

УДК 551.71:552.5(470.22)

СУМИЙСКИЕ БАЗАЛТЫ И БАЗАЛЬТОВЫЕ АНДЕЗИТЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, Ю.С. Егорова, Г.А. Кучеровский

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

Проведено петрохимическое изучение и определен Sm-Nd изотопный состав сумийских (раннепалеопротерозойских) базитовых метавулканитов Водлозерского домена (структуры Семченская, Кумсинская и Каменноозерская) и Центрально-Карельского домена (структуры оз. Воттомукс и оз. Когу — западное крыло Лехтинской структуры) Карельской провинции Фенноскандинавского щита, а также их сравнение с одновозрастными вулканитами Кольско-Норвежской провинции и интрузивными породами Карельской и Беломорской провинций. Сумийские базиты, прорывающие породы архейских доменов с разным возрастом коры (>3.1 и 2.7–2.8 млрд лет), имеют сходные геохимические характеристики ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}55$, $\text{MgO} = 14\text{--}5$ мас. %; обогащены ЛРЗЭ (легкими редкоземельными элементами), $(\text{La/Yb})_n = 5\text{--}17$) и близкие значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (от –2.7 до –0.5) и $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (от 3.0 до 2.7 млрд лет), что отличает их от архейских аналогов и указывает на единый крупный магматический источник. Коровая контаминация исходных расплавов не превышала 15 % и не могла обеспечить изотопно-геохимическую специфику базитов сумия. Для ее объяснения больше подходит модель формирования первичных расплавов при плавлении неархейских метасоматизированных участков субконтинентальной литосферной мантии при невысоких давлениях (2.5–3.0 ГПа) с добавлением выплавов из примитивной мантии. Тектоническая обстановка формирования раннепалеопротерозойских базитов Фенноскандинавского щита на этапе 2.41–2.45 млрд лет соответствовала внутриконтинентальному магнеообразованию.

Палеопротерозой, сумий, базальты, геохимия, Sm-Nd изотопная систематика, Фенноскандинавский (Балтийский) щит, Карельская провинция

SUMIAN BASALTS AND BASALTIC ANDESITES OF THE KARELIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD: GEOLOGIC POSITION, COMPOSITION, AND FORMATION CONDITIONS

N.A. Arestova, V.P. Chekulaev, Yu.S. Egorova, G.A. Kucherovskii

We performed a petrochemical study and determined the Sm–Nd isotope composition of the Sumian (early Paleoproterozoic) mafic metavolcanic rocks in the Vodlozero domain (Semch', Kumsa, and Kamennye Oзера structures) and the Central Karelian domain (Lake Vottomuks and Lake Kogu structures, the western flank of the Lekhta structure) of the Karelian province of the Fennoscandian Shield and compared them with the coeval volcanic rocks of the Kola–Norwegian province and the intrusive rocks of the Karelian and Belomorian provinces. The Sumian mafic rocks intruding the rocks of the Archean domains with different crust ages (>3.1 and 2.7–2.8 Ga) have similar geochemical characteristics ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}55$ wt.%, $\text{MgO} = 5\text{--}14$ wt.%; LREE enrichment, $(\text{La/Yb})_n = 5\text{--}17$) and similar values of $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (from –2.7 to –0.5) and $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (from 3.0 to 2.7 Ga), which distinguishes them from their Archean analogues and indicates a single large magma source. The crustal contamination of the primary melts did not exceed 15% and could not determine the isotope-geochemical specifics of the Sumian mafic rocks. Their specific composition is better explained by the model of the formation of primary melts through the low-pressure (2.5–3.0 GPa) melting of the Neoproterozoic metasomatized zones of the subcontinental lithospheric mantle, with the addition of the primitive-mantle melts. In the period 2.41–2.45 Ga, the early Paleoproterozoic mafic rocks of the Fennoscandian Shield formed in the intracontinental magma generation setting.

Fennoscandian (Baltic) Shield, Karelian province, Paleoproterozoic, Sumian, basalts, geochemistry, Sm–Nd isotope systematics

ВВЕДЕНИЕ

Базиты сумийского надгоризонта нижнего протерозоя слагают крупные структуры в разных частях Фенноскандинавского щита. Они представлены вулканитами в Карельской и Кольско-Норвежской провинциях, а также одновозрастными интрузиями диоритов/габбро/габброноритов (друзитами), по

© Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А., 2023

✉ e-mail: narestova2009@rambler.ru

[Степанов, 1981; Лобач-Жученко и др., 1998]) в Беломорской провинции, расслоенными интрузиями, силлами и дайками в Кольско-Норвежской провинции и в северо-западной и юго-восточной частях Карельской провинции. Данное исследование посвящено супракрустальным базитам сумия Карельской провинции, их сопоставлению с аналогичными породами неоархея Карельской провинции, сумийскими вулканитами Кольско-Норвежской провинции и сумийскими интрузивными базитами Карельской и Беломорской провинций Фенноскандинавского щита.

В «Общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России» [2002] возрастной интервал сумийских пород составляет 2400—2500 млн лет. Супракрустальные образования в типовом разрезе сумия в различных блоках Карельской провинции подразделяются на окуневскую, тунгудскую, ожиярвинскую, вермаскую и кумсинскую свиты, во всех из них, кроме окуневской, присутствуют базитовые вулканиты [Негруца, Негруца, 2006]. Сумийские вулканиты, входящие в состав данных свит, являются самыми ранними доступными для изучения постархейскими базитовыми образованиями в составе Карельской провинции Фенноскандинавского щита. Эти породы несут важную информацию о составе и условиях плавления литосферной мантии и об особенностях формирования коры Карельской провинции Фенноскандинавского щита на границе архея и протерозоя [Негруца, Негруца, 2006]. С 1990-х годов началось детальное изучение геохимических и изотопных характеристик, моделирование условий формирования исходных расплавов отдельных вулканических структур или нескольких структур в пределах одного домена [Арестова и др., 1988; Буйко и др., 1995; Arestova et al., 2003; Светов и др., 2004, 2012; Светов, Голубев, 2013; Puchtel et al., 2016; Bogina et al., 2018], а также установление изотопного возраста вулканитов [Буйко и др., 1995; Puchtel et al., 1997, 2016; Злобин и др., 2007, 2010; Мыскова и др., 2012, 2013]. В результате проведенных исследований предложены разные источники и модели образования исходных расплавов сумийских базитов, а также различные геодинамические условия их формирования.

Масштаб раннепалеопротерозойского магматизма, охватившего практически всю архейскую часть Фенноскандинавского щита [Amelin et al., 1995; Amelin, Semenov, 1996; Puchtel et al., 1997, 2016; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Кудряшов, Балаганский, 1999; Hanski et al., 2001; Светов и др., 2004; Арестова, Глебовицкий, 2005; Чистяков, Шарков, 2008; Bayanova et al., 2009; Мыскова и др., 2013; Hanski, 2013; Bogina et al., 2015, 2018; Yang et al., 2016; Степанова и др., 2017; Арзамасцев и др., 2020; Stepanova et al., 2022; и др.], ставит под сомнение наличие только локальных и не связанных между собой магматических очагов в раннем палеопротерозое. Имеющиеся сегодня данные для сумийских базитов, прорывающих породы архейских доменов с различной коровой предысторией, позволяют предположить наличие масштабной мантийной термической аномалии, которая явилась причиной плавления, в том числе литосферы, и роста континентальной коры за счет ювенильного материала.

В работе приведены как новые геохимические и Sm-Nd изотопные данные о составе пород и минералов сумийских базитовых метавулканитов неоархейского Центрально-Карельского домена (структура оз. Воттомукс и оз. Когу — западное крыло Лехтинской структуры) Карельской провинции Фенноскандинавского щита, так и полученные нами ранее для метавулканитов Семченской, Кумсинской и Каменноозерской структур Водлозерского домена, и для измеренных нами проб структуры Красная речка, полученных от С.А. Светова.

Новые изотопно-геохимические данные были сопоставлены с опубликованными ранее для сумийских базитовых вулканитов Карельской провинции [Лобач-Жученко и др., 2000; Светов и др., 2004; Мыскова и др., 2012, 2013; Bogina et al., 2015, 2018], коматиитов и базальтов Ветреного пояса [Puchtel et al., 1997, 2016; Kulikov et al., 2010] и Кольско-Норвежской провинции [Арзамасцев и др., 2020], а также сумийских расслоенных интрузий Карельской провинции и базитов малых интрузий (друзитов) Беломорской провинции [Amelin et al., 1995; Amelin, Semenov, 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Арестова, Глебовицкий, 2005; и др.]. Сравнение составов сумийских базитов, их геохимических особенностей и изотопных характеристик Nd и расчеты возможных условий образования их первичных расплавов позволили сделать вывод о сходных условиях образования. Для установления основных закономерностей изменения состава и условий образования расплавов при переходе от неоархея к палеопротерозою проведено сравнение сумийских базитовых вулканитов Карельской провинции с неоархейскими аналогами [Чекулаев, Арестова, 2018].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СУМИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ И БАЗАЛЬТОВЫХ АНДЕЗИТОВ

Сумийские супракрустальные образования присутствуют в Карельской и Кольско-Норвежской провинциях Фенноскандинавского щита. На территории Карелии они известны более чем в 20 вулканогенно-осадочных структурах (фрагментах вулканогенно-осадочных поясов) различного размера. Породы исследованных нами сумийских структур залегают на архейских образованиях древнего палеомезоархейского Водлозерского домена (структуры Семченская, Кумсинская и Каменноозерская) и более

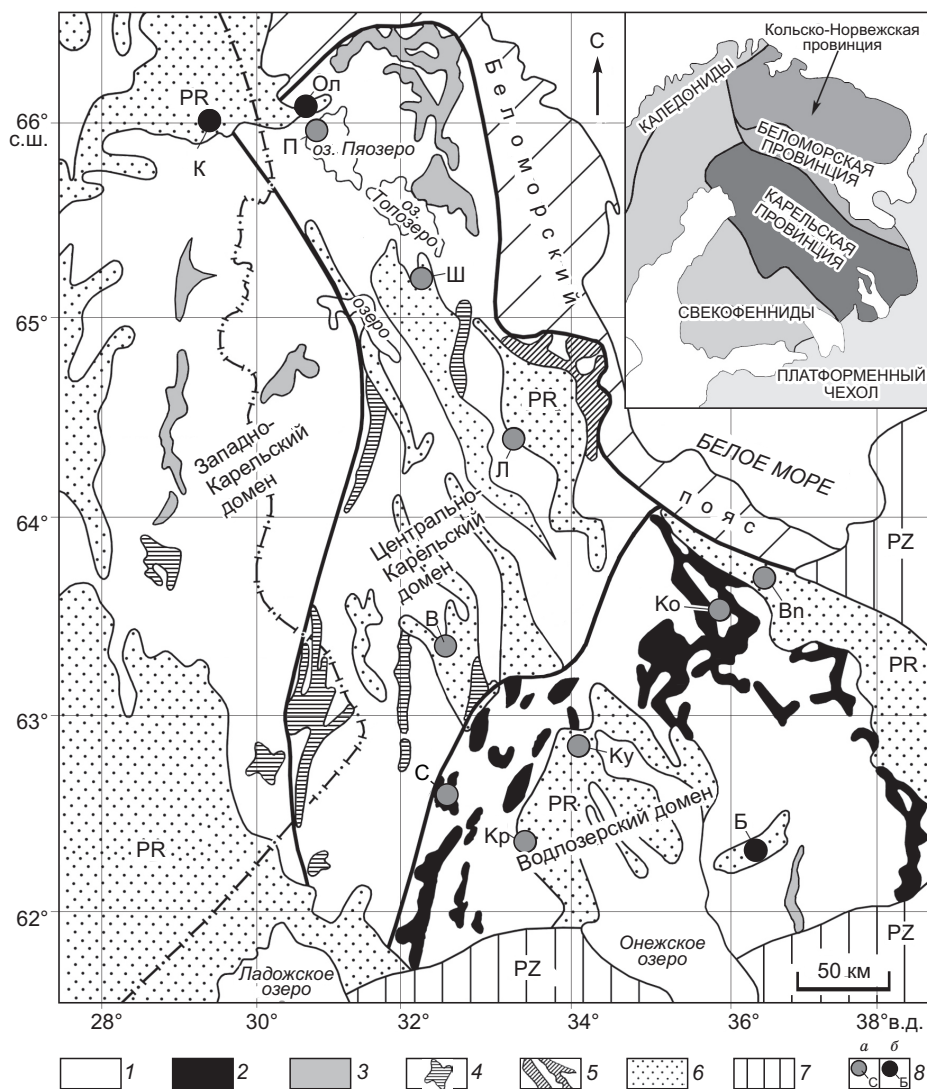


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карельской провинции.

1 — гранитоиды; 2—5 — зеленокаменные пояса с возрастом 2.9—3.0 млрд лет (2), 2.80—2.85 млрд лет (3), около 2.75 млрд лет (4), неопределенного возраста (5); 6 — протерозой; 7 — платформенный чехол; 8 — расположение изученных участков сумийских вулканитов: а — Кр — Красная речка, С — Семчь, Ку — Кумса, Ко — Каменные озера, В — оз. Воттомукс, Л — Лехта, Ш — Шомбозеро, П — Паанаярви, Вп — Ветренный пояс; б — расслоенные базитовые интрузии сумийского возраста: Б — Бураковская, Ол — интрузии Олангской группы, К — интрузии группы Койлисмаа. Друзитовые массивы Беломорской провинции представлены на карте в работе [Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

молодого неoarхейского Центрально-Карельского домена (структура оз. Воттомукс, западное крыло Лехтинской структуры — район оз. Когу) (рис. 1).

Водлозерский домен. Семченская структура. Сумийские вулканиты ограниченно распространены в западной части крупной архейской зеленокаменной структуры, где они залегают с угловым несогласием на базальтах лопия с возрастом около 2944 млн лет [Светов, Хухма, 1999]. Фрагмент сумийской толщи размером примерно 3×4 км образует моноклинал, падающую на северо-запад под углом 40—60°. Разрез представлен вулканитами основного состава и начинается с брекчий, состоящих из остроугольных и окатанных обломков лопийских пород, сцементированных мелкообломочной массой базальтового состава. По данным С.И. Рыбакова и А.И. Световой [Рыбаков, Светова, 1982], вулканогенная толща включает 21 поток и имеет неоднородное строение. Нижние части потоков сложены массивными базальтами и базальтовыми андезитами, в их верхних частях встречаются миндалекаменные базальты и пенные лавы. Общая мощность вулканогенных пород составляет около 600 м. Разрез завершается полимиктовыми конгломератами сариолия, на которых залегают ятулийские образования.

Кумсинская структура вытянута полосой длиной около 22 км и шириной 3 км в широтном направлении от г. Медвежьегорск на запад вдоль долины р. Кумса. Разрез супракrustальных пород, слагающих структуру, детально изучен благодаря ее хорошей обнаженности и легкой доступности. Наиболее полное описание структуры содержится в работе К.И. Хейсканена [Хейсканен и др., 1977] и С.А. Светова [Светов и др., 2004]. На юге сумийские вулканиды несогласно залегают на архейских гранитоидах с метапесчаниками и конгломератами в основании разреза, а на севере несогласно перекрываются ятулийскими кварцевыми конгломератами. Возраст гранитоидов, подстилающих вулканиды структуры, составляет 2875 млн лет, однако эти гранитоиды не были источником для терригенных пород, подстилающих сумийские вулканиды. Кварцитопесчаники и песчаники в основании кумсинского разреза являются зрелыми осадками с возрастными источниками сноса 2820 и 2740 млн лет [Бережная и др., 2005]. Вулканиды Кумсинской структуры представлены базальтами и базальтовыми андезитами с массивной текстурой, переходящими в верхних частях потоков в миндалекаменные вулканиды с прослоями пенистых лав состава базальтовых андезитов. По данным К.И. Хейсканена [Хейсканен и др., 1977], в юго-восточной части структуры разрез вулканидов имеет мощность до 1650 м и насчитывает до 42 лавовых потоков. В северо-западной части структуры серия лавовых потоков перекрывается мощной толщей вулканогенно-осадочных образований. Толща имеет в целом моноклиналиное залегание с падением пород на север и северо-восток под углом около 30°.

Каменнозерская структура. Фрагмент толщи сумийских вулканидов сохранился в центральной части архейской зеленокаменной структуры, где он несогласно залегают на лопийских образованиях. Нами изучен разрез вулканидов мощностью около 100—120 м. Породы сумия представлены базальтами и базальтовыми андезитами с массивной и вариолитовой текстурой. В основании разреза выделяются лавобрекчии, которые сменяются миндалекаменными базальтами, выше которых выделяется прослой базальтовых андезитов с подушечными структурами, а затем прослой вариолитовых лав. Вариолы достигают размера 0.7—1.5 см, образуя линзовидные скопления. В целом сумийские вулканиды данной структуры имеют моноклиналиное залегание с пологим падением на север.

Центрально-Карельский домен. *Структура Воттомукс* расположена в южной части домена и сложена базальтовыми андезитами. Сумийские вулканиды структуры образуют брахисинклиналиную складку и несогласно перекрывают в северной части гранитогнейсы фундамента, а в южной — неоархейские вулканиды и конгломераты [Хейсканен и др., 1977]. Сами сумийские базальтовые андезиты попадают в гальки сариолийских конгломератов. Вулканиды слагают 10 лавовых потоков общей мощностью 160 м. Вулканиды представлены массивными и миндалекаменными разностями, часто с шаровой отдельностью и вариолитовыми породами. В верхних частях разреза встречаются лавобрекчии. Нами детально изучен 500-метровый разрез структуры и контакт с неоархейскими базальтами.

