугской структур показывает, что закономерное изменение характера вулканизма в этих структурах происходило со значительным разрывом во времени. Установлено, что вулканиты томингской свиты имеют геохимические черты, типичные для проявлений субконтинентального магматизма, и не могут коррелироваться с вулканогенными образованиями пильгуйярвинской свиты. Изотопно-геохимические данные по магматическим проявлениям юго-восточной части Имандра-Варзугской структуры свидетельствуют о более позднем, по сравнению с Печенгской структурой, внедрении деплетированных мантийных расплавов, представленных преимущественно толеитовой серией. Таким образом, максимум проявления наиболее деплетированных мантийных расплавов в Печенгской структуре отвечает возрастному интервалу 2010–1970 млн лет, а в Имандра-Варзугской структуре – 1970–1890 млн лет.

Анализ проявлений людиковийского цикла магматической активности обнаруживает закономерное изменение изотопно-геохимических характеристик, отражающее постепенный подъем зоны магмогенерации с уровней мантийной фации гранатовых лерцолитов, продуцировавших толеитовые расплавы куэтсярвинской свиты с возрастом 2.06–2.04 млрд лет, до уровней мантийной фации шпинелевых лерцолитов, продуктами которой на возрастном рубеже 1.98 млрд лет явились базальты и долериты вулканогенной и дайковой серий колосйокской, томингской и пильгуйярвинской свит. Продолжавшаяся активность более глубинного и обогащенного некеге-

рентными элементами источника, располагавшегося на уровне мантийной фации гранатовых лерцолитов, привела к образованию основного объема ферропикритовых расплавов Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса и субвулканических пород его обрамления.

*Благодарности.* Доброжелательные замечания А.Б. Вревского (ИГГД РАН) и Н.Е. Козлова (ГИ КНЦ РАН) были весьма конструктивны.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, проект 16-17-10260.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.* Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смещения базитовых и щелочных мантийных расплавов // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 4. С. 384–414.
- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В.* Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е.* Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1986. 100 с.
- Балашов Ю.А.* Геохронология раннепротерозойских пород Имандра-Варзугской структуры Кольского полуострова // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 1. С. 3–25.
- Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г.* U–Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского железорудного месторождения (Оленегорск, Кольский полуостров) // *Докл. АН*. 1998. Т. 360. № 5. С. 637–640.
- Борисова В.В.* Новое проявление магматизма Нясюкского типа на Кольском полуострове // *Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима*. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. С. 17–25.
- Ветрин В.Р.* Длительность формирования и источники вещества гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса, Кольский полуостров // *Геохимия*. 2014. № 1. С. 38–51.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Родионов Н.В.* U–Pb возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // *Докл. АН*. 2008. Т. 418. № 6. С. 806–810.
- Галимзянова Р.М., Баянова Т.Б., Нерадовский Ю.Н., Жавков В.А.* Основные интрузии позднего протерозоя восточной части Кольского региона: новые геологические и изотопно-геохимические данные // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма*. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 2006. Т. 1. С. 183–188.
- Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А.* Имандра-Варзугская зона карелид: геология, геохимия, история развития. Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Каулина Т.В., Аведисян А.А., Томиленко А.А., Рябуха М.А., Ильченко В.Л.* Флюидные включения в кварце на участках с урановой минерализацией Лицевского рудного узла (Кольский полуостров) // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 9. С. 1332–1345.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
- Миц М.В., Глазнев В.И., Копалов А.И. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
- Митрофанов Ф.П., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Смирнов Ю.П.* Тело риодацитовых порфиров в раннепротерозойском Печенгском комплексе: данные по разрезу Кольской сверхглубокой скважины // *Докл. АН*. 2001. Т. 380. № 6. С. 875–879.
- Негруппа В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В.* Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // *Геохимия*. 2014. № 7. С. 605–624.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.* Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканы). Л.: Наука, 1974. 139 с.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И. и др.* Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.
- Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Степанова А.В., Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В.* U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и Ar–Ar изотопные системы в минералах палеопротерозойского долеритового силла Мурманской провинции как основа для ключевого палеомагнитного полюса ~1.86 млрд лет // *Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии “Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород”*. Москва, 2018. С. 313–315.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Эхова М.В., Колодей В.А.* Прецизионный (ICP MS, LA ICP MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов. // *Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия*. 2015. № 7. С. 54.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район Отв. ред. Шапов Н.В. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 226 с.
- Скуфьин П.К.* Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров) // *Геология рудных месторождений*. 1993. Т. 35. С. 271–283.
- Скуфьин П.К.* Вулканизм Кольского региона. Часть I. Древний Печенгско-Варзугский зеленокаменный по-

