

УДК 552.3

Sr- и Nd-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРОЦЕССОВ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ – АССИМИЛЯЦИИ (АФС) В ОБЛАСТИ ГЕТЕРОГЕННОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ ФЕРРОБАЗИТОВ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)

© 2024 г. А. А. Носова^{1,*}, Н. М. Лебедева¹, А. А. Возняк¹, Л. В. Сазонова^{1,2},
Ю. О. Ларионова¹, И. А. Кондрашов¹

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 06.10.2023 г.

Поступило 16.10.2023 г.

После доработки 09.11.2023 г.

Принято к публикации 14.11.2023 г.

Проведены петрографические, геохимические и изотопно-геохимические исследования мезопротерозойской вулканической ассоциации (лавовые покровы, Валаамский силл) в Ладожском грабене в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннской орогенной области. Ферробазиты близкого состава и геологической позиции в лавовых покровах и силле имеют различный изотопный состав Nd, отличающийся на 5 единиц $\epsilon\text{Nd}(t)$: $-4 \dots -5$ в ферробазальтах лавовых потоков и очень низкорadioгенный изотопный состав Nd в мафических породах силла ($\epsilon\text{Nd}(t)$ до -11 для феррогаббро), причем идентичный изотопному составу его кислых пород ($\epsilon\text{Nd}(t)$ до -11 для гранофилов). Показано, что в условиях гетерогенной по возрасту коры процесс фракционной кристаллизации по толеитовому тренду, совмещенный с ассимиляцией выплавов из боковых пород магматических камер, может быть эффективным механизмом формирования таких “парадоксальных” особенностей изотопного состава Nd. Изотопный состав пород силла указывает на вероятное присутствие мезоархейских блоков в нижней коре области Ладожского грабена.

Ключевые слова: изотопный состав Nd, ферробазальты, феррогаббро, гранофиры, фракционная кристаллизация, ассимиляция, АМСГ-массивы, Фенноскандия, Ладожский грабен, моделирование Magma Chamber Simulator

DOI: 10.31857/S2686739724030106

ВВЕДЕНИЕ

Ассимиляция корового вещества мантийными магмами может приводить к существенным сдвигам в их Sr- и Nd-изотопном составе, который в результате может сильно отличаться от исходных мантийных значений и приближаться к коровым параметрам. Этот эффект может быть использован для того, чтобы рассмотреть природу корового материала, с которым взаимодействуют базитовые магмы. При совместном рассмотрении изотопных и петрологических

данных можно получить информацию о структуре коры данной магматической провинции.

Хорошие примеры отражения структуры коры в Sr- и Nd-изотопном составе базитов дало изучение мезопротерозойских 1.67–1.45 млрд лет [1] массивов анортозитов-мангеритов-чарнокитов-гранитов (АМСГ) в Фенноскандии на Восточно-Европейском кратоне (ВЕК). В большинстве этих массивов изотопный состав Nd в базитовой и гранитоидной составляющих значительно различается: базиты имеют составы с $\epsilon\text{Nd}(t)$ в интервале $-0.5 \dots +0.4$, а гранитоиды – менее радиогенные составы, с $\epsilon\text{Nd}(t)$ до -2.8 , что указывает на происхождение базитов и гранитоидов из мантийного и корового источников соответственно; в качестве корового источника рассматривается палеопротерозойская нижняя кора с Sm–Nd-модельным возрастом 2.2–2.0 млрд лет [2]. Однако в поздней