Лехтинская структура расположена в центральной части домена. Ее западное крыло (р-н оз. Когу) сложено коматиитовыми базальтами, базальтами и базальтовыми андезитами, которые несогласно залегают на кислых вулканидах лопия с возрастом 2719.9 ± 8.2 млн лет [Левченков и др., 1994]. В основании разреза сумия находится маломощная толща конгломератов с галькой подстилающих диоритов, сцементированных сумийскими базальтовыми андезитами. В верхней части разреза встречены прослой лапиллиевых и бомбовых туфов и туфолав. В разрезах восточного крыла Лехтинской структуры (районы Маслозеро, Пертозеро, оз. Летнее) также широко представлены базальты и базальтовые андезиты. В основании вулканогенного разреза сумия наблюдается толща конгломератов с галькой подстилающих пород, выше по разрезу они сменяются филлитовидными сланцами и кварцитами, на которых залегают толща базальтов с миндалекаменной и подушечной структурами. В верхней части разреза встречены прослой с вулканическими бомбами. По данным В.И. Коросова [1991], в разрезе присутствуют около 30 потоков вулканидов общей мощностью около 250 м.

Таким образом, базальты всех рассмотренных сумийских структур в доменах с различным возрастом и составом коры Карельской провинции с угловым несогласием перекрывают образования лопия (неоархей). В основании большинства разрезов фиксируются зрелые осадки, представленные метапесчаниками и конгломератами с галькой подстилающих пород. Согласно имеющимся изотопным данным, образование базальтов в обоих доменах происходило в сравнительно узком интервале времени 2410—2460 млн лет (табл. 1).

Наряду с вулканидами, в это же время в юго-восточной и северо-западной частях Карельской провинции формировались интрузивные и дайковые породы основного и ультраосновного состава, представленные в Северной Карелии интрузиями Олангской группы, интрузиями группы Койлисаа в Финляндии, Бураковской интрузией в юго-восточной части Водлозерского домена [Хейсканен и др., 1977; Amelin, Semenov, 1996; Николаев, Арискин, 2005; Чистяков, Шарков, 2008], а также интрузиями друзитов в Беломорском поясе [Степанов, 1981; Шарков и др., 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Арестова, Глебовицкий 2005; Stepanova et al., 2022; и др.]. Как видно из табл. 1, все изотопные определения воз-

Таблица 1. **Возраст сумийских базитов Карельской и Беломорской провинций**

Возраст, млн лет	Метод	Геологическое описание	Источник
<i>Карельская провинция</i>			
Вулканиды			
2407 ± 6	Re-Os изохрона	Базальтовые коматиты, Ветреный пояс	[Puchtel et al., 2016]
2410 ± 34	Sm-Nd изохр.	То же	[Puchtel et al., 1997]
2423 ± 31	SHRIMP II	Мафитовый вулканит, Лехтинская структура	[Злобин и др., 2010]
2424 ± 178	Pb-Pb изохр.	Коматитовые базальты, Ветреный пояс	[Puchtel et al., 1997]
2448 ± 42	Sm-Nd порода	Коматиты, Ветреный пояс	[Пухтель и др., 1991]
2449 ± 35	Sm-Nd изохр. вал + Пи + Ол + Пл	Коматитовые базальты, Ветреный пояс	[Puchtel et al., 1997]
2410 ± 45	U-Pb, Zrc	Кварцевый порфир, Лехтинская структура	[Кратц и др., 1976]
2412 ± 17	SHRIMP II	Андезит вермасской свиты	[Мыскова и др., 2012]
2416 ± 15	»	Риодацит, Лехтинская структура	[Злобин и др., 2007]
2432 ± 22	U-Pb, Zrc	Кварцевый порфир, Паанаярви-Ципринга	[Буйко и др., 1995]
2434 ± 8	»	Риодацит, Шомбозерская структура	[Злобин и др., 2010]
2437 ± 26	SHRIMP II	Кв-Пл порфир, Шомбозерская структура	[Мыскова и др., 2013]
2437 ± 4	U-Pb, Zrc	Дациит, Ветреный пояс	[Puchtel et al., 1997]
2439 ± 21	SHRIMP II	Андезит, Лехтинская структура	[Мыскова и др., 2013]
2440 ± 45	U-Pb, Zrc	Кварцевый порфир, Лехтинская структура	[Кратц и др., 1976]
2441 ± 9	SHRIMP II	То же	[Мыскова и др., 2013]
2442 ± 17	»	Риолит, Лехтинская структура	»
2442.8 ± 4.8	U-Pb, Zrc	Метариолит, Лехтинская структура	[Левченков и др., 1994]
2448 ± 15	»	Кварцевый порфир, Лехтинская структура	»
Интрузии и дайки			
2436 ± 5	U-Pb, Zrc	Габбро, интрузии гр. Койлисмаа	[Alapieti, 1982]
2439 ± 29	Sm-Nd порода	Габброиды, массив Кивакка	[Amelin, Semenov, 1996]
2441.3 ± 1.2	U-Pb, Zrc	Расслоенные габброиды, массив Ципринга	[Amelin et al., 1995]
2430 ± 26	Sm-Nd порода	То же	[Amelin, Semenov, 1996]
2442.1 ± 1.4	U-Pb, Zrc	Расслоенные габброиды, Луккулайсваара	[Amelin et al., 1995]
2449 ± 1.1	»	Габброиды, Бураковский массив	»
2450 ± 70	»	Дайки габброноритов, Панаярви-Ципринга	[Буйко и др., 1995]
<i>Беломорская провинция</i>			
2434 ± 7	U-Pb, Zrc	Габбро (друзиты), массив Толстик	[Bogdanova, Bibikova, 1993]
2460 ± 9	»	Габбронорит (друзиты), массив Жемчужный	[Кудряшов, Балаганский, 1999]
2440 ± 10	»	Габбро (друзиты), массив Толстик	[Ефимов, Каулина, 1997]
2442 ± 3	»	Габбро-анортозит, Пижостровский массив	[Alexejev et al., 2000]
2568 ± 17	U-Pb, Zrc (ксеногенный)	То же	[Сергеев и др., 1999]

раста базитовых вулканитов сумия Карельской провинции находятся в интервале 2410—2460 млн лет, что не дает оснований для выделения нескольких импульсов магматизма, которые наблюдаются в Кольско-Норвежской и в Беломорской провинции [Вауанова et al., 2009; Ерофеева и др., 2019; Арзамасцев и др., 2020; Stepanova et al., 2022; и др].

МЕТОДИКА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как будет показано ниже, вулканиты сумия метаморфизованы преимущественно в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Но при дальнейшем описании приставку «мета» в названии вулканитов мы не используем. Образцы и пробы для петрографического и геохимического изучения отобраны по разрезам вкрест простирания пород из наименее измененных вулканитов из всех изученных нами структур, протяженность разрезов от 120 до 500 м. В Кумсинской структуре Водлозерского домена изучены три разреза в восточной, центральной и западной частях полосы протяженностью около 1.5 км каждый, а также подстилающие их конгломераты.

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике. Редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) измерены методом ICP-MS в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Калибровка измерений проводилась с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15 %, для остальных редких элементов (Ti, Zr, Sr, Y) не более 5 %.

Содержания главных элементов в минералах, а также в образцах массивных и вариолитовых лав Каменноозерской структуры Водлозерского домена и структуры Воттомукс Центрально-Карельского домена определялись на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов.

Изучение Sm-Nd изотопной системы образцов выполнено в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный индикатор ^{149}Sm - ^{150}Nd , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110 °С. Sm и Nd были выделены с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш, Eichrom) в 0.7N и 0.3N HCl соответственно [Горохов и др., 2007]. Изотопные составы Sm и Nd измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте jNd-1 в период работы составило 0.512098 ± 0.000008 (2σ , $n = 6$). Уровень холостого опыта за время исследований равнялся 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ± 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5$ %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005$ % (2δ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по модели [De Paolo, 1981].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУМИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Базальты и базальтовые андезиты во всех структурах Водлозерского и Центрально-Карельского доменов представлены массивными, вариолитовыми или миндалекаменными разностями, иногда видны расчлененные потоки. В верхних частях потоков базальтов отмечаются миндалины, заполненные кальцитом, свидетельствующие о насыщенности вулканитов флюидами, в частности CO_2 . Для оценки минералогического и химического состава неоднородных вариолитовых лав и сравнения их с массивными прослоями проведено изучение минерального состава массивных и вариолитовых вулканитов из структуры Воттомукс Центрально-Карельского домена и Каменноозерской структуры Водлозерского домена (табл. 2).

Все базальты и базальтовые андезиты представляют собой мелкозернистые породы, в которых присутствуют вкрапленники плагиоклаза и/или роговой обманки. Массивные вулканиты из структуры Воттомукс Центрально-Карельского домена сложены главным образом роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом (An_{20}), по которым развиваются актинолит, хлорит, эпидот и альбит (см. табл. 2). В зернах актинолита иногда сохраняются реликты клинопироксена. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом и халькопиритом, в породе присутствует сфен и встречается кальцит. Вулканиты с вариолитовой структурой представляют собой скопления вариолей размером 1.5–2.5 мм в однородной матрице. В наиболее крупных вариолях иногда удается выделить ядро, сложенное биотитом, эпидотом и актинолитом, и оболочку, в которой сохраняются плагиоклаз (An_{19}), биотит и эпидот. В отдельных вариолях встречены единичные зерна калиевого полевого шпата.

Базальтовые вулканиты структур Водлозерского домена по минеральному составу близки к породам структуры Воттомукс. Петрографический состав всех изученных образцов свидетельствует о метаморфизме вулканитов в эпидот-амфиболитовой фации. Существенные отличия установлены для базальтовых вулканитов Каменноозерской структуры, которые испытали метаморфизм зеленосланцевой фации и калиевый метасоматоз. Состав матрицы вариолитовых вулканитов представлен преимущественно альбитом, эпидотом, мусковитом и в меньшей степени актинолитом, хлоритом, рудные минералы — сфеном. Вариоли сложены в большей степени актинолитом и в меньшей степени мусковитом и эпидотом, замещающими плагиоклаз, присутствует сфен. Ядро вариоли в настоящее время представлено мусковитом. Сравнение химического состава вариолей и матрицы в прослоях вариолитовых лав описано ниже.

Вулканиты сумийских структур Водлозерского домена варьируют по составу от коматиитовых базальтов до базальтов и базальтовых андезитов ($\text{SiO}_2 = 51\text{—}55$, $\text{MgO} = 4.8\text{—}9.9$ мас. %) с преобладанием последних (табл. 3; рис. 2). По соотношению MgO и TiO_2 они лежат в поле пород коматиитовой и толеитовой серий [Куликов, 1988] (см. рис. 2, в). Наиболее высокие концентрации TiO_2 (1.06–1.39 мас. %) наблюдаются в породах Кумсинской структуры толеитовой серии. Вулканиты Семченской и Каменноозерской структур образуют тренды в полях и коматиитовой, и толеитовой серий с резким изменением

Таблица 2. Составы пород и минералов районов оз. Воттомукс и Каменнозерской структуры по данным электронной микроскопии

Минерал/порода	mg#	An	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Обр. 2010, массивный базальтовый андезит, оз. Воттомукс													
Порода	50		56.9	0.9	14.1	—	10.5	0.3	5.8	3.8	4.4	3.4	—
Актинолит			55.1	0.1	2.9	—	15.0	0.4	13.1	13.1	0.2	0.1	—
Биотит			39.1	1.8	17.7	—	21.9	0.4	9.2	—	—	9.8	—
Олигоклаз		19	63.7	—	22.9	—	—	—	—	3.9	9.4	0.1	—
Альбит		4	67.7	—	20.0	—	—	—	—	0.8	11.4	0.3	—
Эпидот			39.2	—	26.1	—	9.8	0.2	—	24.8	—	—	—
Обр. 2021, вариолитовый базальтовый андезит, оз. Воттомукс													
Матрица	56		59.6	0.7	9.6	0.2	10.4	0.3	7.4	9.5	3.2	0.1	—
Рог. обманка			49.5	0.2	9.5	—	15.8	0.3	11.0	12.3	1.0	0.3	—
Актинолит			55.9	0.1	2.2	—	14.6	0.3	15.0	12.7	0.2	0.1	—
Плагиоклаз		21	62.9	—	23.0	—	0.6	—	—	4.4	9.1	—	—
Сфен			32.0	38.9	0.79	—	0.48	—	—	27.9	—	—	—
Вариоль	69		60.6	0.7	14.5	—	4.6	0.3	5.8	5.6	7.7	0.1	—
Рог. обманка			46.2	0.6	12.9	0.3	16.9	0.3	8.4	12.8	1.3	0.4	—
Актинолит			53.3	0.1	4.2	0.1	15.3	0.2	13.4	12.8	0.5	0.1	—
Альбит		3	67.8	—	20.2	—	0.3	—	—	0.5	11.1	—	—
КПШ			65.3	—	18.4	—	0.2	—	—	—	—	16.1	—
Эпидот			39.6	—	24.7	0.5	10.5	—	0.3	24.4	—	—	—
Обр. 2023, вариолитовый базальтовый андезит, оз. Воттомукс													
Матрица	51		45.9	0.9	15.0	—	14.3	0.4	8.2	11.5	0.7	3.2	—
Плагиоклаз		22	63.4	—	23.2	—	—	—	—	4.5	8.9	0.1	—
Эпидот			39.1	0.0	24.4	—	11.8	0.1	—	24.6	—	—	—
Актинолит			55.6	0.1	3.0	—	13.8	0.3	13.7	13.1	0.3	0.1	—
Биотит			39.9	1.5	17.3	—	19.9	0.2	10.8	—	0.3	10.2	—
Сфен			32.2	37.2	2.05	—	1.19	—	0.1	26.8	0.37	—	—
Кальцит			—	—	—	—	1.01	0.7	0.54	97.7	—	—	—
Вариоль	61		54.6	0.5	11.5	—	10.4	0.2	9.2	8.9	3.5	1.3	—
Актинолит			54.8	—	3.3	—	14.0	0.4	14.1	13.1	0.2	0.1	—
Биотит			38.4	1.8	17.4	—	20.8	0.1	11.2	—	0.1	10.3	—
Плагиоклаз		19	63.9	—	22.6	—	—	—	—	4.0	9.4	0.1	—
Ядро вариоли	52		41.1	1.2	16.1	0.2	15.0	0.3	9.0	12.1	0.3	4.7	3.4
Актинолит			54.9	—	3.2	—	14.3	0.2	13.6	13.4	0.4	0.1	—
Биотит			39.0	1.5	17.2	—	20.8	0.1	10.7	—	0.4	10.3	—
Эпидот			39.6	—	27.7	—	7.9	0.1	—	24.7	—	—	—
Обр. 100д, вариолитовый базальтовый андезит, Каменнозерская структура													
Матрица	57		52.6	0.65	9.40	0.1	12.2	0.3	9.14	13.8	0.99	0.83	—
Актинолит			53.4	—	3.02	—	16.2	0.2	13.1	13.3	0.52	0.18	—
Эпидот			39.0	0.08	28.1	—	6.76	0.2	0.17	25.6	—	—	—
Альбит			69.1	—	19.4	—	—	—	—	0.37	11.0	—	—
Мусковит			50.7	0.35	28.5	—	4.22	—	3.23	—	0.35	12.6	—
Сфен			31.1	37.6	2.25	—	0.76	—	—	28.2	—	—	—
Вариоль	65		53.2	0.61	5.47	0.2	14.2	0.3	12.9	11.8	0.01	1.18	—
Актинолит			55.7	—	1.76	—	14.3	0.1	14.13	13.8	—	—	—
Мусковит			51.7	0.26	29.6	—	3.82	—	2.84	—	0.27	11.6	—
Сфен			31.0	38.3	1.86	—	0.56	—	—	28.3	—	—	—
Ядро вариоли	54		52.1	0.46	26.4	—	5.08	0.1	3.37	0.87	1.27	10.3	—

Примечание. Все анализы пересчитаны на 100 %. Курсив — химический состав породы в целом, определенный методом РФА.

направления тренда. Отношение Al_2O_3/TiO_2 составляет от 8 до 20, что отличает их от бонинитов, в которых оно колеблется от 30 до 60 [Crawford, Cameron, 1985]. Согласно классификации [Pearce, Reagan, 2019] для высоко-Si, высоко-Mg (бонинитоподобных) вулканитов, существенная часть вулканитов сумия имеет индексы $Ti8 (42TiO_2/(50-MgO)) > 0.5$ и $Si8 (SiO_2 + (MgO-8)/3.82) > 52$, что позволяет их отнести к SHMB—HMBA (siliceous high-magnesium basalts—high-magnesium basaltic andesites) серии.

В потоках базальтов Кумсинской структуры часто проявлена расслоенность, которая выражена возрастанием количества SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей от нижней к верхней части потока (см. табл. 3, обр. 141a — низ и обр. 141 — верх потока). В вариолитовых лавах Семченской и Каменнозерской структур в зонах скопления вариолей установлена более высокая магнезиальность ($mg\# = 0.59-0.63$ в образцах 291-5, 100д, 100ж, см. в табл. 3) по сравнению с матрицей и с прослоями однородных базальтовых лав ($mg\# = 0.40-0.53$ в образцах 100, 100а, 291-3, 90). Вариолы также содержат меньше TiO_2 и больше SiO_2 . Вулканиты изученных структур являются умеренно-щелочными породами натриевого ряда ($K_2O/Na_2O = 0.1-0.6$). Концентрации Cr и Ni в коматиитовых базальтах достигают 300—550 и 200—300 г/т соответственно, в базальтах и базальтовых андезитах их концентрация снижается от нижней к верхней части потока: Cr от 85 до 30 и Ni от 90 до 50 г/т.

Концентрации Cr и Ni в вариолах значительно превышают их концентрацию в матрице.