- яс (возраст 2500–1700 млн. лет). Lambert Academic Publishing, 2014. 376 с.
- Скуфьин П.К. Вулканизм раннего протерозоя Кольского региона. Часть II. Вулканогенные формации поздних карелид Свекофенно-Вепсийского орогенного пояса (1905–1700 млн лет). Lambert Academic Publishing, 2018a. 260 с.
- Скуфьин П.К. Новая модель геологического строения Южной зоны раннепротерозойского Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018б. Т. 10. С. 63–80.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом, Кольский полуостров // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 649–669.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Лампрофиры в вулканогенном комплексе раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Петрология. 1999. № 3. С. 299–315.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Апанасевич Е.А., Левкович Н.В. Абсолютный возраст гранитоидов Шуонияврского плутона южного обрамления Печенгской структуры, Кольский полуостров // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 2. С. 227–230.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидов раннепротерозойской Панареченской вулканотектонической структуры, Кольский полуостров // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 6. С. 805–809.
- Скуфьин П.К., Елизаров Д.В., Жавков В.А. Особенности геологии и геохимии вулканитов Южнопеченгской структурно-формационной зоны // Вестник Мурманского гос. тех. университета. 2009. Т. 12. № 3. С. 416–435.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В., Серов П.А. Новые изотопно-геохимические данные по разрезу вулканитов Печенгской структуры // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Труды X Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 7–10 апреля 2013 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2013. С. 103–107.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Серов П.А. Изотопия пород Порыташских интрузий (Печенгская структура) // Наука и образование-2014. Материалы Международной технической конференции. Апатиты, 2014. С. 874–878.
- Смолюкин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Смолюкин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд лет) палеорифтогенной системы, северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 394–411.
- Смолюкин В.Ф. Происхождение и возраст габбро Ждановского месторождения Cu–Ni руд (Печенга) // Тезисы конференции “Корреляция геологических комплексов Фенноскандии”. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1999. С. 150–151.
- Смолюкин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А., Балашов Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Борисова В.В., Волошина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: Изд-во Кольского филиала РАН, 1995. 256 с.
- Смолюкин В.Ф., Скуфьин П.К., Митрофанов Ф.П., Мокроусов В.А. Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 82–100.
- Смолюкин В.Ф., Лохов К.И., Сергеева Л.Ю., Капитонов И.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А., Большаков А.Н. Новые данные по геохимии и изотопии (U–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd) рудоносного Кеулик-Кениримского габбро-перидотитового комплекса, Кольский регион // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2014. № 11. С. 180–187.
- Смолюкин В.Ф., Лохов К.И., Скублов С.Г., Сергеева Л.Ю., Лохов Д.К., Сергеев С.А. Палеопротерозойский рудоносный габбро-перидотитовый комплекс Кеулик-Кенирим (Кольский регион) – новое проявление ферропикритового магматизма // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 164–197.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Ларионов А.Н. U–Pb геохронология раннедокембрийских базитов Кольско-Мурманской провинции Восточной Фенноскандии: дайковый “штрих-код” как основа палеоконтинентальных реконструкций // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии “Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород”. М., 2018. С. 340–342.
- Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса (петрогеохимический аспект). Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1985. 118 с.
- Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона, Фенноскандинавский щит // Геотектоника. 2012. № 6. С. 29–45.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. Мафические дайки и псевдотахилиты Аллареченского района. // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. С. 43–53.
- 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.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- 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 // European Lithosphere Dynamics. 32nd Edition. Eds.