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: nosova@igem.ru

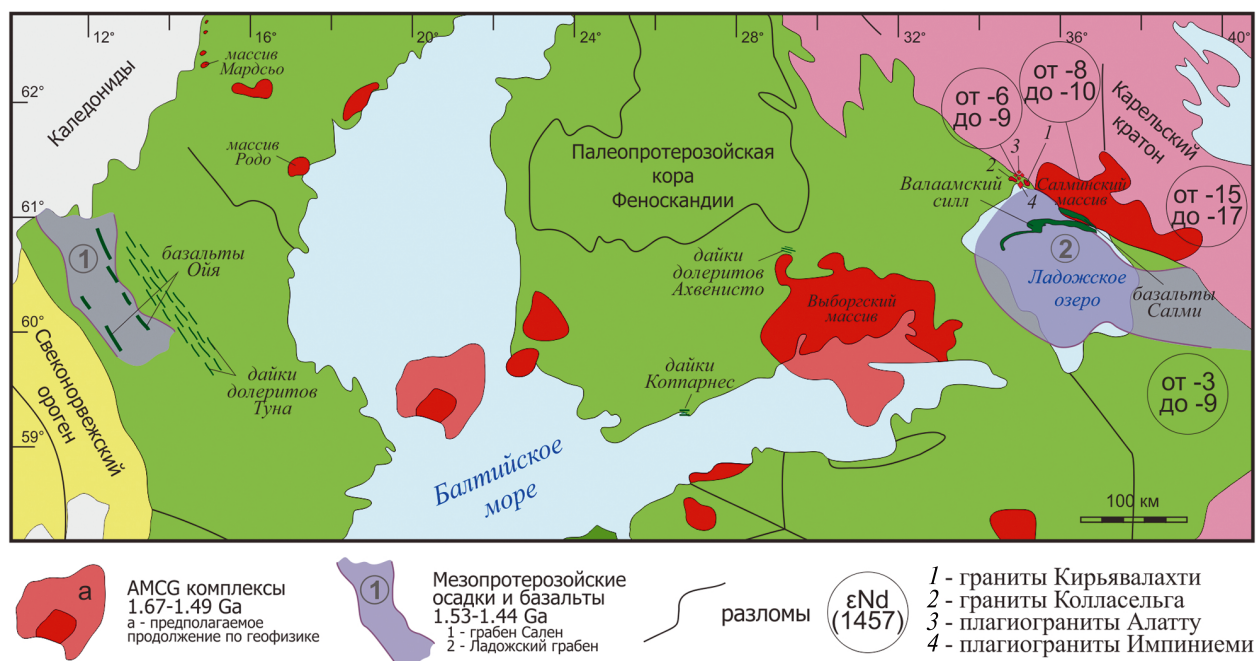


Рис. 1. Область распространения AMCG-магматизма в Фенноскандии, северо-запад ВЕК, по [7] с дополнениями. В кружках показаны значения $\epsilon Nd_{(1457)}$ для AR пород Западного домена Карельского кратона, PR₁ метаосадков Раахе-Ладожской зоны, PR₁ гранитных массивов и гранитных куполов с архейским материалом, MP гранитов Салминского массива, источники изотопных данных см. в тексте.

(1.56–1.49 млрд лет) генерации AMCG-массивов известны исключения: 1) Салминский массив возрастом 1.56–1.53 млрд лет [3] и 2) – небольшие интрузивы в Центральной Швеции возрастом 1.53–1.49 млрд лет [1] (рис. 1). Салминский массив характеризуется низко радиогенным изотопным составом Nd в гранитоидах ($\epsilon Nd(t)$ от –6.0 до –8.4), и варьирующим, но более радиогенным изотопным составом Nd в мафических породах ($\epsilon Nd(t)$ от –1.9 до –6.6) [4]. Гранитоиды Центральной Швеции имеют более низкорadiогенный изотопный состав Nd ($\epsilon Nd(t)$ от –4.8 до –8.5), по сравнению с остальными гранитами рапакиви Фенноскандии, при этом базиты этих массивов характеризуются таким же и даже менее радиогенным изотопным составом Nd ($\epsilon Nd(t)$ от –6.5 до –8.9) [1]. Поздние AMCG-массивы с гранитоидами, имеющими низкорadiогенный изотопный состав Nd, приурочены к областям Фенноскандии, в которых присутствует древняя архейская кора [1, 3, 4], и ее участие в генерации расплавов вполне объясняет появление кислых пород с сильно отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$.

Для объяснения особенностей изотопного состава Nd базитов привлекается следующая модель – базитовые расплавы в нижней коре, содержащей архейский компонент,

ассимилировали вещество реститов от выплавки кислых расплавов, что обеспечивало идентичный низкорadiогенный Nd-изотопный состав кислых и мафических пород в этих массивах [1, 3, 4].

Около 1.46 млрд лет назад на восточной и западной периферии области развития AMCG-магматизма на ВЕК возникли небольшие грабеновые структуры, выполненные терригенными осадками – грабены Ладожский и Сален соответственно (рис. 1). В обеих структурах 1.46 млрд лет назад проявился базитовый магматизм в форме лавовых потоков, роев даек и силлов (последние установлены только в Ладожском грабене) [5, 6].

Изотопная Sr- и Nd-систематика базитов Ладожского грабена демонстрируют “парадоксальные” соотношения петрографического и геохимического состава с изотопными характеристиками. Ферробазальты лавовых покровов Салми и феррогаббро Валаамского силла имеют изотопный состав Nd, различающийся на 5–6 единиц $\epsilon Nd(t)$, мафические породы силла показывают такой же и даже менее радиогенный изотопный состав Nd, как и гранофиры в нем (до –11 единиц $\epsilon Nd(t)$, табл. 1 и 2).