Все вулканиты от коматиитовых базальтов до базальтовых андезитов характеризуются относительно высокими концентрациями Sr (150—450 г/т), Zr (130—150 г/т) и отношением $Ti/Zr = 40-60$; обогащены ЛРЗЭ по сравнению с архейскими (лопийскими) аналогами. Сравнение сумийских базальтов и базальтовых андезитов, расположенных в Водлозерском и Центральном-Карельском доменах, на основе полученных нами и литературных данных, показало, что сумийские базитовые вулканиты Карельской провинции из доменов с различным составом и возрастом подстилающей коры в целом показывают сходные геохимические характеристики (см. рис. 2—4) с $(La/Yb)_n = 5-15$, при сходной дифференциации легких $(La/Sm)_n = 1.7-3.7$ и тяжелых $(Gd/Yb)_n = 1.5-3.8$ РЗЭ (см. рис. 3, а; 4, а), и характеризуются пониженным отношением $Sm/Nd = 0.16-0.27$ по сравнению с базальтами архейских зеленокаменных поясов. Самые высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в наименее магнезиальных вулканитах Кумсинской структуры (см. рис. 3, а). В некоторых базальтах Кумсинской и Семченской структур отмечается положительная аномалия европия ($Eu/Eu^* = 1.1-1.7$). Все базитовые вулканиты сумия Водлозерского домена характеризуются отрицательной аномалией Nb с отношением $Nb/La = 0.2-0.9$ (см. рис. 3, в) и положительной аномалией Pb относительно Ce и Pr (см. рис. 4, б).

Вулканиты *Центрально-Карельского домена* также варьируют по составу от коматиитовых базальтов до базальтовых андезитов ($SiO_2 = 44-56$, $MgO = 13.7-5.0$ мас. %) и по соотношению Si-Mg-Ti, согласно классификации [Pearce, Reagan, 2019], попадают преимущественно в поле SHMB—HMBA серии (см. рис. 2, а). По соотношению MgO и TiO_2 базальты структур озер Когу и Воттомукс лежат преимущественно в поле пород коматиитовой серии, в отличие от базальтов других сумийских структур домена (Шомбозерской и восточной части Лехтинской), занимающих поля и коматиитовой, и толеитовой серий [Куликов, 1988] (см. рис. 2, в). Отношение Al_2O_3/TiO_2 несколько выше, чем в сумийских базальтах Водлозерского домена и составляет от 15 до 28.

Все вулканиты от коматиитовых базальтов до базальтовых андезитов характеризуются повышенными концентрациями Sr (80—230 г/т), Zr (40—130 г/т), $Ti/Zr = 34-81$ и обогащены ЛРЗЭ с $(La/Yb)_n = 3-16$, при большей дифференциации легких $(La/Sm)_n = 1.7-4.2$ и меньшей — тяжелых $(Gd/Yb)_n = 1.0-3.2$ РЗЭ, но в целом обогащены несовместимыми элементами в меньшей степени в сравнении с сумийскими вулканитами более древнего Водлозерского домена (рис. 3, б, з; 4, а). Для всех сумийских вулканитов Центрально-Карельского домена также характерны пониженное для основных пород $Sm/Nd = 0.15-0.25$, отрицательная аномалия Nb с отношением $Nb/La = 0.3-0.7$ (рис. 3, з; 4, б) и переменное значение величины $Eu/Eu^* = 0.6-1.0$.

Характерной особенностью большинства сумийских базитов является внутренняя геохимическая неоднородность, выраженная в разделении на «магнезиальную» и «титан-железистую» разности, формирующие независимые тренды фракционирования на бинарных диаграммах (см. рис. 2). В вариолитовых лавах это разделение проявлено в обособлении более магнезиальных ($mg\# = 61-69$), обогащенных Si, Cr и Ni вариолей на фоне более богатой Ti, железистой матрицы ($mg\# = 51-57$). Сравнение составов вариолитовых лав из разных доменов Карельской провинции показало, что их разделение на вариолы и матрицу имеет сходные геохимические особенности (см. табл. 2). Ранее для образования вариолитовых структур в вулканических покровах была предложена и подтверждена их ликвационная природа [Пугин, Хитаров, 1982]. Образование вариолей в подушечных лавах сумия при ликвации в поверхностных условиях после излияния вулканитов описано детально [Светов, Голубев, 2013]. Однако вариолитовые структуры развиты не только в подушечных базальтах, но и образуют скопления в прослоях массивных базальтов. Поскольку вариолы обладают большей магнезиальностью и содержат большее количество Cr

Таблица 3. Химический состав сумийских базитовых вулканитов Карельской провинции

Компонент	Водлозерский домен														
	Семченская структура				Кумсинская						Каменнозерская				
	291-5*	91	90	291-5а	140	141а	139а	139	141	142	100в	100д	100ж	100а	100
SiO ₂	54.62	55.64	56.09	56.22	52.91	53.3	53.97	54.31	55.77	55.89	52.79	53.81	54.7	55.66	55.67
TiO ₂	0.89	1.32	1.26	0.93	1.06	1.39	1.21	1.31	1.17	1.25	1.13	0.81	0.91	1.01	1.31
Al ₂ O ₃	10.56	12.90	11.77	11.84	10.4	11.82	13.29	14.05	13.84	11.9	14.89	11.61	11.61	13.40	14.87
FeO _{tot}	10.06	12.12	13.73	9.05	13.49	13.06	13.26	10.61	10.77	11.49	11.79	10.23	9.49	10.73	11.86
MnO	0.18	0.19	0.20	0.17	0.19	0.18	0.18	0.16	0.13	0.16	0.15	0.14	0.15	0.15	0.17
MgO	9.18	6.09	6.18	8.88	9.09	7.35	4.79	5.11	5.41	5.06	6.86	9.91	7.6	6.33	6.31
CaO	11.60	5.48	6.09	8.30	8.64	6.87	7.4	5.88	6.77	9.49	6.98	8.93	10.7	7.64	6.99
Na ₂ O	2.71	4.74	3.54	3.84	3.51	3.92	3.25	5.69	4.93	4.16	3.59	1.82	1.59	4.22	1.22
K ₂ O	0.21	1.39	1.00	0.75	0.57	0.98	0.86	1.27	1.04	0.25	1.65	1.64	1.54	0.75	1.22
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.13	0.11	0.14	0.15	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17	0.11	0.12	0.12	0.19
mg#	0.62	0.47	0.45	0.64	0.53	0.50	0.39	0.46	0.47	0.44	0.48	0.63	0.59	0.51	0.49
Rb	3.50	26.1	27.5	17.0	9.18	20.8	12.7	22.4	19.1	2.59	37.6	92.8	42	18	21
Sr	427	123	268	288	181	134	351	121	321	487	227	97	231	475	173
Ba	185	220	213	200	67	152	226	288	216	38	446	988	454	257	384
Y	18	11	14	14	16	14	29	12	19	21	15	12	12	18	14
Zr	97	131	128	106	104	111	95	120	102	134	120	84	82	118	135
Ti	5162	7032	7133	5598	5242	6931	6014	6597	6048	6263	6468	4293	4888	5566	6735
Nb	7	8	8	7	6	9	9	7	8	8	8	5	6	7	5
Pb	11	7.0	14	4.0	4.2	12	8.0	3.6	9.0	7.1	4.4	3.2	7.26	6.0	5.2
Th	2.6	3.2	3.4	н.о.	2.7	3.2	3.1	3.4	3.2	3.6	3.58	2.3	2.4	3.2	4.0
U	0.50	0.71	0.85	н.о.	0.56	0.53	1.05	0.54	0.61	0.79	0.69	0.44	0.50	н.о.	0.78
Cr	300	85	33	350	469	203	34	31	64	24	134	708	515	226	155
Ni	296	96	92	300	154	113	58	59	64	53	118	198	146	173	126
Co	57	36	56	65	49	35	29	41	30	37	53	59	49	62	54
V	170	169	161	190	184	189	228	166	202	176	197	206	177	195	169
La	18.3	12.1	17.6	22.4	24.4	10.0	19.6	16.1	35.1	38.3	21.2	13.2	18.2	18.0	20.3
Ce	40.3	29.9	39.3	48.3	54.0	31.5	48.0	34.4	75.3	71.5	45.2	27.8	36	42	42.6
Pr	н.о.	3.99	5.15	н.о.	6.92	н.о.	н.о.	4.46	н.о.	9.22	5.79	3.92	4.81	н.о.	5.71
Nd	24.6	16.5	21.0	23.3	30.2	17.0	27.1	17.8	36.4	40.2	24.3	15.1	20.2	21.8	21.8
Sm	4.73	3.19	4.64	3.77	6.32	3.29	7.24	3.47	6.1	8.57	4.43	3.93	3.93	4.37	4.55
Eu	1.30	0.74	1.28	1.51	1.46	0.84	3.21	0.97	2.41	2.86	1.34	0.83	1.25	1.08	1.02
Gd	4.20	2.99	4.10	4.70	4.84	3.69	7.19	3.06	5.76	7.87	4.58	3.06	3.11	3.92	4.25
Tb	0.70	0.49	0.54	0.60	0.66	0.52	1.05	0.42	0.70	0.97	0.64	0.44	0.47	0.51	0.59
Dy	н.о.	2.48	3.42	3.47	3.22	3.21	6.27	2.45	4.13	4.79	3.15	2.50	2.48	2.60	3.34
Ho	н.о.	н.о.	0.57	0.55	0.66	н.о.	н.о.	0.45	н.о.	0.83	0.61	0.45	0.43	0.50	0.60
Er	н.о.	1.44	1.42	1.42	1.53	н.о.	н.о.	1.21	н.о.	1.77	1.43	1.11	0.96	1.32	1.43
Tm	н.о.	0.21	0.26	0.22	0.24	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	0.24	0.22	0.18	0.14	0.22	0.23
Yb	1.7	1.12	1.6	1.31	1.66	1.45	1.78	1.42	1.67	1.73	1.56	1.13	1.00	1.50	1.42
Lu	0.2	0.17	0.19	0.18	0.22	0.2	0.25	0.19	0.22	0.25	0.20	0.15	0.15	0.20	0.19
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11.9	9.7	9.3	12.7	9.8	8.1	10.2	10.7	11.6	9.4	12.8	12.6	14.3	13.3	11.4
Ti/Zr	53.2	53.5	55.6	52.8	50.4	62.5	63.2	55.0	59.3	46.7	56.2	51.0	59.6	47.2	49.9
Sm/Nd	0.19	0.19	0.22	0.16	0.21	0.19	0.27	0.22	0.17	0.21	0.18	0.26	0.21	0.20	0.21
(La/Yb) _n	7.7	7.8	7.9	11.9	11.5	4.9	7.9	8.1	14.6	15.4	10.7	8.1	12.7	9.1	10.0
(La/Sm) _n	2.5	2.5	2.4	3.7	2.5	2.0	1.7	3.0	3.7	2.8	3.0	2.1	3.5	2.6	2.9
(Gd/Yb) _n	1.9	2.0	1.5	3.0	2.6	1.6	2.7	1.8	1.9	3.8	2.8	2.2	2.6	2.3	2.5
(Eu/Eu*) _n	0.9	0.9	1.1	1.0	0.8	1.0	1.7	0.9	1.5	1.1	0.9	0.7	1.1	0.8	0.7
Nb/La	0.4	0.7	0.5	0.3	0.3	0.9	0.5	0.5	0.2	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2
Zr/Y	5.4	11.5	9.1	7.6	6.5	7.7	3.3	9.6	5.4	6.5	7.8	7.1	6.9	6.6	9.3
Sr/Y	23.7	10.7	18.9	20.6	11.3	9.4	12.1	9.7	17.1	23.6	14.7	8.2	19.4	26.4	11.9
Cr/Ni	1.1	0.9	0.4	1.2	3.0	1.8	0.6	1.5	1.0	0.5	1.1	3.6	3.7	1.3	1.23
Cr/Ti	0.059	0.012	0.005	0.062	0.090	0.029	0.006	0.009	0.011	0.004	0.021	0.165	0.105	0.041	0.02

Компонент	Центрально-Карельский домен			Центрально-Карельский домен						
	Вотгомукс			Лехтинская (оз. Когу)						
	C2010	C2011	C2021	19	21	18	23	30	326	31a
SiO ₂	55.91	54.35	56.63	44.30	46.38	52.62	54.29	54.61	49.92	55.52
TiO ₂	0.59	0.58	0.82	0.71	0.64	0.69	0.83	1.04	0.75	0.86
Al ₂ O ₃	14.98	16.33	11.75	14.54	12.31	11.81	14.51	15.93	17.07	17.31
FeO _{tot}	8.95	11.18	8.5	15.80	14.26	12.41	12.11	12.25	11.56	9.58
MnO	0.21	0.25	0.17	0.19	0.25	0.22	0.18	0.15	0.20	0.13
MgO	5.81	5.0	8.43	7.45	13.67	9.97	9.18	8.99	7.60	6.74
CaO	4.95	2.8	8.15	11.35	10.03	8.02	4.41	2.79	8.52	6.37
Na ₂ O	4.12	4.66	3.57	3.69	2.04	3.27	3.34	3.25	3.64	2.59
K ₂ O	2.14	2.66	0.3	1.85	0.34	0.89	0.96	0.10	0.65	0.82
P ₂ O ₅	0.1	0.09	0.1	0.11	0.20	0.07	0.19	0.19	0.10	0.09
mg#	0.54	0.44	0.64	0.46	0.63	0.59	0.57	0.56	0.54	0.56
Rb	74	88	14	22	10	18	38	3	10	24
Sr	164	79	229	206	173	181	152	217	159	142
Ba	1100	641	182	342	189	213	110	50	н.о.	304
Y	12	7	11	12	9	9	18	17	15	14
Zr	97	97	87	85	47	54	131	121	115	132
Ti	3459	3348	4790	4198	3830	4148	4811	5291	4352	5260
Nb	4	3	6	3	2.6	3.4	6	6	3	6
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8.2	н.о.	н.о.	7
Th	3.1	2.5	2.4	»	1.6	1.9	1.7	н.о.	н.о.	2.6
U	0.64	0.34	0.44	»	0.31	0.58	0.57	н.о.	н.о.	0.5
Cr	104	183	524	220	610	348	877	н.о.	н.о.	250
Ni	65	93	151	110	155	120	117	н.о.	н.о.	105
Co	38	51	42	н.о.	36	29	45	н.о.	н.о.	45
V	163	163	160	137	144	167	191	166	160	190
La	15.2	9.00	7.56	14	7.9	4.8	10.3	н.о.	н.о.	24.2
Ce	30.8	20.2	17.6	28	22.13	13.65	20.7	н.о.	н.о.	50.3
Pr	3.75	2.26	2.41	3.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	6.15
Nd	14.1	8.20	10.5	16	11.22	8.07	9.86	н.о.	н.о.	24.2
Sm	2.62	1.40	2.58	3.1	2.05	1.79	2.01	н.о.	н.о.	5.6
Eu	0.71	0.28	0.52	0.9	0.67	0.55	0.52	н.о.	н.о.	1.02
Gd	2.22	1.09	2.28	4.0	2.26	1.82	1.89	н.о.	н.о.	3.88
Tb	0.37	0.17	0.34	0.5	0.3	0.24	0.3	н.о.	н.о.	0.56
Dy	2.26	1.17	2.18	2.9	1.93	1.65	1.89	н.о.	н.о.	2.87
Ho	0.48	0.26	0.40	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.55
Er	1.28	0.91	1.09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.51
Tm	0.21	0.15	0.16	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.22
Yb	1.23	1.07	1.08	1.2	0.93	1.14	0.8	н.о.	н.о.	1.01
Lu	0.17	0.16	0.14	0.18	0.12	0.17	0.1	н.о.	н.о.	0.15
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	25.4	28.2	14.3	20.4	19.3	17.1	17.6	15.3	22.8	20.2
Ti/Zr	35.7	34.5	55.1	49.4	81.4	76.4	36.7	43.7	37.8	39.9
Sm/Nd	0.19	0.17	0.25	0.19	0.18	0.22	0.20	—	—	0.15
(La/Yb) _n	8.8	6.0	5.0	8.6	6.1	3.0	8.9	—	—	16.5
(La/Sm) _n	3.7	4.2	1.9	1.8	2.5	1.7	3.2	—	—	3.5
(Gd/Yb) _n	1.4	1.0	1.4	1.8	1.5	1.1	2.0	—	—	3.2
(Eu/Eu*) _n	0.9	0.7	0.6	0.9	1.3	1.2	0.7	—	—	0.5
Nb/La	0.3	0.3	0.8	0.3	0.3	0.7	0.6	—	—	0.2
Zr/Y	8.2	14.7	8.2	7.1	5.0	5.9	7.3	7.1	7.7	9.4
Sr/Y	13.8	12.0	21.6	17.2	18.6	19.8	8.4	12.8	10.6	10.1
Cr/Ni	1.6	2.0	3.5	2.0	3.9	2.9	7.5	—	—	2.4
Cr/Ti	0.030	0.1	0.1	0.0	0.2	0.1	0.2	—	—	0.1

Примечание. Здесь и в табл. 4: оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы в г/т.

* Номер пробы.