- Gee D.G., Stephenson R.A. Geol. Soc. London Mem., 2006. P. 579–598.
- Hannah J.L., Stein H.J., Zimmerman A., Yang G., Markey R.J., Melezhik V.A. Precise  $2004 \pm 9$  Ma Re–Os age for Pechenga black shale: comparison of sulfides and organic material // Goldschmidt Conf. Abstracts. 2006. A228.
- Hanski E.J. Petrology of the Pechenga ferropicrites and co-genetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. Academic Dissertation // Bull. Geol. Surv. Finland. 1992. V. 367. P. 1–192.
- Hanski E.J., Smolkin V.F. Pechenga ferropicrites and other early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1989. V. 45. P. 63–82.
- Hanski E.J., Smolkin V.F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 1995. V. 34. P. 107–125.
- Hanski E., Huhma H., Smolkin V., Vaasjoki M. The age of ferropicritic volcanism comagmatic and Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Surv. Finland. 1990. V. 62. P. 123–133.
- Hanski E.J., Huhma H., Melezhik V.A. New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: implication for basin development and duration of the volcanism // Precambrian Res. 2014. V. 245. P. 51–65.
- Hart S.R., Blusztajn J., Dick H.J.B., Meyer P.S., Muehlenbachs K. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 4059–4080.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution // Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Eds. Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O.T. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 481–532.
- Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D.G., Pease V. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R. SQUID 1.12, A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2005. P. 1–22.
- Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 4.1, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2010. № 4. P. 1–76.
- Martin A.P., Condon D.J., Prave A.R., Melezhik V.A., Fallick A. Constraining the termination of the Lomagundi-Jatuli positive isotope excursion in the Imandra-Varzuga segment (Kola Peninsula) of the North Transfennoscandian Greenstone Belt by high-precision ID-TIMS // AGU Meeting. San Francisco, 2010. Abstract #U33A-0010.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth Sci. Rev. 1994. V. 36. P. 205–241.
- Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J., Fallick A.E., Whitehouse M.J. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // Geology. 2007. V. 35. № 7. P. 655–658.
- Melezhik V.A., Prave A.R., Fallick A.E., Kump L.R., Strauss H., Lepland A., Hanski E.J. Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Springer, 2012. 490 p.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F. The Early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of Precambrian back-arc spreading // Precambrian Res. 1997. V. 82. P. 133–151.
- Skuf'in P.K., Theart H.F.J. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // Precambrian Res. 2005. V. 141. P. 1–48.
- Smolkin V.F., Hanski E., Huhma H., Fedotov Zh.A. Sm–Nd and U–Pb isotopic study of the Nyasyukka dike complex, Kola Peninsula, Russia // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 7. С. 74–84.
- Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite ( $ZrO_2$ ) // Geochim. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3. № 2. P. 1–7.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Van Keken P.E., Hauri E.H., Ballentine C.J. Mantle mixing: the generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2002. V. 30. P. 493–525.
- Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J., Smolkin V.F. Re–Os systematics of early Proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, Russia: evidence for ancient  $^{187}\text{Os}$  enriched plumes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 3145–3160.
- Wanke A., Melezhik V.A. Palaeoproterozoic sedimentation and stromatolite growth in an advanced intracontinental rift associated with the marine realm: a record of the Neoproterozoic continent breakup? // Precambrian Res. 2005. V. 140. P. 1–35.
- Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензенты А.Б. Вревский,  
 Н.Е. Козлов, А.Б. Котов

## Mafic Magmatism of the Northeastern Fennoscandian Shield (2.06–1.86 Ga): Geochemistry of Volcanics and Their Correlation with Dyke Swarms

A. A. Arzamastsev<sup>a, b, \*</sup>, A. V. Stepanova<sup>c</sup>, A. V. Samsonov<sup>d</sup>, P. K. Skuf'in<sup>e</sup>, E. B. Salnikova<sup>a</sup>,  
A. N. Larionov<sup>f</sup>, Yu. O. Larionova<sup>d</sup>, S. V. Egorova<sup>c</sup>, and K. G. Erofeeva<sup>d</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation*

<sup>d</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>e</sup>*Geological Institute of the Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

<sup>f</sup>*Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russian Federation*

\*e-mail: arzamas@ipgg.ru

A complex geochemical and isotope-geochronological study of the Early Proterozoic volcanogenic formations in the Polmak-Pechenga-Imandra-Varzuga belt and dikes and sills of the Murmansk and Kola-Norwegian terranes was performed. The widespread occurrence of swarms of dikes of the age of 2.06–1.86 Ga in the northern frame of the belt has been established. Among dikes, swarms of metadolerites having an age of  $2060 \pm 6$  Ma, ferropicrite, gabbro-norite ( $1983 \pm 5$  Ma) and poikilophytic dolerites ( $1860 \pm 4$  Ma) were singled out. A comparative analysis of volcanic manifestations of the Pechenga and Imandra-Varzuga structures shows that regular changes in the nature of volcanism in these structures occurred asynchronously, with a significant gap in time. It is shown that the volcanics of the Tominga suite have geochemical features typical of manifestations of continental magmatism and cannot be correlated with the volcanogenic formations of the Pilguyarvi suite. According to isotope-geochemical data, the intrusion of depleted mantle melts in the Pechenga structure corresponds to the interval of 2010–1970 Ma, whereas in the Imandra-Varzuga zone to the interval of 1970–1890 Ma. An analysis of the conditions for the formation of volcanic series shows that the source of the primary melts of the Kuetsyarvi suite of the Pechenga structure and their homologues in the Imandra-Varzuga structure was the Neo-Archean sublithospheric mantle, which produced melts with low Zr/Nb ratios. In contrast, the formation of weakly crust-contaminated volcanic rocks of the Kolosiok suite and the Ilmozero suite correlated with it, as well as dikes of the metadolerite region of Kirkenes, was dominated by an asthenospheric source with melt separation above the depth of garnet mantle facies. According to geochemical data, the formation of Pilguyarvi suite volcanic rocks is related to the functioning of two different depth asthenospheric sources producing tholeiitic and ferropicritic melts.

*Keywords:* Precambrian, Proterozoic, Fennoscandian Shield, dykes, volcanics, Kola Peninsula, Pechenga, Imandra-Varzuga