В настоящей работе на основе новых данных об изотопном составе Nd и Sr мезопротерозойских пород Ладожского грабена мы рассматриваем их петрологические особенности и особенности возраста и строения вмещающей их коры, которые обеспечили возможность формирования низкорadioгенного изотопного состава Nd в производных внутриплитного базитового магматизма за счет AFC-процесса.

Изотопно-гетерогенная кора, вмещающая Ладожский грабен. Ладожский грабен был заложен в зоне сочленения (Раахе-Ладожская зона) западного края архейского Карельского кратона и палеопротерозойских комплексов Свекофенской области (рис. 1).

Западный домен Карельского кратона сложен мезоархейскими (3.1–3.2 млрд лет) тоналит-трондьемит-гнейсовыми (ТТГ) ядрами, которые обрамляются зеленокаменными поясами 2.74–2.85 млрд лет, сложенными метавулканиитами и метаосадками. Эти комплексы прорываются диорит-гранодиоритовыми массивами санукитовой серии 2.7 млрд лет ([8] и ссылки в этой работе). В палеопротерозое (2.4–1.9 млрд лет) проявился базитовый магматизм внутриплитного типа на фоне накопления осадочных толщ платформенного облика. Кора ТТГ-типа на возраст магматизма Ладожского грабена будет иметь $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -13.8 до -19.5 , массивы санукитоидов будут иметь $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -15.8 до -17 [8, 9].

Комплексы палеопротерозойского Свекофенского орогена слагают серию тектонических пластин, выполненных метаосадочными и вулканогенными толщами 1.97–1.89 млрд лет островного типа, синорогенными гранитоидами 1.89–1.87 млрд лет и посторогенными гранитоидами и щелочными массивами 1.86–1.80 млрд лет [10]. Метаосадки Раахе-Ладожской зоны, которые скорее всего накапливались вблизи архейского кратона, на возраст ладожской вулканической ассоциации 1.46 млрд лет характеризуются значениями $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -3.3 до -9.1 [11]. Гранитоиды 1.87 млрд лет (Алатту, Импиниemi), прорывающие эти метаосадки, имеют $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -6.1 до -9.3 [12].

Коллизионные события, метаморфизм и надвиг свекофенских комплексов на край кратона около 1.87–1.85 млрд лет назад привели к ремобилизации архейского фундамента, формированию и подъему гранитных куполов с архейским материалом (2.7 млрд лет), в результате чего на одном структурном уровне оказались совмещенными архейские и палеопротерозойские породы [10]. Граниты куполов Кирьявалахти

и Колласельга на возраст 1457 млн лет имеют $\epsilon_{Nd(t)}$ в интервале от -13.65 до -14.2 [12]. Гранитные купола находятся непосредственно к северу от Валаамского силла и области развития ферробазальтов (рис. 1), что свидетельствует о присутствии архейских комплексов в разрезе коры под ними.

В интервале 1.55–1.53 млрд лет в зону сочленения внедрился крупный Салминский массив АМСГ-типа, включающий мафическую и преобладающую гранитную составляющие; гранитоиды массива на возраст 1457 млн лет характеризуются $\epsilon_{Nd(1457)}$ от -7.4 до -10.0 ([4] и ссылки в этой работе).

Таким образом, Ладожский грабен был заложен на гетерогенной континентальной коре, в которой представлены контрастные по изотопному составу Nd компоненты: ювенильная палеопротерозойская кора свекофенского орогена и древняя архейская кора Карельского кратона, а также эти компоненты, переработанные в мезопротерозое при становлении Салминского массива, причем эти компоненты не только слагают разные по глубине уровни коры (палеопротерозойские комплексы надвинуты на архейские), но и совмещены мозаичным порядком на верхних структурных уровнях.

Методы. Для изучения петрографии пород и составов минералов использовались СЭМ, EDS и EPMA (Геологический факультета МГУ им. Ломоносова, ИГЕМ РАН), для изучения петро- и геохимии пород методы XRF (ИГЕМ РАН) и ICP-MS (ИПТМ РАН), изотопный анализ Sr и Nd в валовых пробах был определен методом TIMS (ИГЕМ РАН). Для моделирования процесса AFC использовался программный пакет Magma Chamber Simulator (MCS) [13, 14].

Мезопротерозойская Ладожская вулканическая ассоциация: состав и Sr–Nd-изотопная систематика. Ферробазальты слагают две толщи лавовых потоков, разделенные пачкой осадочных пород, их общая мощность достигает 155 м. Породы Валаамского силла, мощность которого оценивается в 200 м [5], представлены феррогаббро, кварцевыми монцонитами и гранофирами (графическими лейкогранитами). Геологическое строение вулканической ассоциации Ладожского грабена охарактеризовано в [4, 5].