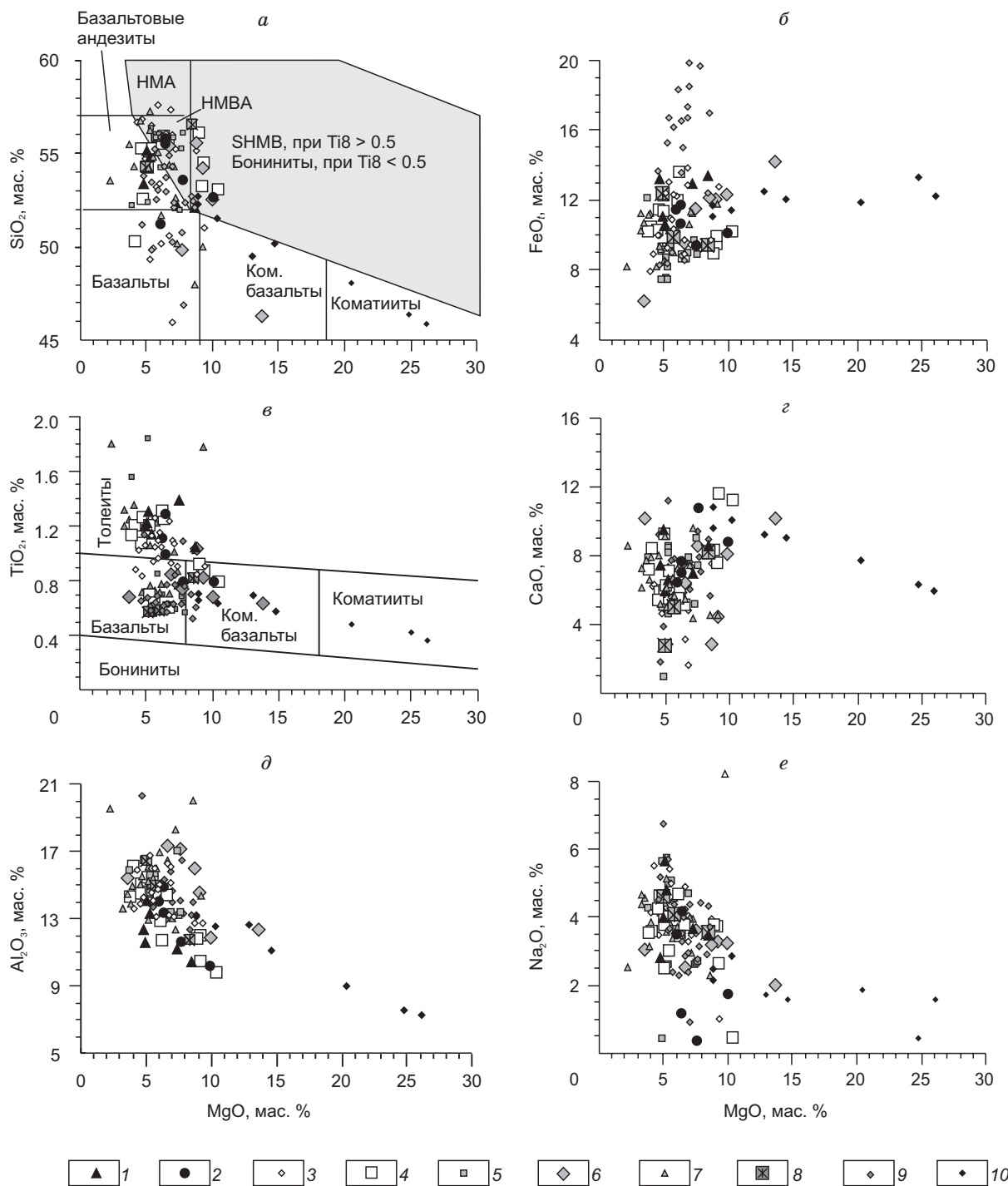


Рис. 2. Парные диаграммы MgO—оксиды для сумийских базальтов и базальтовых андезитов различных структур Карельской провинции.

Здесь и на рис. 4 и 5 — черные и белые значки — вулканиты Водлозерского домена, серые значки — вулканиты Центрально-Карельского домена. На диаграмме (а) SHMB — Si-высоко-Mg базальты ($Ti8 = 42TiO_2/(50MgO)$), HMBA — высоко-Mg базальтовые андезиты, HMA — высоко-Mg андезиты, поля даны по классификации [Pearce, Reagan, 2019], (в) разделение базитов на породы бонинитовой, коматиитовой и толеитовой серий выполнено по данным В.С. Куликова [Куликов, 1988]. Наряду с нашими (см. табл. 3), использованы опубликованные данные по районам: Красной речки [Светов и др., 2004], рек Семчь и Кумса [Светов и др., 2004, 2012], Паанаярви [Буйко и др., 1995], Лехты и Шомбозера [Мыскова и др., 2012, 2013], Ветреного пояса [Puchtel et al., 1997, 2016; Kulikov et al., 2010]. 1 — Кумса; 2 — Каменные озера; 3 — Красная речка; 4 — Семчь; 5 — Лехта, вост. крыло; 6 — Лехта, оз. Когу; 7 — Шомбозеро; 8 — оз. Воттомукс; 9 — Паанаярви; 10 — Ветренный пояс.

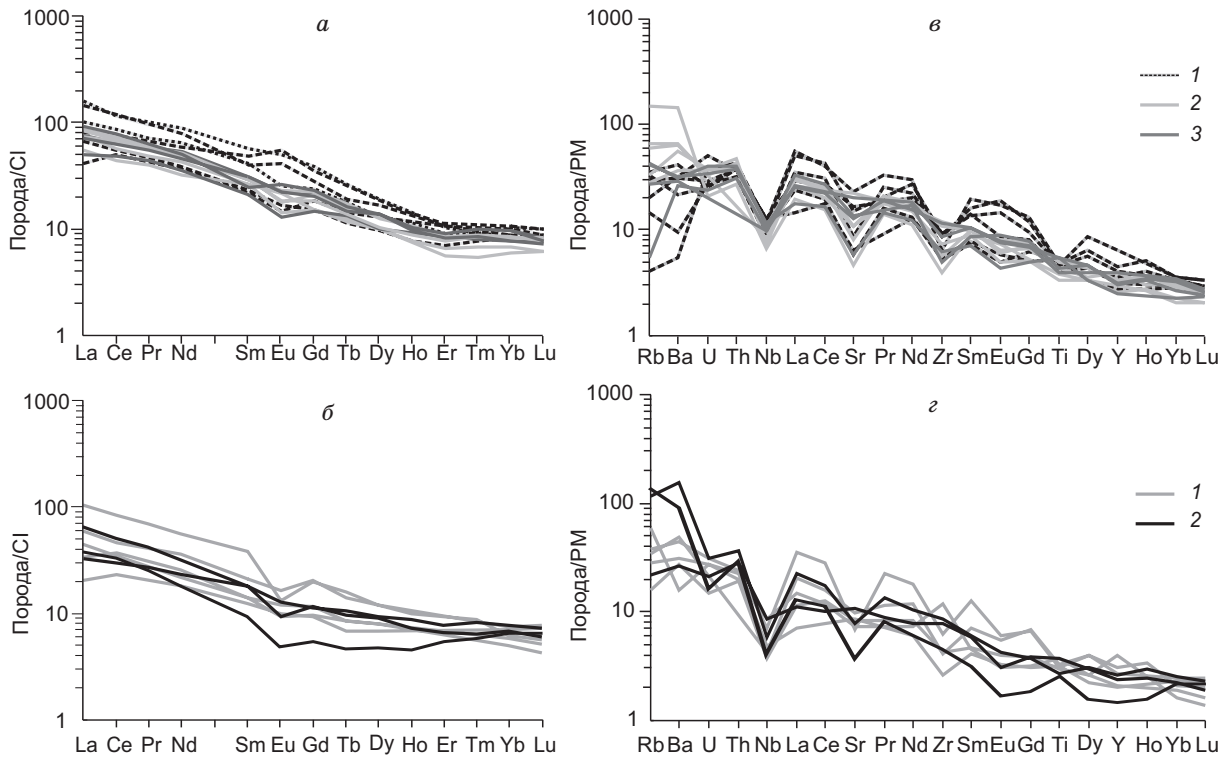


Рис. 3. Нормированные по [Sun, McDonough, 1989] на хондрит и на PM концентрации редкоземельных и ряда редких элементов (спайдер-диаграммы) в базальтах и базальтовых андезитах сумийских структур Водлозерского (*а, в*) и Центрально-Карельского (*б, г*) доменов Карельской провинции.

а, в: — 1 — Кумса; 2 — Каменные озера; 3 — Семчь; *б, г* — 1 — Лехта, оз. Когу; 2 — оз. Воттомукс.

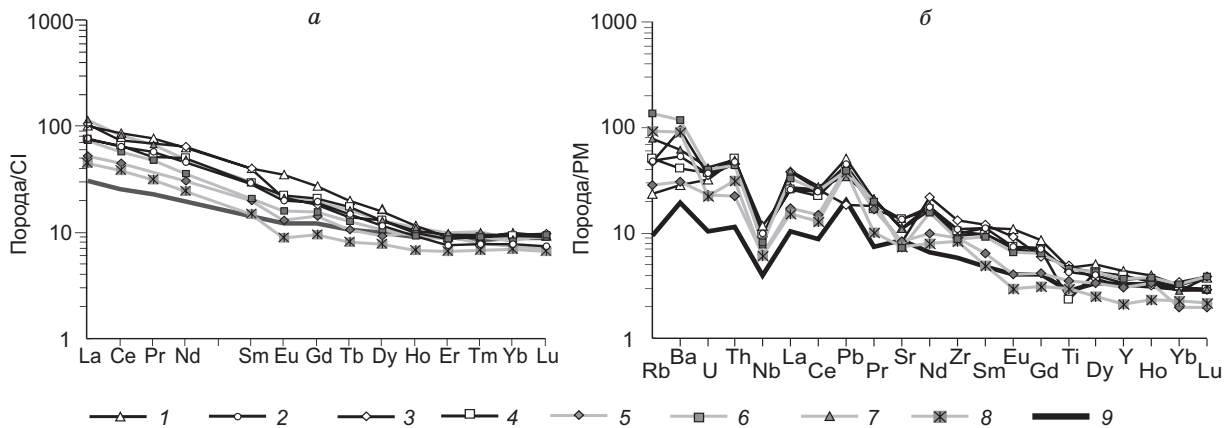


Рис. 4. Нормированные по [Sun, McDonough, 1989] на хондрит и на PM средние концентрации редкоземельных и ряда редких элементов (спайдер-диаграммы) в базальтах и базальтовых андезитах сумийских структур Карельской провинции.

Ссылки на источники данных приведены в подписи к рис. 2. 1 — Кумса; 2 — Каменные озера; 3 — Красная речка; 4 — Семчь; 5 — Лехта, оз. Когу; 6 — Лехта, зап. крыло; 7 — Шомбозеро; 8 — оз. Воттомукс; 9 — Ветренный пояс.

и Ni, следует предположить, что их образование происходило на ранних стадиях разделения расплава, а процесс разделения был более глубинным, чем в подушечных структурах, и происходил при движении расплава или в промежуточной камере.

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНИТОВ СУМИЯ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ С БАЗАЛЬТАМИ НЕОАРХЕЯ, СУМИЙСКИМИ ИНТРУЗИВНЫМИ БАЗИТАМИ КАРЕЛЬСКОЙ И БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИЙ И СУМИЙСКИМИ ВУЛКАНИТАМИ КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Сравнение с составом неoarхейских (лопийских) базальтов Центрально-Карельского домена (районы Иломантси, Большозеро, Лендеры, Ондозеро, Сяргозеро, Хижъярви, Нюк, Гимолы и Остер [Лобач-Жученко и др., 2000; Мыскова и др., 2012, 2013; Арестова и др., 2015; Чекулаев, Арестова, 2018]) показало, что базальты сумийского этапа характеризуются в целом менее изменчивым составом, чем отличаются от неoarхейских базитов, показывающих заметные вариации в составе (рис. 5, а, б). По сравнению с лопийскими базитами сумийским базальтам свойственны повышенные (на ~2 %) содержания SiO₂ при тех же концентрациях MgO (см. рис. 5, а) и широкие вариации магнезиальности от 0.40 до 0.69. При этом для сумийских базитов характерно большее фракционирование РЗЭ, особенно легких (см. рис. 5, в), что свидетельствует об обогащенном характере источника и/или влиянии коровой контаминации на исходные расплавы сумийских вулканитов.

Сравнение с коматиитовыми базальтами Ветреного пояса. Коматиитовые базальты (MgO = 8.40—13.67 мас. %) встречаются среди изученных сумийских вулканитов обоих доменов Карельской провинции (см. табл. 3, рис. 2). Средний состав коматиитовых базальтов Ветреного пояса (табл. 4) характеризуется значениями SiO₂ = 51.4 мас. %, MgO = 14.15, TiO₂ = 0.6 мас. %, отношениями Al₂O₃/TiO₂ = 18, Ti/Zr = 60, Nb/La = 0.4 [Puchtel et al., 1997, 2016; Kulikov et al., 2010]. Коматиитовые базальты изученных нами сумийских структур имеют сходные геохимические характеристики (см. табл. 3; рис. 2, 4, 5), в том числе содержание TiO₂ = 0.6—1.0 мас. %, отношения Al₂O₃/TiO₂ = 10—20, Ti/Zr = 57—82, Nb/La = 0.3—0.8. Коматиитовые базальты Ветреного пояса также обогащены легкими РЗЭ с (La/Yb)_n в среднем = 4.9 и имеют низкое отношение Sm/Nd_{ср.} = 0.22, как и все сумийские базитовые вулканиты Карельской провинции, что существенно ниже, чем в архейских базальтах (Sm/Nd = 0.30—0.33).

Базиты расслоенных интрузий Карельской провинции с возрастом 2.44–2.50 млрд лет детально рассмотрены в работах [Николаев, Арискин, 2005; Чистяков, Шарков, 2008; Kulikov et al., 2010; и др.].

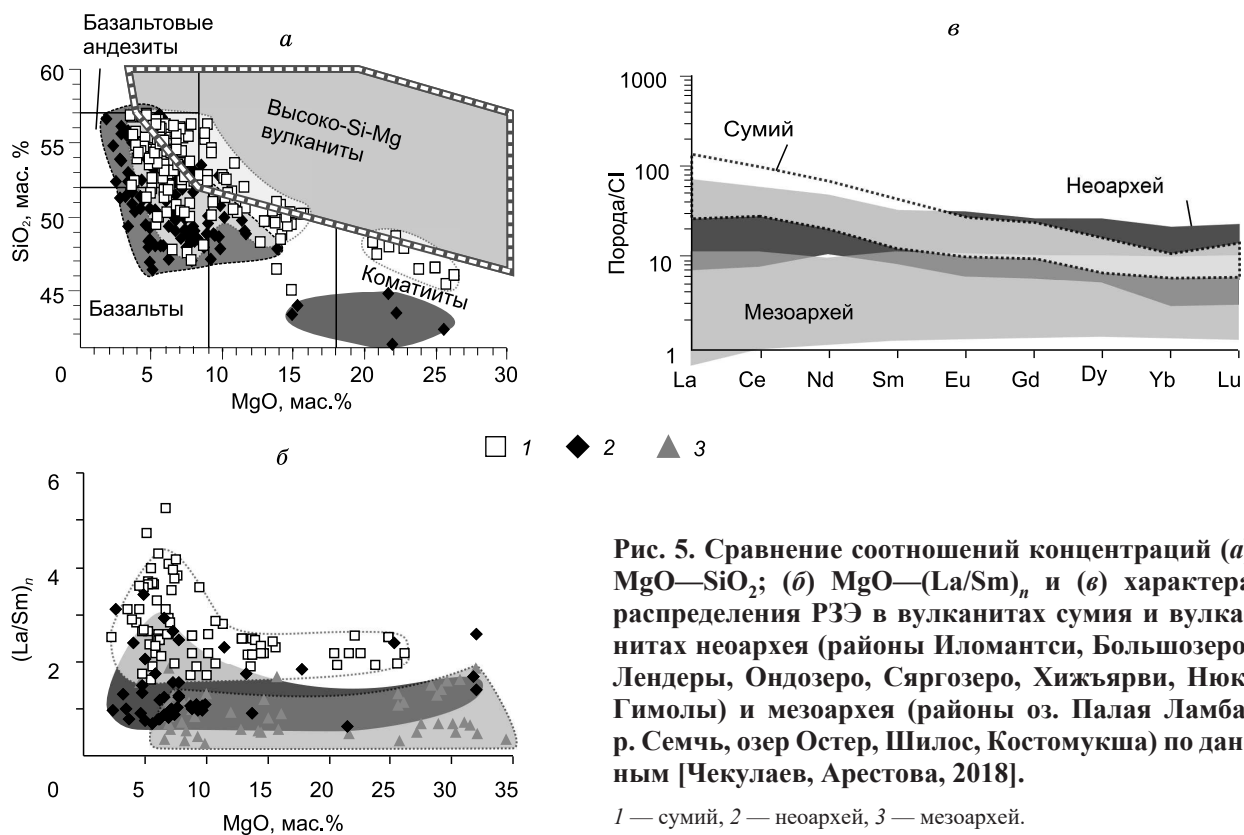


Рис. 5. Сравнение соотношений концентраций (а) MgO—SiO₂; (б) MgO—(La/Sm)_n и (в) характера распределения РЗЭ в вулканитах сумия и вулканитах неoarхей (районы Иломантси, Большозеро, Лендеры, Ондозеро, Сяргозеро, Хижъярви, Нюк, Гимолы) и мезоархей (районы оз. Палая Ламба, р. Семчь, озер Остер, Шилос, Костомукша) по данным [Чекулаев, Арестова, 2018].

1 — сумий, 2 — неoarхей, 3 — мезоархей.

Таблица 4. Средние составы палеопротерозойских базитов интервала 2.41—2.45 млрд лет

Компонент	Водлозерский домен											
	Красная речка				Семь				Кумса			
	Базальт		Базальтовый андезит		Базальт		Базальтовый андезит		Базальт		Базальтовый андезит	
	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.
SiO ₂	49.59	1.83	55.80	1.41	51.54	1.61	55.90	0.92	52.26	0.06	54.46	0.75
TiO ₂	1.12	0.13	1.00	0.10	1.25	0.04	1.05	0.25	1.23	0.23	1.23	0.07
Al ₂ O ₃	15.44	1.46	14.18	1.08	15.63	0.74	13.77	1.57	10.81	0.58	12.81	1.08
FeO _{tot}	12.43	1.41	10.40	1.27	11.12	0.69	10.87	1.60	13.28	0.30	11.38	1.28
MnO	0.21	0.04	0.18	0.03	0.17	0.00	0.17	0.02	0.19	0.01	0.16	0.02
MgO	6.65	1.49	5.99	1.25	4.32	0.40	5.71	1.77	7.96	0.86	5.05	0.21
CaO	4.63	1.74	5.68	1.53	7.13	1.80	6.32	1.93	7.66	1.11	7.31	1.51
Na ₂ O	4.43	1.49	4.17	0.71	4.19	0.74	3.89	0.58	3.62	0.15	4.36	1.21
K ₂ O	1.09	1.03	1.51	0.63	1.05	0.15	1.53	0.60	0.68	0.43	0.85	0.43
mg#	0.49	0.06	0.50	0.05	0.41	0.01	0.48	0.09	0.52	0.02	0.44	0.04
Rb	27.2	20.0	32.9	23.3	30	10	34.5	14.7	13.9	9.8	16.2	8
Sr	99.7	35.1	247	—	317	143	251	91	154	28	313	135
Ba	441	210	880	372	298	11	272	97	135	24	268	82
Y	14.3	2.08	14	—	21.4	0.4	14.9	2.2	16.7	3.3	22.7	5.2
Zr	135	31	165	—	114	1.4	121	12	106	7	116	20
Hf	3.9	0.6	3.4	0.5	3.03	0.13	3.32	0.20	2.29	0.34	3.07	0.25
Ti	6699	779	5982	599	7500	255	6095	1391	6087	1194	6231	268
Nb	6	1	7	1	6.0	0.0	7.7	0.63	6.52	3.56	10.21	2.28
Th	3.9	0.8	3.8	0.5	5.25	0.21	3.32	0.10	5.08	2.7	3.32	1.24
U	0.45	0.63	1.04	0.62	0.80	0.01	0.78	0.07	0.53	—	0.83	0.31
Cr	287	21	122	77	52	2.8	45	36	379	249	41	16
Ni	168	89.4	59	—	96	4.2	113	88	154	58	62	8
Co	68	4	53	5	53	2.1	47	10	45	13	34	6
V	168	2.3	161	—	196	7.8	163	5	187	2	204	18
La	30.5	23.2	22.2	10.9	18.3	14.3	17.4	5.1	10.0	—	27.3	11.0
Ce	51.2	33.8	40.2	18.0	40.3	27.4	39.2	9.2	31.5	—	61.6	19.3
Nd	28.6	14.6	25.3	11.1	24.6	8.1	20.6	3.9	17.0	—	31.7	6.6
Sm	5.87	1.82	4.92	1.42	4.73	0.78	3.87	0.73	3.29	—	6.67	0.81
Eu	1.57	0.52	1.50	0.62	1.3	0.50	1.18	0.40	0.84	—	2.81	0.57
Gd	3.69	0.5	3.50	—	4.2	0.59	3.95	0.89	3.69	—	6.48	1.01
Tb	0.52	0.12	0.50	0.20	0.7	0.03	0.55	0.06	0.52	—	0.88	0.25
Yb	1.8	0.2	1.5	0.2	1.7	0.08	1.34	0.24	1.45	—	1.73	0.08
Lu	0.30	0.05	0.27	0.02	0.23	0.01	0.20	0.02	0.26	—	0.31	0.11
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	13.9	—	14.3	—	12.5	—	11.9	—	8.9	—	10.5	—
Ti/Zr	50	—	36	—	65.8	—	56	—	57	—	55	—
Sm/Nd	0.18	—	0.18	—	0.18	—	0.19	—	0.19	—	0.21	—
(La/Yb) _n	12.9	—	10.0	—	17.85	—	9.30	—	4.9	—	11.5	—
(La/Sm) _n	3.05	—	2.78	—	3.99	—	2.91	—	1.96	—	2.73	—
(Gd(Tb)/Yb) _n	1.32	—	1.47	—	0.85	—	1.88	—	1.63	—	2.29	—
Eu/Eu*	1.05	—	1.15	—	0.88	—	1.17	—	0.98	—	1.62	—
Nb/La	0.20	—	0.32	—	0.33	—	0.44	—	0.65	—	0.37	—
Zr/Y	9.44	—	11.79	—	14.8	—	8.3	—	6.5	—	5.4	—
Sr/Y	6.97	—	17.64	—	2.25	—	17.2	—	9.3	—	13.6	—
Cr/Ni	1.71	—	2.06	—	0.55	—	0.49	—	2.32	—	0.67	—
Cr/Ti	0.006	—	0.022	—	0.007	—	0.007	—	0.062	—	0.007	—
n (пл./ред.)	6/3	—	12/12	—	2/2	—	10/10	—	2/2	—	4/4	—

Водлозерский домен						Центрально-Карельский					
Каменные озёра				Ветренный пояс		Оз. Воттомукс		Лехга, зап. крыло (оз. Когу)			
Базальт		Базальтовый андезит		Коматит. базальт		Базальтовый андезит		Базальт		Базальтовый андезит	
Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.
52.08	1.03	55.07	1.19	51.45	2.59	55.63	1.17	48.31	3.69	55.14	0.74
0.97	0.23	1.04	0.25	0.62	0.13	0.66	0.14	0.70	0.05	0.91	0.11
12.11	2.68	13.29	1.63	12.00	2.48	14.35	2.35	13.93	2.40	15.91	1.40
10.91	0.96	10.69	1.18	10.40	0.70	9.54	1.44	13.51	1.90	11.32	1.50
0.15	0.01	0.16	0.01	0.19	0.01	0.21	0.04	0.21	0.03	0.15	0.03
7.96	2.76	6.75	0.74	14.15	7.02	6.41	1.79	9.67	2.91	8.20	1.29
7.61	1.59	8.44	1.98	8.96	1.75	5.3	2.69	9.48	1.51	4.52	1.79
2.71	1.25	1.96	1.99	1.70	0.73	4.12	0.55	3.16	0.77	3.06	0.41
1.59	0.07	1.17	0.40	0.46	0.13	1.7	1.24	0.93	0.65	0.63	0.46
0.56	0.11	0.53	0.05	0.71	0.09	0.54	0.1	0.55	0.07	0.56	0.01
43.3	11	18.3	0.5	6.0	3.8	59	39	15.0	6.0	21.7	17.6
243	4	327	210	180	43	157	75	180	20	170	41
373	104	369	113	137	114	641	459	248	82	177	180
14.7	0.9	16.0	2.8	15.0	3.0	9.7	2.8	11.4	2.7	16.3	2
115	27	131	18	65.0	13.7	94	5.8	75	31	128	6
—	—	—	—	1.00	0.43	2.49	0.19	1.47	0.23	—	—
5381	1538	5730	934	3720	813	3866	802	4132	219	4929	708
6.05	4.31	8.04	2.71	2.80	0.60	4.41	1.63	3.01	0.32	6	2
3.66	0.92	4.44	1.12	0.98	0.66	2.65	0.39	1.77	0.23	2.1	0.66
0.91	—	0.61	0.24	0.22	0.14	0.47	0.15	0.45	0.19	0.53	0.05
611	605	393	295	1435	748	270	223	479	185	550	443
230	110	178	20	310	327	103	44	180	23.6	110	8.49
70	0.7	53	16.0	66	31	44	6.8	32	5	45	0.0
223	44	184	19	200	51	162	1.7	149	16	190	16.1
19.3	—	16.0	3.00	7.21	2.4	10.5	3.9	6.4	2.2	17.3	9.83
46.0	—	41.5	6.88	15.7	5.4	22.9	7	17.9	6.0	35.5	20.9
23.2	—	24.2	3.18	8.97	2.8	10.9	3	9.6	2.2	17.0	10.1
4.98	—	4.85	0.31	2.12	0.62	2.2	0.69	1.92	0.18	3.8	2.54
1.35	—	1.16	0.17	0.69	0.16	0.5	0.22	0.61	0.08	0.77	0.35
4.47	—	4.09	0.59	2.41	0.61	1.86	0.67	2.04	0.31	2.9	1.41
0.73	—	0.53	0.07	0.38	0.02	0.29	0.11	0.27	0.04	0.43	0.18
1.33	—	1.44	0.24	1.45	0.33	1.13	0.09	1.04	0.15	0.91	0.15
0.36	—	0.2	0.3	0.22	0.02	0.16	0.02	0.17	0.01	0.13	0.04
12.5	—	13.0	—	18.7	—	22.6	—	19.9	—	17	—
46	—	47	—	62	—	41.7	—	61	—	39	—
0.21	—	0.20	—	0.22	—	0.20	—	0.20	—	0.22	—
10.4	—	8.0	—	4.9	—	6.6	—	4.6	—	13.5	—
2.50	—	2.13	—	2.53	—	3.27	—	2.11	—	2.9	—
2.49	—	1.67	—	2.1	—	1.17	—	1.21	—	2.6	—
1.04	—	0.93	—	1.15	—	0.73	—	1.22	—	0.68	—
0.31	—	0.50	—	0.39	—	0.42	—	0.47	—	0.4	—
7.8	—	8.4	—	4.1	—	10.35	—	6.4	—	10.5	—
16.6	—	19.5	—	11.1	—	15.8	—	16.5	—	10.1	—
2.29	—	2.11	—	4.06	—	2.35	—	2.66	—	5.00	—
0.11	—	0.07	—	0.38	—	0.06	—	0.12	—	0.11	—
2/2	—	3/3	—	140/8	—	3/3	—	4/4	—	4/3	—

Компонент	Беломорская провинция				Расслоенные интрузии Карельской провинции				Кольско-Норвежская провинция			
					Кивакка	Бураковская интрузия			Имандр. и Печенг. структуры			
	Друзиты Mg- группа		Друзиты Fe- группа		Сред.	Mg-группа		Fe-группа	Базальт		Базальтовый андезит	
	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.		Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	Сред.	Ст. откл.	
SiO ₂	51.16	2.48	52.02	2.25	51.45	51.75	4.96	53.70	51.60	2.07	55.59	1.20
TiO ₂	0.57	0.17	1.64	0.33	0.21	0.51	0.60	1.66	0.87	0.38	0.86	0.20
Al ₂ O ₃	11.40	2.86	12.69	1.12	10.3	12.50	6.95	15.50	14.53	1.13	13.91	0.64
FeO _{tot}	10.11	1.17	14.93	2.01	10.17	9.63	3.09	12.12	9.82	1.84	10.90	1.30
MnO	0.17	0.03	0.19	0.05	0.17	0.15	0.03	0.16	0.18	0.04	0.15	0.01
MgO	13.89	5.79	4.74	0.97	21.01	15.59	11.66	3.46	6.88	1.80	4.54	1.15
CaO	8.35	1.64	8.46	1.10	5.6	7.90	3.71	8.40	8.57	0.99	6.32	1.08
Na ₂ O	1.70	0.79	2.43	0.52	1.07	2.55	1.53	4.00	2.53	0.70	3.24	0.69
K ₂ O	0.74	0.47	1.15	0.43	0.02	0.38	0.49	1.00	0.59	0.40	1.91	0.59
mg	0.68	0.09	0.36	0.06	0.78	0.70	0.20	0.34	0.55	0.09	0.45	0.09
Rb	21	19	29	10	5.5	6	—	6	17.8	14.7	65.1	27.7
Sr	194	67	224	65	180	210	—	435	329	130	294	89
Ba	220	97	378	197	54	56	—	163	163	106	595	193
Y	13	3	27	9	4.5	4.5	—	5.9	17.0	6.9	18.3	3.7
Zr	62	16	129	46	34.1	15.5	—	22	88	55	146	55
Hf	—	—	—	—	0.43	0.31	—	0.65	2.41	1.34	3.75	1.34
Ti	3420	—	9840	—	1320	900	—	7071	5220	—	5160	—
Nb	4	1	7	2	1	0.9	—	1.1	6	5	7	2
Th	—	—	—	—	0.60	0.26	—	0.65	2.17	1.67	4.75	1.22
U	—	—	—	—	0.10	0.06	—	0.18	0.50	0.35	1.17	0.36
Cr	1263	844	124	128	1165	1466	—	43	318	265	123	106
Ni	376	295	40	28	809	871	—	22	109	44.6	46.5	22
Co	60	14	55	7	89	101	—	79	46.6	7.5	37.5	2.4
V	196	66	479	204	83	89	—	1173	225	37	223	52
La	8.17	3.03	25.90	—	6.23	8.91	6.07	3.30	14.62	11.8	21.50	4.8
Ce	18.73	8.70	54.90	—	14.11	17.45	11.11	7.00	30.13	22.8	44.41	9.8
Nd	9.76	4.45	26.60	—	7.64	8.07	5.37	3.60	15.33	13.1	21.11	4.5
Sm	1.96	0.74	4.84	—	1.85	1.69	1.06	0.87	3.58	2.23	4.41	1.04
Eu	0.66	0.24	1.55	—	0.59	0.64	0.36	0.47	1.05	0.48	1.16	0.26
Gd	1.79	0.66	4.40	—	1.91	1.84	0.09	0.98	3.39	1.74	4.00	0.93
Tb	0.29	0.12	0.71	—	0.31	0.27	0.17	0.16	0.55	0.24	0.64	0.14
Yb	1.10	0.35	2.38	—	1.0	0.75	0.44	0.50	1.59	0.55	1.79	0.37
Lu	—	—	—	—	0.20	0.31	0.47	0.07	0.23	0.07	0.25	0.06
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	20.9	—	8.0	—	47.6	24.3	—	9.3	21.8	—	16.9	—
Ti/Zr	67.4	—	87.5	—	39	89	—	321	69.0	—	38.5	—
Sm/Nd	0.20	—	0.18	—	0.24	0.21	—	0.27	0.23	—	0.21	—
(La/Yb) _n	5.33	—	7.81	—	7.36	8.24	—	4.52	6.3	—	8.7	—
(La/Sm) _n	2.70	—	3.45	—	2.19	3.30	—	2.45	2.5	—	3.2	—
(Gd/Yb) _n	1.36	—	1.52	—	2.44	2.11	—	1.63	1.7	—	1.9	—
Eu/Eu*	4.70	—	4.83	—	0.81	1.08	—	—	0.98	—	0.83	—
Nb/La	0.51	—	0.26	—	0.16	0.10	—	0.3	0.40	—	0.31	—
Zr/Y	14.5	—	9.46	—	7.58	3.4	—	—	5.06	—	7.79	—
Sr/Y	1.19	—	1.36	—	40	46.7	—	—	24.1	—	16.5	—
Cr/Ni	3.73	—	3.00	—	1.4	0.6	—	—	2.69	—	2.32	—
Cr/Ti	0.43	—	0.01	—	0.9	0.98	—	—	0.08	—	0.03	—
n (гл./ред.)	34/34	—	32/32	—	14/12	369/8	—	5/1	6/6	—	10/10	—

Примечание. Наряду с нашими, использованы опубликованные данные по районам: Красной речки [Светов и др., 2004], рек Семчь и Кумса [Светов и др., 2004, 2012], Паанаярви [Буйко и др., 1995], Лехты и Шомбозера [Мыскова и др., 2012, 2013], Ветреного пояса [Puchtel et al., 1997, 2016; Kulikov et al., 2010]; расслоенных интрузий группы Койлисмаа [Alariceti, 1982], Кивакка [Бычкова и др., 2019]; Бураковская [Николаев, Арискин, 2005; Чистяков, Шарков, 2008; Криво-луцкая и др., 2010а; Kulikov et al., 2010], друзитов Беломорья [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. *n* — число анализов, гл. — главные, ред. — редкие, Сред. — среднее, Ст. откл. — стандартное отклонение.

Рядом исследователей они вместе с разновозрастными крупными расслоенными интрузиями Кольско-Норвежской провинции, дайковыми комплексами и вулканитами Ветреного пояса относятся к производным единой магматической провинции (LIP) [Ernst, Buchan, 2001; Kulikov et al., 2010]. Сравнение средних составов базитов расслоенных интрузий с сумийскими базальтами Карельской провинции (см. табл. 4) позволяет установить их определенное сходство: для интрузивных базитов также характерна внутренняя геохимическая неоднородность, выраженная в разделении на «магнезиальную» и «титан-железистую» разновидности [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]; пониженные отношения $Nb/La = 0.1—0.5$ и $Sm/Nd = 0.21—0.26$, дифференцированное распределение РЗЭ с отношением $(La/Yb)_n = 4.3—8.0$, хотя в большинстве пород интрузий установлены более низкие концентрации РЗЭ, чем в вулканитах [Alapieti, 1982; Кривошукская и др., 2010; Kulikov et al., 2010; Бычкова и др., 2019] (рис. 6, а).

Друзиты северо-запада и юга Беломорской провинции (2.41—2.45 млрд лет) ранее были детально рассмотрены в работах [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Арестова, Глебовицкий, 2005]. Их сравнение с сумийскими базальтами Карельской провинции показывает большое сходство составов как по содержанию пороодообразующих элементов, так и редких и редкоземельных элементов. Спектры распределения редких элементов и РЗЭ в вулканитах изученных сумийских структур почти параллельны спектрам пород друзитового комплекса [Lobach-Zhuchenko et al., 1998] и лежат в верхней половине поля друзитов (см. рис. 6, а). Для друзитов также характерна внутренняя геохимическая неоднородность, проявленная в разделении на магнезиальную и железистую разновидности пород [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Арестова, Глебовицкий, 2005]. В массивах Толстик и Романовский магнезиальная и железистая разновидности пород образуют чередующиеся слои мощностью от 1 до 5 и 30 м, а в массиве Жемчужный — пятна железистых друзитов в магнезиальных. В магнезиальных разновидностях преобладающим темноцветным минералом является ортопироксен, а в железистых — клинопироксен, установлены скачкообразные изменения концентраций Ti, Cr, V, Y, Zr, Nb и значений $mg\#$ на контактах двух групп пород. Параллельные тренды распределения РЗЭ и близкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах обеих групп свидетельствуют о едином источнике их исходных расплавов. Контрастное изменение концентраций одних элементов на границе «магнезиальной» и «железистой» разновидностей пород и их подобие по ряду других элементов при отсутствии интрузивных контактов между породами двух групп нельзя объяснить сменой флюидного режима в процессе кристаллизации расплава, как это установлено для вулканических серий [Ляпин и др., 1990; Snyder et al., 1993], или смешением двух расплавов из различных источников в пределах массивов незначительного объема, таких как друзиты [Irvine, Sharpe, 1982]. Такое переслаивание пород магнезиальной и железистой групп находит удовлетворительное объяснение в рамках модели жидкостной дифференциации расплава. Подобный вывод подтверждается распределением РЗЭ, Ti и Zr в породах двух серий, которое соответствует распределению при ликвационном разделении расплава [Watson, 1976; Арестова, Пугин, 1985]. Химический состав вариолей и матрицы вариолитовых разновидностей сумийских базальтов сходен с составами магнезиальной и железистой разновидностей друзитов: состав вариолей соответствует составу магнезиальной, а состав матрицы — железистой разновидности друзитов.