Для Валаамского силла известны U–Pb-датировки по циркону в 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн лет [15]. Для ферробазальтов была опубликована Sm–Nd-датировка с большой ошибкой в 1499 ± 68 млн лет [16]. Относительный возраст

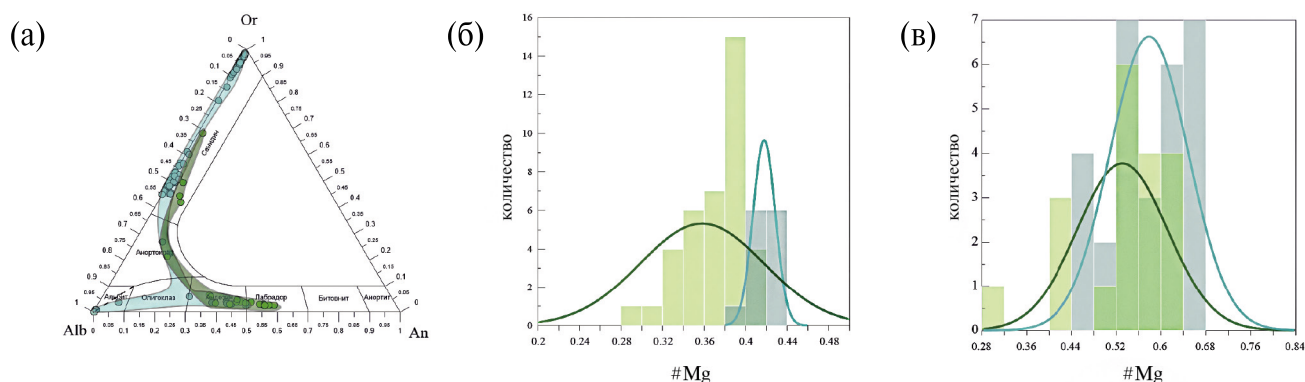


Рис. 2. Составы плагиоклазов (а), $Mg\#$ оливинов (б) и $Mg\#$ клинопироксенов (в) из ферробазальтов лавовых покровов (зеленые поля) и феррогаббро, ферромонцитонитов Валаамского силла (розовые поля) Ладожского грабена.

проявлений определяется тем, что породы Валаамского силла содержат ксенолиты ферробазальтов, что установлено на о-ве Вильямой [5], и прорывают осадки наиболее молодой пашской свиты мезопротерозоя Приладожья, тогда как лавовые потоки вмещают более древние приозерская и салминская свиты.

Минеральный состав. Ферробазальты имеют порфиоровые и микродолеритовые структуры состоят из клино- и ортопироксенов (до 30%, Sr_x резко преобладает), плагиоклаза (до 40%), оливина (5–7%), рудных минералов (оксидов и сульфидов) (10%), апостекловатой фазы с рудными минералами (7–10%), калиевого полевого шпата (до первых %), присутствуют апатит (5%) и бадделлит. Феррогаббро сложены клинопироксеном (до 35%), часто в ортопироксеновой кайме, оливином (10%), и плагиоклазом (до 40%). Крупные выделения ильменита составляют до 10% породы. В породе до 5% апатита, отмечается бадделлит.

Несмотря на очень близкий минеральный состав ферробазальтов и феррогаббро, состав минералов в этих породах несколько различается (рис. 2). Оливины феррогаббро из силла в среднем более магнезиальные (среднее значение $\#Mg = 0.42$) по сравнению с оливинами ферробазальтовых лав (среднее значение $\#Mg = 0.35$), так же, как и клинопироксены (средняя $\#Mg$ составляет 0.58 и 0.54 соответственно). Плагиоклаз ферробазальтов отвечает лабрадору – андезину (до 0.6 An), тогда как плагиоклазы пород Валаамского силла имеют чисто андезиновые составы (до 0.5 An).

Химический состав. Ферробазальты имеют толеитовую специфику: характеризуются высокожелезистыми ($Mg\# = 0.33–0.40$)

и высокотитанистыми составами, в которых содержание Fe_2O_3 (общее) достигает 17 вес. %, содержание TiO_2 может превышать 5 вес. %; при этом содержания SiO_2 низкие и не превышают 47.3 вес. %. Для ферробазальтов характерны умеренно фракционированные спектры РЗЭ ($(La/Yb)_N = 9.6–10.3$). В мультиэлементных спектрах аномалии Nb, Ta и Ti от слабо отрицательных до положительных ($Nb/Nb^* = 0.8–1.4$; $(Nb/La)_N = 0.62 \pm 0.12$) и присутствуют слабые отрицательные аномалии Zr и Hf (табл. 1, рис. 3).