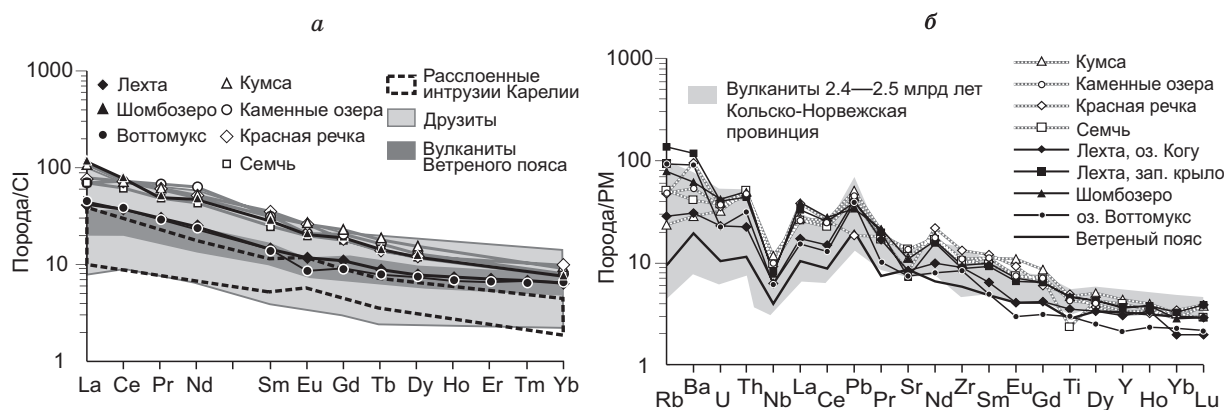


Рис. 6. Нормированные по [Sun, McDonough, 1989] на хондрит CI (а) и на примитивную мантию (б) распределения РЗЭ и редких элементов для средних составов сумийских базальтов и базальтовых андезитов Карельской провинции

в сравнении: а — с коматитами Ветреного пояса [Puchtel et al., 1997, 2016], расслоенными интрузиями Карельской провинции: Портивваара [Alapieti, 1982], Бураковская [Николаев, Арискин, 2005; Чистяков, Шарков, 2008], Кивакка [Бычкова и др., 2019] и друзитами Беломорской провинции [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]; б — с базальтовыми вулканитами с возрастом 2.4—2.5 млрд лет Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита [Арзамасцев и др., 2020].

Базитовые вулканы (2.44—2.50 млрд лет) Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита представлены коматиитами, коматиитовыми базальтами и базальтовыми андезитами и слагают нижние части вулканогенно-осадочных разрезов Имандра-Варзугской и Печенгской структур [Hanski et al., 2013]. Их геохимические особенности подробно рассматриваются в работе [Арзамасцев и др., 2020], где также проводится сравнение с одновозрастными plutоническими комплексами и комплексами мафических даек и силлов. Сумийские базальты Кольско-Норвежской провинции показывают полное геохимическое сходство с сумийскими базальтами Карельской провинции (см. табл. 4, рис. 6, б). Они характеризуются значениями $\text{SiO}_2 = 48\text{—}57$, $\text{MgO} = 3.4\text{—}8.6$, $\text{TiO}_2 = 0.3\text{—}1.8$ мас. %, и по соотношению Si—Mg—Ti, согласно классификации [Pearce, Reagan, 2019], ранние базальты (2.5 млрд лет) занимают поле нормальной коматиит-базальтовой серии и обогащены Fe и Ti, а базальты и базальтовые андезиты с возрастом 2.43—2.45 млрд лет имеют повышенные концентрации Si и Mg и попадают преимущественно в поле SHMB—HMBA серии. Сумийские базальты Кольско-Норвежской провинции также характеризуются относительно высокими концентрациями Sr (140—570 г/т), Zr (до 250 г/т), обогащены литофильными и РЗЭ элементами, при $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.7\text{—}3.6$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3\text{—}2.4$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.75\text{—}1.1$, имеют низкие отношения $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.20\text{—}0.24$ и $\text{Nb}/\text{La} = 0.25\text{—}0.50$, на спайдер-диаграммах наблюдается положительная аномалия Pb и отрицательная аномалия Nb (см. рис. 6, б).

В целом концентрации главных, редких, РЗЭ и характер их распределения на графиках и спайдер-диаграммах (см. табл. 4, рис. 2, 4, 6) показывают значительное сходство сумийских базитов различных структур, расположенных в Карельской, Беломорской и Кольско-Норвежской провинциях Фенноскандинавского щита, которое может быть обусловлено только сходством состава источника, условиями плавления и возможного последующего преобразования.

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА СУМИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Анализ Sm-Nd изотопной системы сумийских базальтов Водлозерского и Центрально-Карельского доменов (табл. 5) и данных, опубликованных в работах [Bogina et al., 2015, 2018], показал, что все сумийские базальты и базальтовые андезиты вне зависимости от возраста и состава подстилающих пород фундамента характеризуются отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.09\text{—}0.14$, которые значительно ниже по сравнению с базальтами архейских зеленокаменных поясов (0.17—0.23), и сходными отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.5\text{—}-3.8$ (Центрально-Карельский домен) и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.5\text{—}-3.6$ (Водлозерский

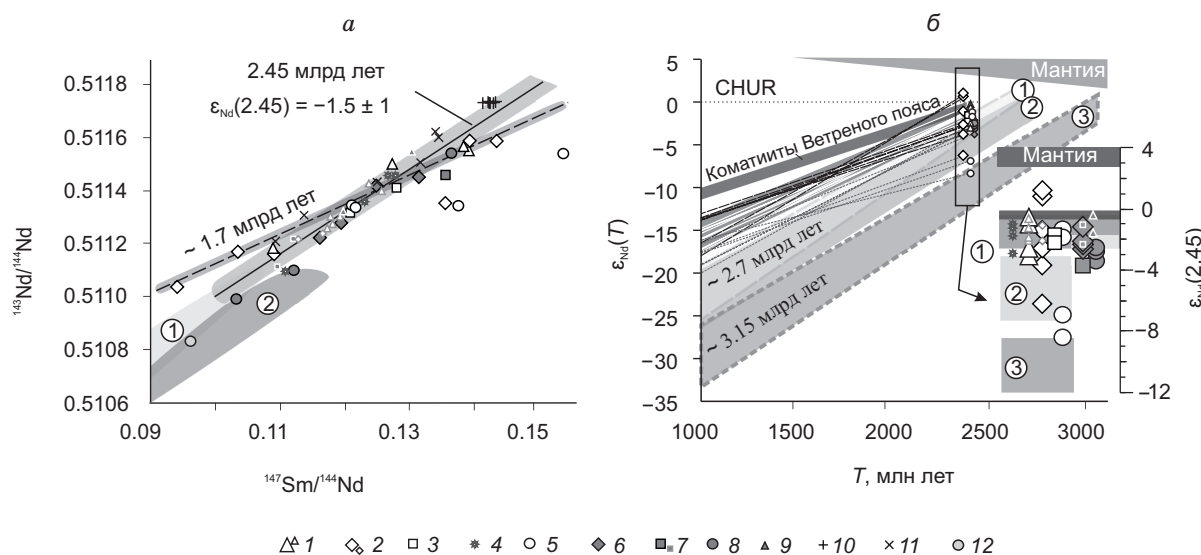


Рис. 7. Sm-Nd диаграммы для сумийских базальтов Карельской провинции.

Водлозерский домен: 1 — Кумсинская структура, 2 — р-н Красной реки, 3 — Семченская структура, 4 — Эльмусская и Койкарская структуры; 5 — Каменноозерская структура; Центрально-Карельский домен: 6, 7 — Лехтинская структура: 6 — оз. Когу, 7 — восточное крыло, 8 — район оз. Воттомукс, 9 — Шомбозерская структура; крупные знаки — наши данные (см. табл. 3), мелкие знаки — данные из работ [Bogina et al., 2015, 2018]. Для сравнения приведены данные: 10 — для коматиитовых базальтов Ветреного пояса [Puchtel et al., 2016], 11 — для друзитов (Беломорский пояс) [Lobach-Zhuchenko et al., 1998], 12 — состав архейских гнейсогранитов фундамента района оз. Воттомукс (новые данные). Цифры в кружках — составы архейских ТТГ: 1 — Центрально-Карельского домена, 2, 3 — Водлозерского домена. На рисунке (а) показаны модельные изохронные зависимости, соответствующие возрасту 2.45 млрд лет с начальным значением $\epsilon_{\text{Nd}}(2.45) = -1.5 \pm 1$ и возрасту около 1.7 млрд лет (время свекофенского метаморфизма), на рис. б — линии и поля эволюции изотопного состава Nd (подробности см. в тексте).

Таблица 5. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$, по [De Paolo, 1981], в сумийских базальтах Карельской провинции

№ образца	Порода	Район	T, млн лет	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	T(DM)
				г/г						
Водлозерский домен										
508-34	Базальтовый андезит	Крас. речка	2440	3.94	16.6	0.1434	0.511595	-20.3	-3.6	3174
508-35	»	»	2440	6.11	33.9	0.1090	0.511167	-28.7	-1.2	2731
508-27	»	»	2440	2.77	12.0	0.1394	0.511596	-20.3	-2.4	2989
508-6	Базальт	»	2440	5.35	34.4	0.0941	0.511046	-31.1	+1.2	2540
508-11	»	»	2440	8.86	51.7	0.1035	0.511179	-28.5	+0.8	2575
291/3	Базальтовый андезит	р. Семчь	2450	4.73	24.6	0.1207	0.511318	-25.7	-1.8	2829
90	»	»	2450	4.18	19.8	0.1279	0.511412	-23.9	-2.3	2909
139a	»	р. Кумса	2450	6.34	27.7	0.1385	0.511563	-21.0	-2.7	3028
140	Базальт	»	2450	4.60	21.8	0.1274	0.511492	-22.4	-0.5	2748
141	Базальтовый андезит	»	2450	6.39	35.4	0.1091	0.511176	-28.5	-0.9	2719
141a	Базальт	»	2450	3.67	15.9	0.1393	0.511546	-21.3	-3.2	3097
100	Базальтовый андезит	Кам. озера	2450	5.23	22.9	0.1383	0.511342	-25.3	-6.9	3400
100a	»	»	2450	4.37	21.8	0.1210	0.511344	-25.2	-1.4	2795
100в	Базальт	»	2450	4.83	24.0	0.1215	0.511333	-25.5	-1.8	2838
100д	Базальтовый андезит	»	2450	3.37	13.16	0.1549	0.511537	-21.5	-8.4	4148
Центрально-Карельский домен										
19	Базальт	Лехта, Когу	2450	4.80	26.0	0.1161	0.511223	-27.6	-2.2	2848
18	»	»	2450	1.74	8.33	0.1313	0.511452	-23.1	-2.6	2956
21	»	»	2450	2.33	12.3	0.1193	0.511280	-26.5	-2.1	2855
31	Базальтовый андезит	»	2450	2.06	10.4	0.1247	0.511419	-23.8	-1.1	2789
4318 ТМ	Базальт	Лехта, вост.	2433	3.51	15.7	0.1355	0.511460	-23.0	-3.9	3114
С2010	Базальтовый андезит	Воттомукс	2450	2.06	14.1	0.1121	0.511100	-30.0	-3.4	2923
С2011	»	»	2450	1.40	8.4	0.1032	0.510990	-32.1	-2.7	2834
С2021	»	»	2450	2.40	10.7	0.1365	0.511540	-21.4	-2.5	2989
С2006	Гранитогайс	»	—	3.10	19.4	0.0961	0.510830	-35.3	—	2871

домен, искл. 2 обр. р-на Красной речки с $\epsilon_{Nd}(T) = +1.2$ и $+0.8$, см. табл. 5). Превышающие погрешность измерения вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ базальтов в пределах некоторых из исследованных сумийских структур, в том числе в пределах одного потока вулканитов (например, для района Красной речки $\epsilon_{Nd}(T) = +1.2 \dots -3.8$), могут свидетельствовать о нарушениях изотопной системы некоторых образцов во время метаморфических процессов. Для четырех образцов вулканитов района Красной речки этот вывод подтверждается положением точек на диаграмме в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ — $^{143}Nd/^{144}Nd$ (рис. 7, а) около линии, угол наклона которой соответствует возрасту свекофенского метаморфизма $T = 1.7$ млрд лет. Частичное перераспределение радиогенного неодима в этой геологической структуре между разностями с низким (обр. 508-6 и 508-11) и с высоким (обр. 508-27 и 508-34 (см. табл. 5)) Sm/Nd отношением, возможно, обеспечено движением флюида при метаморфизме в свекофенское время. Это может объяснить завышенные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для первых и заниженные — для вторых при расчете на исходный возраст вулканитов (рис. 8, б, линии эволюции для этих образцов показаны черным). Такое объяснение подходит и для некоторых образцов (18, 139a, 141 и 4318) из других сумийских структур (см. рис. 7). Единичные образцы с наименьшими отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ и значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, вероятно, испытали изотопный обмен с коровым флюидом (с низким отношением $^{143}Nd/^{144}Nd$) во время одной из стадий формирования и/или преобразования породы. На рисунке 7, б точки этих образцов смещаются в область коровых составов, а сами образцы характеризуются резко повышенными концентрациями литофильных элементов (Rb, K, Ba) и ЛРЗЭ (например обр. С2010, С2011, оз. Воттомукс, см. табл. 3, 5). Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ образцов, для которых предполагается нарушение первичного Sm-Nd изотопного состава, приведены в табл. 5 курсивом и не используются в дальнейших обсуждениях.

Оставшееся большинство изученных образцов имеют значения $\epsilon_{Nd}(T) = -1.5 \pm 1$ (см. табл. 5; рис. 7, б) и в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ — $^{143}Nd/^{144}Nd$ образуют линейную зависимость, отвечающую возрасту ~ 2.45 млрд лет (см. рис. 7, а). Для большинства из них характерны неомезоархейские модельные возрасты 2.7—2.9 млрд лет (см. табл. 5). Отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(2.45)$ для изученных вулканитов

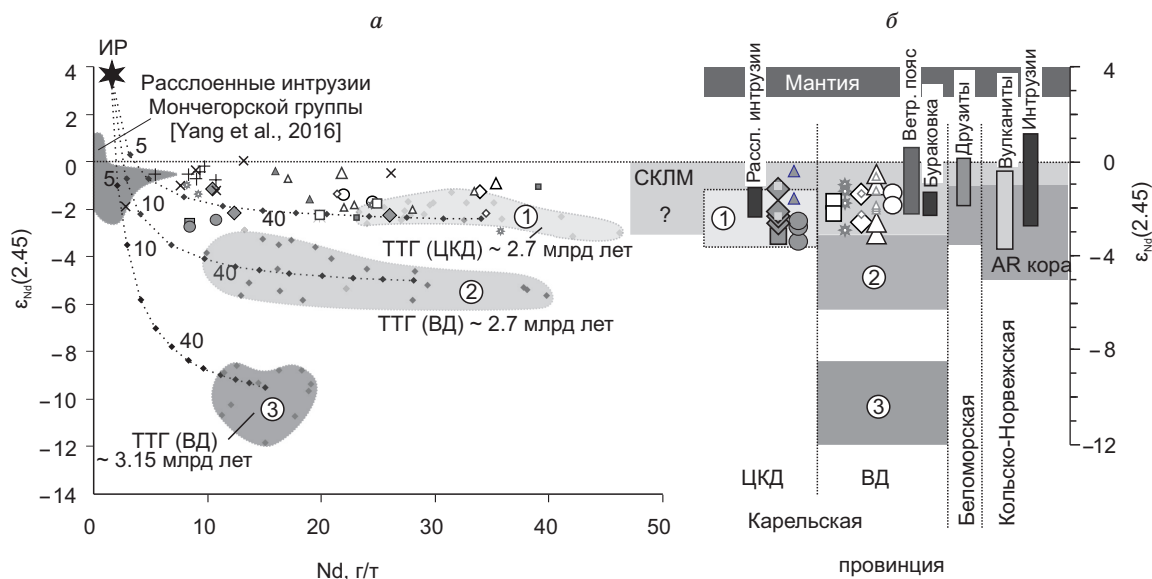


Рис. 8. Особенности Sm-Nd изотопного состава сумийских базальтов и базальтовых андезитов Карельской провинции в сравнении с составами архейских ТТГ пород Карельской провинции (значения ϵ_{Nd} пересчитаны на 2.45 млрд лет) и составом сумийских базитов Карельской, Беломорской и Кольско-Норвежской провинций.