Породы силла так же, как и ферробазальты, отличаются низкой магнезиальностью ($Mg\# = 0.29–0.35$) за счет обогащения железом ($Fe_2O_3(общ)$ до 15.5 вес. %) при более высоких по сравнению с базальтами содержаниях SiO_2 (до 55.5 вес. % в ферромонцогаббро). В них также повышены содержания Ti и P (TiO_2 до 3.4 вес. %, и P_2O_5 до 2.3 вес. %), сумма щелочей соответствует породам умеренной щелочности. Гранофиры характеризуются высокими концентрациями SiO_2 (до 77.0 вес. %), высокими концентрациями щелочей ($K_2O + Na_2O$ до 9.5 вес. %) и калиевой спецификой (табл. 1).

Феррогаббро, ферромонцитониты и кварцевые монцитониты имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ ($(La/Yb)_N = 6.8–10.8$). Распределение рассеянных элементов характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti ($Nb/Nb^* = 0.2–0.5$; $(Nb/La)_N = 0.38 \pm 0.04$), слабой положительной аномалией Zr и Hf, а также положительными аномалиями K, Ba и отрицательной – Sr (рис. 3). Гранофиры имеют сильную отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.1–0.5$), также сильные отрицательные аномалии Nb, Ta ($Nb/Nb^* = 0.1$; $(Nb/La)_N = 0.20–0.15$) и Sr, P, Ti при положительной аномалии Zr и Hf (табл. 1, рис. 3).

Таблица 1. Химический состав пород Валаамского силла и ферробазальтов Ладожского грабена

	Валаамский силл				Лавовые потоки						
	21-С19	22ЛД-37	21-С22	22ЛД-35	21-С14	К850/90	783/20	817/93	1001/80	1003/97	1003/127
	Оливиновое феррогранобро	Кварцевое ферромонцо- гранобро	Жильный кварцевый монзонит	Гранофир	Гранофир	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт	Ферробазальт
SiO ₂	46.07	55.20	59.90	77.02	72.35	47.18	47.32	47.06	45.10	45.21	46.59
TiO ₂	3.38	2.03	1.49	0.21	0.24	3.91	3.84	4.06	4.87	5.34	5.11
Al ₂ O ₃	12.65	12.81	12.09	10.39	11.67	13.70	13.70	14.31	14.86	13.03	13.21
Fe ₂ O ₃ (общ)	15.52	12.50	9.40	2.09	2.99	16.57	15.96	15.53	16.73	16.91	13.86
MgO	4.06	2.19	2.76	0.22	0.95	4.57	4.50	4.02	6.38	3.85	8.52
MnO	0.18	0.18	0.12	0.03	0.02	0.20	0.19	0.19	0.15	0.18	0.15
CaO	7.15	4.99	3.17	0.19	0.46	8.11	7.82	7.95	2.24	6.02	2.68
Na ₂ O	2.85	3.80	2.66	1.86	1.31	2.56	2.83	1.91	4.21	2.36	3.11
K ₂ O	1.77	2.56	4.47	7.10	8.11	1.78	1.55	1.46	0.61	1.71	1.29
P ₂ O ₅	2.26	0.80	0.88	0.03	0.03	0.96	0.99	1.02	1.02	1.75	1.63
mm	3.69	2.44	2.71	0.55	1.52	0.93	1.32	2.47	4.15	1.79	4.77
Li	8.98	14.3	7.77	13.1	7.73	8.16	8.46	8.40	40.3	9.62	41.8
Be	1.35	2.2	3.27	4.4	3.54	1.89	1.77	1.35	2.24	2.67	2.82
Sc	21.3	22.3	9.13	2.00	3.29	27.9	31.2	26.0	37.1	32.5	31.6
V	205	46.2	71.9	3.0	6.01	245	434	354	196	169	180
Cr	4.3	< ПО	2.7	5.2	5.4	53	40	35	64	53	56
Co	41	16	15	1.1	1.90	40	41	35	50	43	49
Ni	12	1.2	5.0	4.9	5.1	39	26	22	31	26	29
Cu	17	14	11	7.9	6.0	35	29	25	31	27	30
Zn	162	127	82.9	37.7	27.4	186	184	166	202	231	249
Ga	19.9	23.0	18.6	16.9	20.3	23.0	22.4	20.9	26.5	25.9	25.3
Rb	29.8	43.7	94.6	114	147	31.4	24.1	22.0	11.5	50.6	35.6
Sr	428	506	202	41.1	35.6	403	404	381	411	495	348
Y	43.2	47.5	26.9	43.0	40.3	48.4	45.4	42.0	69.3	64.8	60.6
Zr	220	291	522	875	878	365	377	344	770	670	617

Окончание табл. 1

	Валаамский силл					Лавовые потоки					
	21-С19	22ЛД-37	21-С22	22ЛД-35	21-С14	К850/90	783/20	817/93	1001/80	1003/97	1003/127
	Оливиновое феррогранобито	Кварцевое- ферромонцо- табро	Жилый кварцевый монзонит	Гранофир	Гранофир	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито	Феррогранобито
Nb	18.2	24.8	10.4	8.90	9.31	37.2	36.5	34.8	79.2	59.6	47.2
Cs	0.28	0.38	0.54	0.3	0.38	0.24	0.23	0.24	0.82	0.81	1.02
Ba	1427	2110	791	718	1114	1075	1062	1208	452	1535	1425
La	53.6	56.4	32.0	64.5	61.4	58.3	56.4	56.8	86.9	94.2	77.3
Ce	123	127	70.5	125	122	123	113	120	197	211	189
Pr	15.7	15.2	8.47	13.5	13.1	15.58	15.2	15.7	20.7	22.9	20.2
Nd	74.2	67.0	36.7	46.2	43.9	63.5	67.3	66.6	91.6	98.1	86.9
Sm	15.7	13.9	7.88	8.80	8.12	11.9	11.9	12.3	18.3	19.7	17.8
Eu	5.29	5.00	2.25	0.40	0.57	3.28	3.32	3.30	3.79	4.74	4.55
Gd	12.8	12.7	6.34	7.40	6.84	10.2	10.9	11.3	16.9	17.7	16.0
Tb	1.69	1.80	0.95	1.20	1.15	1.45	1.70	1.69	2.63	2.71	2.47
Dy	8.56	9.80	5.17	7.40	7.18	8.32	9.02	8.26	13.5	13.5	12.3
Ho	1.61	1.90	1.07	1.50	1.45	1.67	1.72	1.77	2.80	2.80	2.51
Er	4.12	4.70	3.03	4.40	4.53	4.41	4.52	4.92	7.75	7.95	7.07
Tm	0.53	0.66	0.44	0.70	0.67	0.627	0.67	0.73	1.08	1.09	0.95
Yb	3.69	3.90	3.39	4.30	5.01	3.97	3.91	4.23	5.88	6.36	5.94
Lu	0.48	0.55	0.46	0.60	0.69	0.61	0.63	0.60	1.04	1.22	1.01
Hf	4.91	7.40	13.4	19.6	23.1	7.97	8.29	8.17	13.4	13.4	12.0
Ta	1.22	1.40	0.93	1.00	1.17	2.04	1.66	2.03	4.96	3.93	2.30
Pb	10.8	9.70	15.4	25.2	20.34	7.91	6.75	7.70	7.33	18.2	19.4
Th	2.50	3.50	9.24	12.2	13.00	2.81	2.65	2.74	4.20	5.52	5.13
U	0.49	0.72	1.67	3.90	2.52	0.80	0.79	0.87	2.45	1.89	1.80

Примечание: < ПО – ниже предела обнаружения.