Усл. обозн. см. на рис. 7. Цифры в кружках — поля составов архейских ТТГ фундамента (данные авторов): 1 — Центрально-Карельский домен, р-ны озер Нюк, Ледозеро, Ондозеро, горы Сегежа, ст. Кочкома, озер Хижозеро, Уросозеро, Суоярви, Панозеро, Сяргозеро и др.; 2, 3 — Водлозерский домен: 2 — неoarхейские гранитоиды районов: дер. Чебино, Охтомозерский и Карташовский массивы, р. Калья, дер. Кубово, Кармасельга, р. Кумса и др.; 3 — палеoarхейские ТТГ районов р. Лайручей, Выг, дер. Палая Ламба [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Чекулаев и др., 2020]; ИР — состав рассчитанного исходного (неконтаминированного) расплава для коматиитовых базальтов Ветреного пояса [Puchtel et al., 2016]. На рисунке *a* приведены линии, рассчитанные по математической модели двухкомпонентного смешения [Jahn et al., 2000]: $Xm = [(\epsilon c - \epsilon mc)Ndc] / [\epsilon mc(Ndm - Ndc) - (\epsilon mNdm - \epsilon cNdc)]$, где Xm — доля мантийного компонента, Ndm и Ndc — концентрация Nd в мантийном и коровом компонентах, ϵmc , ϵm , ϵc — значения для полученной корово-мантийной смеси, мантийного и корового компонентов соответственно, пересчитанные на возраст (2.45 млрд лет) сумийского магматизма. При расчетах в качестве корового компонента был принят средний состав (1) неoarхейских гранитоидов Центрально-Карельского домена с $\epsilon_{Nd}(2.45) = -2.4$ и $Nd = 38$ г/г; (2) неoarхейских гранитоидов Водлозерского домена с $\epsilon_{Nd}(2.45) = -5$ и $Nd = 28$ г/г; (3) палеoarхейских тоналитов Водлозерского домена с $\epsilon_{Nd}(2.45) = -9.5$ и $Nd = 15$ г/г, а в качестве мантийного компонента в модели был использован состав рассчитанного исходного (неконтаминированного) расплава для коматиитовых базальтов Ветреного пояса [Puchtel et al., 2016] с $\epsilon_{Nd}(2.45) = +3.7$, $Nd = 1.44$ г/г.

Водлозерского и Центрально-Карельского доменов (от -3.4 до -0.5) являются характерной отличительной чертой сумийских базитов Фенноскандинавского щита (см. рис. 8, б) и соответствуют значениям в друзитах Беломорья ($-0.2 \dots -1.9$) [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Кудряшов, Балаганский, 1999], вулканитах Ветреного пояса (-0.90 ± 0.09) [Puchtel et al., 1997], и основных породах расслоенных интрузий Карельского кратона: Бураковская ($-1.3 \dots -2.3$) [Amelin et al., 1995; Чистяков, Шарков, 2008], Ципринга (-1.1), Луккулайсваара (-2.4), Кивакка (-1.2) [Amelin, Semenov, 1996] и группа Койлисмаа ($-1.6 \dots -2.1$), [Hanski et al., 2001; Hanski, 2013], а также в вулканитах (-2.0 ± 1.5) [Вревский, 2018] и интрузивных базитах Кольско-Норвежской провинции ($+0.5 \dots -2.5$) [Bayanova et al., 2009; Yang et al., 2016; Степанова и др., 2019].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

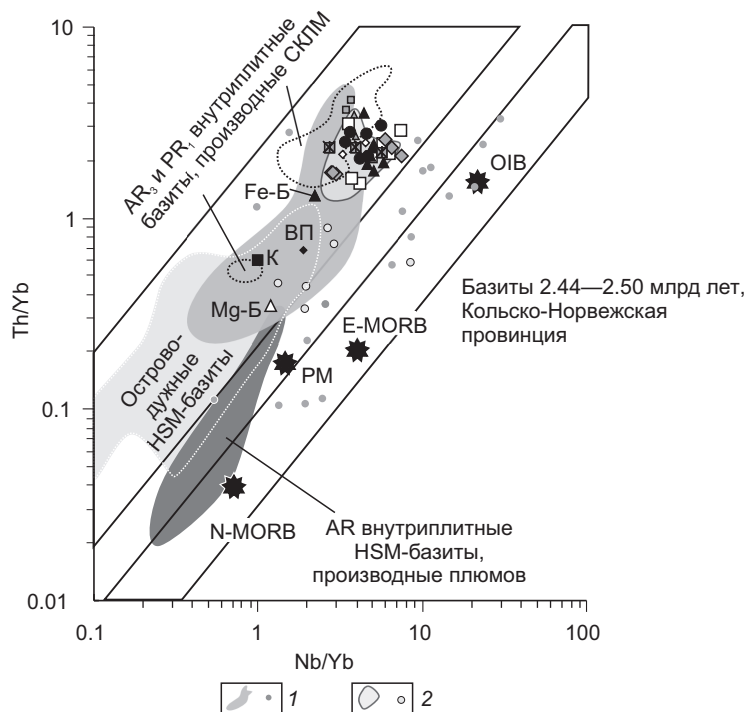
Генезис исходных расплавов сумийских базальтов

Установленное сходство химического состава, распределения редких и РЗ элементов на спайдер-диаграммах, а также изотопного состава Nd сумийских базальтов Водлозерского и Центрально-Карельского доменов с разновозрастными базальтами Ветреного пояса и Кольско-Норвежской провинции, расслоенными интрузиями Карельской провинции и друзитами Беломорской провинции позволяет предполагать общие для них условия образования.

Присутствие в структуре Ветреного пояса коматиитов с концентрациями $MgO \geq 20\%$ и соответственно с температурой ликвидуса $1400^\circ C$ и температурой источника более $1600^\circ C$ позволили И. Пухтелю с коллегами [Puchtel et al., 1997] показать, что температура источника плавления для коматиитов

Рис. 9. Диаграмма Nb/Yb—Th/Yb, по [Pearce, Reagan, 2019], на которую нанесены данные для сумийских базитов Фенноскандинавского щита.

Усл. обозн. для базальтов Карельской провинции те же, что на рис. 2, 7, 8; средние составы базитов (см. табл. 4): ВП — Ветренный пояс; К — Кивакка, Mg-Б и Fe-Б — магниезная и железистая группы пород Бураковской интрузии; поля интрузий и вулканитов Кольско-Норвежской провинции даны по [Арзамасцев и др., 2020]. 1 — интрузии, 2 — вулканиты.



примерно на 100 °C выше температуры раннепротерозойской мантии, т. е. для образования подобных расплавов необходим дополнительный приток тепла, который мог быть обеспечен подъемом плюма. О плюмовой природе расплавов сумийских базитов свидетельствуют и высокие концентрации никеля ($Ni \geq 600$ г/т) при $MgO \geq 15$ % [Campbel, Griffiths, 1992].

Ранее при расчете моделей образования сумийских коматиитовых базальтов по главным элементам было показано [Арестова и др., 1988], что их формирование возможно при 35—40 % плавлении гранатового перидотита при давлениях 2.5—3.0 ГПа, а базальтов — при последующем удалении 30 % ОI-Орх котектики из первичных расплавов состава пироксенитовых коматиитов. Для ряда сумийских базальтов в Кумсинской структуре показано, что они кристаллизовались из пикритового или коматиитового расплава [Светов и др., 2012]. Однако расчеты по редким и редкоземельным элементам показали, что модельные расплавы содержат намного меньшие концентрации РЭ и РЗЭ в сравнении с наблюдаемыми в сумийских базальтах [Арестова и др., 1988; Егорова и др., 2021]. Обогащенность кремнеземом, ЛРЗ и литофильными элементами, наличие отрицательной аномалии Nb свидетельствуют о контаминации исходных расплавов коровым веществом и/или о выплавлении исходных расплавов из обогащенного мантийного источника с последующим фракционированием амфибола и/или рутила. Следует отметить, что обогащенные тренды распределения РЗЭ проявляются уже в неоархейских базитах Карельской [Чекулаев, Арестова, 2018] и Кольско-Норвежской [Вревский, 2018] провинций. Для обогащенных РЗЭ коматиитов неоархейской зеленокаменной Урагубской структуры обоснована модель образования при плавлении обогащенного источника (DDM + PM) при давлении 2.5—4.0 ГПа [Вревский, 2018] или, по нашим представлениям, — слабодеплетированного источника.

В неоархее формирование обогащенных (метасоматизированных) участков литосферы маркируется широким проявлением санукитоидного магматизма ~2.73 млрд лет на территории всего архейского кратона Фенноскандинавского щита [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Heilimo et al., 2010; Егорова и др., 2021]. Наиболее примитивные базитовые фазы санукитоидных массивов имеют значения $\epsilon_{Nd}(2.73) = +1.7 \pm 0.5$, характеризующие их метасоматизированный мантийный источник [Егорова, 2021]. Дальнейшая эволюция такого источника к палеопротерозою могла приводить к появлению в субконтинентальной литосферной мантии аномально обогащенного изотопного источника с $\epsilon_{Nd}(2.45) =$ от -0.2 до -3.6 [Bayanova et al., 2009], из которого выплавлялись палеопротерозойские базиты с околохондритовыми значениями $\epsilon_{Nd}(2.45)$ и нео- мезоархейскими величинами $T_{Nd}(DM)$. Другие исследователи, например [Yang et al., 2016], в результате изучения изотопного состава Os в расслоенных интрузиях с возрастом 2.50—2.44 млрд лет Кольско-Норвежской и Карельской провинций предположили происхождение первичных расплавов сумийских базитов из недеплетированного (плюмового) источника с околохондритовым значением γ_{Os} и $\epsilon_{Nd}(2.45) = +2.6$ и последующей коровой контаминацией. Возможно, в формировании первичных сумийских базитовых расплавов участвовали выплавки как из примитивной мантии, так и из обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ).

Коровая контаминация исходных сумийских базитовых расплавов обсуждается большинством исследователей, но стоит вопрос о характеристиках мантийного источника первичных расплавов и о типе контаминанта. На период сумийского магматизма у палеоархейских тоналит-трондьемит-граноди-

оритов (ТТГ), слагающих кору древнего Водлозерского домена Карельской провинции, величина $\epsilon_{Nd}(2.45)$ составляла -10 ± 2 , поэтому для получения отрицательных значений $\epsilon_{Nd}(2.45)$ в сумийских базитах процент коровой контаминации мог быть незначительным (2—10 %). Расчеты для вулканитов Ветреного пояса [Puchtel et al., 2016] показали возможность происхождения наиболее примитивных коматиитовых лав ($MgO = 27$ мас. %, $Nd = 5.5 \pm 0.2$ г/т, $\epsilon_{Nd}(2.41) = -0.9 \pm 0.9$) из деплетированного мантийного источника с $\epsilon_{Nd}(2.41) = +3.7 \pm 0.3$ с последующей ~4 %-й контаминацией палеоархейским тоналитом Водлозерского домена с $\epsilon_{Nd}(2.41) = -9.5 \pm 0.6$. Согласно нашим расчетам по методу Б.-М. Джана [Jhan et al., 2000], выбор в качестве контаминанта неоархейских гранитоидов Водлозерского домена с $\epsilon_{Nd}(2.45) = -4.5 \pm 1.5$ даст сходные результаты (см. рис. 8, а). У неоархейской ТТГ-коры Центрально-Карельского домена и Беломорской провинции величина $\epsilon_{Nd}(2.45)$ составляла -2.5 ± 1.0 , поэтому для получения составов сумийских базитов, внедрявшихся в более молодую кору, необходим больший объем контаминанта (>10 %). Однако баланс масс по главным элементам для сумийских базальтов Карельской провинции, как было показано для друзитов Беломорской провинции [Lobach-Zhuchenko et al., 1998], при объемах контаминанта свыше 20 % также нарушается. Более того, сумийские базальтовые андезиты Карельской провинции от одновозрастных базитов интрузий отличаются высокие концентрации $Nd = 8—51$ г/т, ср. 22 (см. табл. 3, 4, 5), сопоставимые с таковыми в коре, поэтому их состав не может быть получен только путем контаминации деплетированных мантийных расплавов материалом ТТГ-коры (см. рис. 8). Для решения этого противоречия в работах последних лет [Bogina et al., 2018; и др.] в качестве контаминанта предлагается использовать неоархейские санукитоиды, обогащенные LREE (в том числе Nd). Однако санукитоиды с содержанием $Nd > 40$ г/т характерны для незначительного числа небольших массивов, а наиболее распространены санукитоиды с содержанием $Nd = 20—30$ г/т, сопоставимым с таковым в неоархейских гранитоидах как Водлозерского, так и Центрально-Карельского доменов [Чекулаев, Глебовицкий, 2017; Чекулаев и др., 2020]. Как следствие, требуются нереальные объемы такого контаминанта (> 20 %) для получения наблюдаемых составов вулканитов. В качестве контаминанта более подходят неоархейские граниты с возрастом 2.72—2.68 млрд лет (например массивы Юковский, Хижозерский), для которых концентрации Nd в обоих доменах колеблются от > 100 до 40 г/т [Чекулаев и др., 2020], однако они также имеют ограниченное распространение и не могут обеспечить общую специфику состава всего сумийского базитового магматизма. Ассимиляция корового вещества во время фракционной кристаллизации расплавов (AFC), вероятно, имела место, однако этот механизм не подходит для объяснения всех наблюдаемых особенностей состава сумийских вулканитов, так как нет выраженной корреляции между содержанием Nd и значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ для большинства изученных геологических структур: на рис. 8 вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от -2.7 до -0.5 наблюдаются для всего диапазона концентраций Nd от 8 до 40 г/т.

Исходные расплавы сумийских базальтовых андезитов Водлозерского и Центрально-Карельского доменов были водо- и газонасыщенными, о чем свидетельствуют миндалекаменные текстуры, проявленные в ряде потоков. Наличие воды приводило к кристаллизации амфибола, фракционирование которого могло обеспечить наблюдаемые особенности химического состава базальтовых андезитов: фракционированное распределение РЗЭ (особенно ЛРЗЭ) и отрицательные аномалии Ta, Nb, Zr и Ti на спайдер-диаграммах (см. рис. 3, 4, 7, б). Так как высокие концентрации ЛРЗЭ наряду с отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ в большинстве сумийских базальтовых андезитов не могут быть получены в результате контаминации первичных выплавов из деплетированной мантии коровым веществом, следует полагать, что они являются производными примитивного или обогащенного мантийного источника.

Согласно многочисленным работам по изучению мантийных ксенолитов [Ionov et al., 2002; Raffone et al., 2009; Svetkovic et al., 2010; и др.], клинопироксен и амфибол являются наиболее распространенными минералами метасоматизированной мантии и характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов. Повышенное содержание кремнезема при повышенном содержании MgO , повышенные концентрации Sr (100—500 г/т), обогащение РЗЭ, особенно легкими, в сумийских базитах по сравнению с архейскими хорошо согласуется с плавлением богатого клинопироксеном источника. По данным экспериментов в окислительных условиях при давлениях 2—3 ГПа и температурах до 1200 °С, характерных для зрелой субконтинентальной литосферной мантии, могут формироваться и потом длительное время существовать богатые клинопироксеном и паргаситом перидотиты и пироксениты [Lee, Wyllie, 2000; Green, 2015; и др.]. Оба эти минерала будут в первую очередь разрушаться при высоких температурах (>1200 °С) поднимающегося плюма и насыщать область плавления водой и редкими и РЗ элементами. Отличный состав источника и *PT*-условия плавления для сумийских базальтов обусловили их отличия от мезоархейских аналогов, которые выплавлялись при давлении 3.5—5.0 ГПа [Арестова и др., 1988] и не несут следов обогащения и/или контаминации [Arrestova et al., 2003; Чекулаев, Арестова, 2018]. Судя по характеру распределения РЗЭ, спайдер-диаграммам (см. рис. 3, 4, б) и изотопному составу Nd (см. рис. 7, б; 8), исходные расплавы базальтовых андезитов имели тот же источник, что и коматиитовые базальты Ветреного пояса, и могли представлять собой либо продукт меньшей

степени плавления источника при $P = 2.5\text{—}3.0$ ГПа, либо большую степень фракционирования первичных расплавов пироксенитовых коматиитов, но не могут быть получены в результате большей степени контаминации первичных расплавов неоархейскими гранитоидами коры. Возможно, позднеархейский метасоматоз литосферной мантии под Фенноскандинавским щитом был проявлен неравномерно, что обусловило наблюдаемые вариации в составе сумийских вулканитов от менее обогащенных коматиитовых базальтов Ветреного пояса до наиболее обогащенных базальтовых андезитов Кумсинской и Каменноозерской структур. Другим объяснением может служить смещение в разных пропорциях примитивных более глубоких выделок из астеносферной мантии (формирующихся при декомпрессии во время подъема) и выделок из обогащенной СКЛМ, расположенной над плюмом. Это подтверждается положением точек составов сумийских базитов на диаграмме Nb/Yb—Th/Yb (см. рис. 9). В большей степени обогащенные Si, редкими элементами и РЗЭ вулканиты как Карельской, так и Кольско-Норвежской провинций попадают в поле обогащенного источника СКЛМ, тогда как наиболее примитивные базиты интрузий и коматииты Ветреного пояса лежат в поле смешения плюмового и обогащенного (СКЛМ) источников, такая же картина наблюдается при сопоставлении Sm-Nd изотопного состава (см. рис. 8, б).

Предложенная модель формирования согласуется с общими представлениями исследователей сумийского этапа базитового магматизма о его связи с ранними стадиями континентального рифтинга, который происходил в результате подъема плюма [Шарков и др., 1994; Amelin et al., 1995; Буйко и др., 1995; Puchtel et al., 1997, 2016; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Arestova et al., 2003; Турченко, 2021; и др.]. С другой стороны, рядом исследователей для структур Водлозерского домена высказаны предположения об их образовании в субдукционной обстановке в условиях активной континентальной окраины [Светов и др., 2004, 2012]. Однако последняя гипотеза противоречит геологическим представлениям о том, что Фенноскандинавский щит (его архейская часть) ко времени 2.70—2.74 млрд л. н. был сформирован как единая структура [Ранний докембрий ..., 2005; Чекулаев, Арестова, 2018; и др.]. Следовательно, сложно представить различную геодинамическую обстановку в архейских доменах единого кратона.