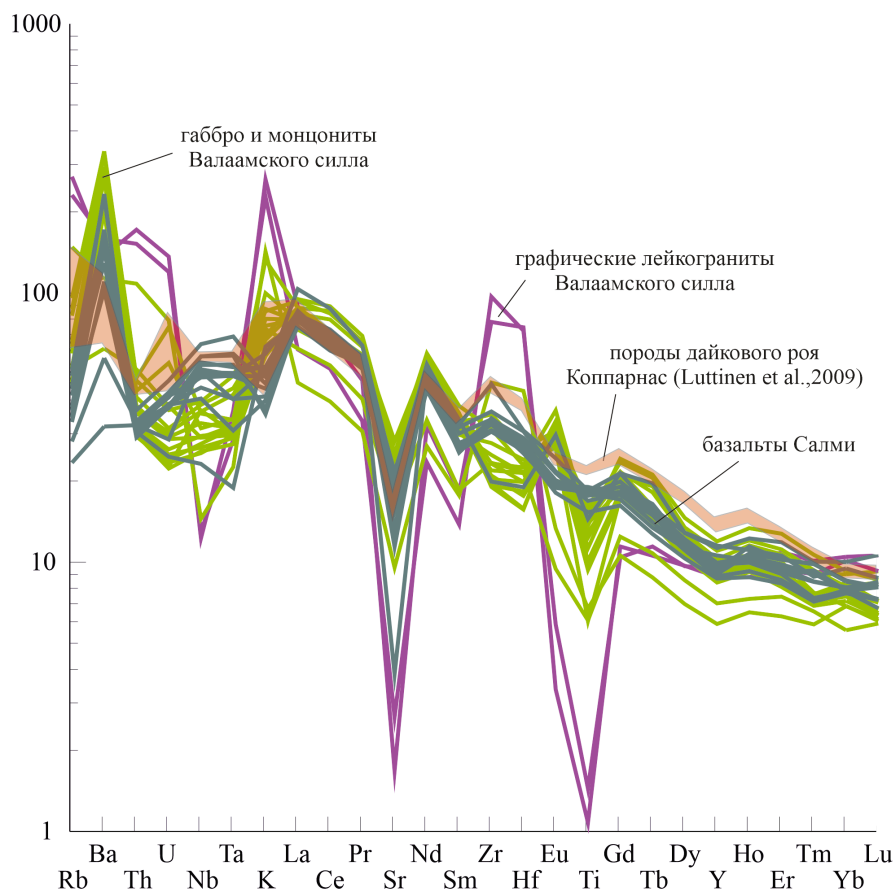


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма пород Валаамского силла, ферробазальтов Салми из Ладожского грабена и мафических пород Салминского массива [4]. Концентрации элементов в породах нормированы на примитивную мантию по [17].

Sm–Nd-изотопная систематика. Sm–Nd-изотопные характеристики ферробазальтов отличаются умеренно нерадиогенными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}(1457)} =$ от -4.5 до -5.8 . Модельный возраст пород варьирует от 2.4 до 2.5 млрд лет. При этом изученные образцы ферробазальтов характеризуются высокими концентрациями Nd (63–76 $\mu\text{г/г}$) (табл. 2).

Изотопный состав Nd в породах Валаамского силла демонстрирует гомогенность: значения $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ сильно нерадиогенные и составляют от -9.6 до -11.2 , причем эти наиболее высокие и наиболее низкие значения получены для гранофиов, тогда как основные и средние породы показывают значения $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ внутри указанного интервала. Модельный возраст пород варьирует от 2.7 до 3.1 млрд лет (табл. 2). Концентрации Nd в мафических породах силла сопоставимы с ферробазальтами – 67–74 $\mu\text{г/г}$; в гранофирах они существенно ниже – 37–46 $\mu\text{г/г}$.

Rb–Sr-изотопная систематика. Ферробазальты характеризуются низкорadiогенными значениями начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в интервале 0.7037–0.7061, а породы Валаамского силла – еще более низкорadiогенными значениями в интервале 0.7028–0.7049 (табл. 2). Такие низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не коррелируют с низкорadiогенным изотопным составом неодима в этих породах, что исключает верхнюю кору в качестве источника корового вещества, но согласуется с нижнекорвым веществом в этой роли.

При общем сходстве геохимических и минералогических характеристик ферробазальтов с феррогаббро Валаамского силла, различия в геологическом положении, особенностях составов минералов и Nd–Sr-изотопных характеристиках, указывают на то, что вулканиты и силлы были сформированы различными порциями расплава, кристаллизация которых происходила в разных камерах.

Таблица 2. Изотопный состав стронция и неодима в ферробазальтах и породах Валаамского силла (Ладожский грабен)

Образец		Rb, µg/g	Sr, µg/g	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (t)$	Sm, µg/g	Nd, µg/g	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет
21-С19	Оливиновое феррогаббро	30	459	0.188	0.708202	0.70433	16*	74*	0.128	0.511443	−11	3.0
22ЛД-37	Кварцевое ферромонцогаббро	44	499	0.252	0.710115	0.710115	14*	67*	0.126	0.511447	−10	2.8
21-С22	Жильный кварцевый монзонит	99	220	1.29	0.731215	0.70460	7.9*	37*	0.130	0.511448	−11	3.0
22ЛД-35	Гранофир	110	40	7.89	0.866778	0.70448	8.8*	46*	0.116	0.511372	−10	2.6
21-С14	Гранофир	136	37	10.7	0.925635	0.70577	8.1*	44*	0.112	0.511252	−11	3.0
К850/90	Ферробазальт	31	409	0.219	0.708366	0.70387	12	65	0.113	0.511544	−5.3	2.4
783/20	Ферробазальт	30	395	0.219	0.708556	0.70405	12	63	0.113	0.511573	−4.7	2.4
817/93	Ферробазальт	28	430	0.187	0.708043	0.70420	12	66	0.112	0.511551	−4.8	2.4
1001/80	Ферробазальт	9.3	345	0.078	0.707487	0.70588	13	73	0.115	0.511573	−4.5	2.4
1003/97	Ферробазальт	43	430	0.288	0.710301	0.70437	—	—	—	—	—	—
1003/127	Ферробазальт	28.5	322	0.256	0.711616	0.70635	15	76	0.118	0.511565	−5.8	2.4