Различия в форме проявления базитов сумийского этапа могут объясняться разными условиями локализации исходных расплавов в доменах Фенноскандинавского щита с различной предысторией формирования литосферы и верхней коры, что могло привести к различным условиям их кристаллизации и последующего преобразования. Вулканиты Ветреного пояса и раннепротерозойских структур Карельской и Кольско-Норвежской провинций изливались на глубоко эродированный архейский фундамент и кристаллизовались в поверхностных условиях. Кристаллизация расслоенных интрузий происходила при давлениях от 2 до 7 кбар [Ранний докембрий ..., 2005], т. е. на незначительной глубине. Для друзитов Колвицкой зоны (северная часть Беломорского блока) давление при кристаллизации было выше и определено равным 9—10 кбар [Alexejev et al., 2000]. Так как Беломорская провинция была коллизионным орогеном за 150—200 млн лет до внедрения сумийских базитов, вероятно, ее кора 2.41—2.45 млрд л. н. была более горячей и пластичной по сравнению с более древней корой Карельской и Кольско-Норвежской провинций. В результате, попадая во вмещающие породы различной вязкости, базитовые расплавы образовали многочисленные мелкие тела друзитов в Беломорской провинции, а в Карельской и Кольско-Норвежской провинциях — вулканические покровы, дайки и крупные малоглубинные интрузии.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Базальты сумия (2.41—2.45 млрд лет) в разобщенных структурах Водлозерского и Центрально-Карельского доменов Карельской провинции Фенноскандинавского щита независимо от возраста и состава подстилающих пород фундамента имеют сходные геохимические (повышенные значения магнетизма, концентрации SiO_2 и ЛРЗЭ) и Sm-Nd изотопные характеристики ($\epsilon_{\text{Nd}}(2.45)$ от -3.4 до -0.5) аналогичные таковым сумийских интрузивных базитов Карельской и Беломорской провинций и сумийских вулканитов Кольско-Норвежской провинции, что указывает на сходные источник и условия формирования их начальных расплавов.

2. Ликвационная расслоенность на Si-Mg-Cr и Ti-Fe-Nb-Zr разности является характерной особенностью раннепротерозойских вулканитов. Она проявляется как в вулканитах, так и в их интрузивных аналогах, и приводит к образованию вариолитовых структур на различных стадиях формирования вулканитов или прослоев и пятен в друзитах с высоким содержанием Fe, Ti, Zr и Nb в высокомагнетизмальных низкотитанистых базитах массивов.

3. Анализ возможных петрогенетических моделей образования исходных расплавов сумийских базитов показал, что, в отличие от мезоархейских коматиитов и базальтов, для них наиболее вероятно модель смешения выделок из обогащенного источника в СКЛМ при невысоких давлениях (2.5—3.0 ГПа) и из примитивной мантии, поднятой плюмом. Обогащенным источником могли быть образовавшиеся в начале неоархея участки метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии (с пониженным Sm/Nd отношением), эволюционировавшие в обогащенный источник [Bayanova et al., 2009].

4. По составу обогащенные участки мантии могли представлять собой амфиболсодержащие верлиты и пироксениты, так как клинопироксен и амфибол являются концентраторами ряда редких и РЗЭ и устойчивы в мантийных условиях. Оба эти минерала будут в первую очередь разрушаться при высоких температурах поднимающегося плюма и насыщать область плавления водой, редкими и редкоземельными элементами.

5. Исходные расплавы раннепротерозойских базитов, вероятно, были в небольшой степени контаминированы гранитоидами архейской континентальной коры, но этот процесс не был определяющим в формировании их особенностей.

6. Учитывая преимущественно линейные формы крупных сумийских вулканических структур, геодинамическую обстановку их формирования на территории всего архейского кратона Фенноскандинавского щита следует рассматривать как континентальный рифтогенез над головной частью плюма.

Авторы выражают глубокую благодарность члену-корреспонденту РАН А.Б. Кузнецову за внимательное прочтение рукописи, сделанные замечания и расставленные акценты в тексте, которые способствовали его улучшению, а также за обеспечение дополнительных Sm-Nd изотопных исследований. Мы выражаем благодарность А.Б. Вревскому за внимательное прочтение и обсуждение рукописи, а также С.Д. Великославинскому за конструктивные замечания, Е.С. Богомолу и А.Ю. Крамчанинову (ИГГД РАН) за определение изотопного состава Sm и Nd в вулканитах сумия, а также С.А. Светову (КарНЦ РАН) и Т.А. Мысковой (ИГГД РАН) за предоставленную возможность использования полученных ими неопубликованных аналитических данных. Особую благодарность авторы выражают рецензентам статьи за глубокий и доброжелательный анализ работы.

Работа выполнена в рамках темы НИР FMNW-2022-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Арестова Н.А., Пугин В.А. Распределение Sr, Ba, Cu, Cr, Ni, V и Co в породах базальт-риолитового ряда как показатель их ликвационной природы // *Геохимия*, 1985, № 7, с. 946—952.

Арестова Н.А., Глебовицкий В.А. Магматизм этапа 2.46—2.40 млрд лет // *Ранний докембрий Балтийского щита*. СПб, Наука, 2005, с. 229—243.

Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Кузнецов Р.А. Расчет петрологических моделей коматиитов и базальтов с использованием содержаний редких элементов // *Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы*. Л., Наука, 1988, с. 148—162.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2015, № 2, с. 3—15, doi: 10.7868/S0869592X15020027.

Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Скуфьин П.К., Чашин В.В., Веселовский Р.В. Палеопротерозойские (2.51—2.40 млрд лет) магматические провинции Северо-Восточной Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2020, т. 28, № 6, с. 37—66.

Бережная Н.А., Мыскова Т.А., Арестова Н.А., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. Возраст источника сноса нижнепротерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U-Pb, SRIMP) // *ДАН*, 2005, т. 400, № 2, с. 214—218.

Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариилийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1995, т. 3, № 4, с. 16—30.

Бычкова Я.В., Бычков Д.А., Минервина Е.А., Ивлев Б.А., Цховребова А.Р., Касьян А.К., Микляева Е.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в Кивакском оливин-габброноритовом расслоенном интрузиве (Северная Карелия) // *Геохимия*, 2019, т. 64, № 2, с. 145—167.

Вревский А.Б. Особенности проявления неархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и геодинамическая природа коматиит-толеитовой ассоциации // *Петрология*, 2018, т. 26, № 3, с. 245—254.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских «синих глин» Северной Эстонии // *Литология и полезные ископаемые*, 2007, № 5, с. 536—551.

Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П. Роль коровой контаминации в формировании сумийских базальтов и андезитобазальтов Карельской провинции Фенноскандинавского щита // *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, 2021, № 18, с. 165—171, <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.030>.

Ерофеева К.Г., Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Арзамасцев А.А., Ковальчук Е.В. История формирования палеопротерозойских (2400 млн лет) базитов Кольской провинции Фенноскандинавского щита // *Петрология*, 2019, т. 27, № 1, с. 19—46.

Ефимов А.А., Каулина Т.В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) южной части ковдозерского габбро-перидотитового комплекса // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология). Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 1997, с. 31. (Тезисы докладов Международной конференции).

Злобин В.Л., Богина М.М., Минц М.В. Граница архей—протерозой по геолого-геохимическим и изотопным данным для метавулканитов Лехтинской структуры // Материалы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России», Петрозаводск, 12—15 ноября 2007 г., Петрозаводск, Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2007, с. 142—144.

Злобин В.Л., Богина М.М., Минц М.В., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Падерин И.П., Дорофеев Р.О. Граница архей—палеопротерозой на Карельском кратоне: первые U-Pb данные по цирконам из мафитовых вулканитов, полученные на ионном зонде SHRIMP-II // ДАН, 2010, т. 435, № 1, с. 64—68.

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск, Изд-во ИГ КарНЦ АН СССР, 1991, 119 с.

Кратц К.О., Левченков О.А., Овчинникова Г.В., Шулешко И.К., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Комаров А.Н. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, с. 1191—1194.

Кратц К.О., Негруца В.З., Соколов В.А., Богданов Ю.Б., Гаскельберг В.Г., Загородный В.Г., Негруца Т.Ф., Семихатов М.А., Шуркин К.А. Новое в изучении стратиграфии советской части Балтийского щита // Сов. геология, 1984, № 7, с. 105—118.

Криволицкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Беляцкий Б.В., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия, 2010, № 5, с. 496—524.

Кудряшов Н.М., Балаганский В.В. Возраст друзитового массива Жемчужный, Беломорский регион России: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Материалы Международной конференции. Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 1999, с. 78—79.

Куликов В.С. О систематике и номенклатуре пород коматиитовой серии // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты Балтийского щита. Л., Наука, 1988, с. 7—13.

Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А. Изменения химического состава минералов и остаточного расплава в процессе кристаллизации базальтов островных дуг при изменении условий, установленные на основе экспериментальных данных // Геохимия, 1990, № 12, с. 1697—1709.

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукиитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология, 2007, т. 15, № 6, с. 571—593.

Левченков О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, т. 2, № 1, с. 3—9.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс — позднеархейская аккреционно-коллизонная зона Балтийского щита // ДАН, 1998, т. 358, № 2, с. 326—329.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника, 2000, № 6, с. 26—42.

Мыскова Т.А., Иванов Н.М., Корсакова М.А., Милькевич Р.И., Пресняков С.Л., Бережная Н.Г. Состав и возраст вулканитов вермасской свиты сариолия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т. 20, № 1, с. 3—17.

Мыскова Т.А., Иванов Н.М., Корсакова М.А., Милькевич Р.И., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Геология, геохимия и возраст вулканитов тунгудской свиты: к вопросу о границе архей—протерозой в Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 4, с. 3—25.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб, Изд-во СПб ун-та, 2006, 96 с.

Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия, 2005, № 7, с. 712—732.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка / Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.З. Негруца. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2002, 13 с.

- Пугин В.А., Хитаров Н.И.** Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия, 1982, № 1, с. 35—46.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В., Самсонов А.В., Симон А.К.** Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР, 1991, т. 317, № 1, с. 197—202.
- Ранний докембрий Балтийского щита** / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб, Наука, 2005, 711 с.
- Рыбаков С.И., Светова А.И.** Базальт-коматиитовый вулканизм Паласельгинской структуры (Центральная Карелия) // Геология, петрография: оператив.-информ. материалы. Петрозаводск, ИГ Карел. фил. АН СССР, 1982, с. 25—28.
- Светов С.А., Хухма Х.** Геохимия и Sm-Nd изотопное изучение коматиит-толеитовых ассоциаций Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // ДАН, 1999, т. 369, с. 261—263.
- Светов С.А., Голубев А.И.** Ликвация в базальтовых расплавах палеопротерозоя Карелии: морфологические признаки, геохимическая характеристика и причины возникновения // Вестник СПбГУ, сер. 7. Геология. География, 2013, вып. 3, с. 65—80.
- Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И.** Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия, 2004, т. 42, № 7, с. 729—739.
- Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.** Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, Изд-во Карел. науч. центра РАН, 2012, вып. 15, с. 5—27.
- Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А.** К проблеме датирования основных пород. ДАН, 1999, т. 365, № 3, с. 377—380.
- Степанов В.С.** Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., Наука, 1981, 215 с.
- Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова Ю.О.** Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология, 2017, т. 25, № 6, с. 581—608.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Веселовский Р.В., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В.** Дайки 2505 млн лет Кольской и Мурманской провинций Фенноскандии: геохронология, геодинамические следствия // Материалы LI тектонического совещания. М., ГЕОС, 2019, т. 2, с. 270—274.
- Турченко С.И.** Металлогения докембрийского этапа геологического развития Земли. СПб, Свое издательство, 2021, 179 с.
- Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф.** Орогенный вулканизм Карелии. Петрозаводск, 1977, 216 с. (Труды Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 36).
- Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А.** О среднем составе ТТГ (тоналит-грандиорит-гранодиоритов) ассоциации: возможности использования // ДАН, 2017, т. 472, № 2, с. 192—196.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А.** Гетерогенность строения Карельской провинции Фенноскандинавского щита как отражение условий корообразования от палео- до неорхей // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / Под ред. В.А. Глебовицкого, Ш.К. Балтыбаева. СПб, Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018, с. 35—61.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С.** Неорхейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения, 2020, № 81, с. 21—39.
- Чистяков А.В., Шарков Е.В.** Петрология раннепалеопротерозойского бураковского комплекса, Южная Карелия // Петрология, 2008, т. 16, № 1, с. 66—91.
- Шарков Е.В., Ляхович В.В., Леднева Г.В.** Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья, о. Пезжостров, Северная Карелия // Петрология, 1994, т. 2, № 5, с. 511—531.
- Alapieti T.** The Koilismaa layered igneous complex, Finland — its structure, mineralogy and geochemistry, with special emphasis on the distribution of chromium // Bull. Geol. Surv. Finl., 1982, v. 319, p. 1—116.
- Alexeev N.L., Zinger T.F., Belyatsky B.V., Balagansky V.V.** Age of the crystallization metamorphism of the Pezhostrov gabbro-anorthosites, northern Karelia, Russia // Abstracts of SVEKALAPKO. EUROPROBE project. Lammi, Finland, 2000, p. 3.
- Amelin Ju.V., Semenov V.S.** Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magma // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 124, p. 255—272.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S.** U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res., 1995, v. 75, p. 31—46.

Arestova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Gus'kova E.G. Early Precambrian rocks of the Fennoscandian shield as a reflection of plume magmatism: geochemical types and formation stages // *Russ. J. Earth Sci.*, 2003, v. 5 (3), p. 145—163.

Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: Metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 165—198.

Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The “Saamian” of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // *Precambrian Res.*, 1993, v. 64 (1—4), p. 131—152.

Bogina M.M., Zlobin V.L., Mints M.V. Early Palaeoproterozoic volcanism of the Karelian Craton: age, sources, and geodynamic setting // *Int. Geol. Rev.*, 2015, v. 57 (11—12), p. 1433—1445, doi: 10.1080/00206814.2014.931783.

Bogina M., Zlobin V., Svetov S., Sharkov E., Chistyakov A. Petrogenesis of siliceous high-Mg series: Evidence from Early Paleoproterozoic mafic volcanic rocks of the Vodlozero Domain, Fennoscandian Shield // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 207—221.

Campbell I.H., Griffiths R.W. The changing nature of mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the mantle // *J. Geol.*, 1992, v. 100, p. 497—523.

Crawford A.J., Cameron W.E. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985, v. 91 (1), p. 93—104.

Cvetković V., Downes H., Hock V., Prelević D., Lazarov M. Mafic alkaline metasomatism in the lithosphere underneath East Serbia: Evidence from the study of xenoliths and the host alkali basalts // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2010, v. 337, p. 213—239.

DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*, 1981, v. 291, p. 193—196.

Ernst R.E., Buchan K.L. Large mafic magmatic events through time and links to mantle-plume heads // *Mantle plumes: Their identification through time. GSA Spec. Pap.*, 2001, v. 352, p. 483—575.

Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // *Phys. Chem. Mineral.*, 2015, v. 42, p. 95—122.

Hanski E.J. Evolution of the Palaeoproterozoic (2.50—1.95 Ga) non-orogenic magmatism in the eastern part of the Fennoscandian Shield // *Reading the archive of Earth's oxygenation. Berlin, Heidelberg, Springer*, 2013, v. 1, p. 179—245.

Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 855—876.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland) // *Lithos*, 2010, v. 115, p. 27—39.

Ionov D.A., Bodinier J.-L., Mukasa S.B., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 2219—2259.

Irvine T.N., Sharpe M.R. Source-rock compositions and depths of origin of Bushveld and Stillwater magmas // *Carnegie Inst. Washington Year Book.*, 1982, v. 81, p. 294—303.

Jhan B.-M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2000, v. 23, p. 82—92.

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5—2.4 Ga Sumian large igneous provinces // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 589—601.

Lee W.J., Wyllie P.J. The system CaO–MgO–SiO₂–CO₂ at 1 GPa, metasomatic wehrlites, and primary carbonate magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 214—228.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Res.*, 1998, v. 92 (3), p. 223—250.

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivankov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E. The Archaean sanukitoids series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 107—128.

Pearce J.A., Reagan M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si–Mg–Ti systematics // *Geosphere*, 2019, v. 15 (4), p. 1008—1037, doi.org/10.1130/GES01661.1.

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, south-

eastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.

Puchtel I.S., Touboul M., Blitchert-Toft J., Walker R.J., Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S., Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earths mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2016, v. 180, p. 227—255.

Raffone N., Chazot G., Pin C., Vannucci R., Zanetti A. Metasomatism in the lithospheric mantle beneath Middle Atlas (Morocco) and the origin of Fe- and Mg-rich wehrlites // *J. Petrol.*, 2009, v. 50 (2), p. 197—249.

Snyder D., Carmichael J.S.E., Wiebe R.A. Experimental study of liquid evolution in the Fe-rich layered mafic intrusions: constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T - f_{O_2} and T - P paths of tholeiitic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, v. 113, p. 73—85.

Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Azimov P., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionova Yu.O., Sukhanova M.A., Kervinen A.V., Maksimov O.A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Large Igneous Provinces and Their plumbing systems* / Eds. R.K. Srivastava, R.E. Ernst, K.L. Buchan, M. De Kock. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2022, v. 518, p. 101—128.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 56, p. 119—134.

Yang S.-H., Hanski E., Li C., Maier W.D., Huhma H., Mokrushin A., Latypov R., Lahaye Y., O'Brien H., Qu W.-J. Mantle source of the 2.44–2.50 Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd, and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Miner. Deposita*, 2016, v. 51, p. 1055—1073.