Примечание: * концентрации получены методом ICP-MS.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr–Nd-ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АССИМИЛЯЦИИ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА

В предшествующих исследованиях было показано, что модель простого смешения мантийного и корового компонентов для объяснения низкорadioгенного состава Nd в базитах Салминского массива и массивов Центральной Швеции неприменима, так как требует большого количества корового контаминанта (50% и более), что неминуемо отразится на валовом и минеральном составе породы [1, 3, 4]. В то же время модель ассимиляции тугоплавких нижнекоровых реститов с низкими концентрациями Nd вряд ли является эффективным механизмом для получения идентичного изотопного состава Nd в базитовых и кислых расплавах.

Мы полагаем, что эффективным механизмом формирования изотопного состава Nd в породах Ладожского грабена был процесс кристаллизационного фракционирования и ассимиляции выплавок (AFC) из различных по возрасту боковых пород разноглубинных магматических камер.

В феррогаббро Валаамского силла установлены ксенолиты базальтов, в свою очередь содержащие ксенолиты кварцито-песчаников,

подвергшиеся частичному растворению (о-в Вильямой, [5]). Нами процесс ассимиляции ксенокристов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и ксенолитов гранитов наблюдался в ферробазальтах. Реакционные структуры внутри и вокруг обломков демонстрируют все стадии ассимиляции кислых пород в базальтовом расплаве — дегидратацию, частичное плавление, диффузионное переуравновешивание.

Низкая магнезиальность, обогащенный Fe состав оливинов и клинопироксенов и обедненный An состав плагиоклазов указывают на сильно фракционированный характер базитовых пород в ладожской ассоциации. Этот факт не позволяет использовать их обогащенную геохимию как прямое указание на тип мантийного источника, при этом петрографические, минералогические и геохимические признаки указывают на то, что первичный расплав был толеитовым и, скорее всего, происходил из деплетированной мантии. Появление отрицательных HFSE-аномалий, умеренно выраженное в ферробазальтах (Nb/Nb^* от 0.8) и отчетливо — в мафических породах Валаамского силла (Nb/Nb^* от 0.2) демонстрируют коровый вклад (рис. 3).

Различие в модельных Nd-возрастах между ферробазальтами (2.4–2.5 млрд лет)

и феррогаббро (от 2.5 до 3.0 млрд лет, табл. 2) может указывать на различия в возрасте корового контаминанта.

Модель AFC с учетом плавления боковых пород магматических камер. Для проверки нашего предположения о ведущей роли AFC в формировании особенностей изотопного состава Nd в мафических породах Ладожского грабена мы провели моделирование этого процесса с использованием программного пакета MCS (рис. 4). Модель предполагает, что внедрившиеся в камеру расплавы разогревали вмещающие породы, что приводило к их частичному плавлению. Эти выплавки ассимилировались расплавами в магматических камерах [13, 14].

Выбор параметров моделирования. Наиболее сложным вопросом является выбор состава исходного расплава для моделирования. Практически все мафические расплавы АМСГ-массивов и сопровождающих их даек имеют фракционированный низкомagneзиальный, высоко-Fe и Ti-состав, в том числе в Салминском массиве (например, [4]), что согласуется с присутствием анортозитов в этих массивах, и указывает на поступление в верхние горизонты коры расплавов, уже дифференцированных в глубинных магматических камерах. Сходство петрологических характеристик ферробазальтов и феррогаббро Ладожского грабена с таковыми мафической составляющей АМСГ-массивов (рис. 3) вынуждает нас искать исходный состав в этой ассоциации. В качестве исходного состава использован долерит из СЗ-фланга массива Ахвенисто (наиболее “примитивный” среди мафитов, связанных с АМСГ-комплексами, $MgO = 10$ вес. %), имеющий $20 \mu\text{g/g Nd}$ и $\epsilon\text{Nd}(t) = +1$ [18].

В качестве архейского контаминанта мы протестировали составы пород, наиболее распространенные в Западном домене Карельского кратона. Представителем неоархейских санукитоидов этого домена был выбран кварцевый диорит массива Таловейс, который имеет типичный для этих массивов петрохимический и Nd-изотопный состав и для которого ранее был получен полный набор данных [8]. В качестве мезоархейского контаминанта мы использовали состав ТТГ-гнейса из хорошо изученного домена Иисалми [9, 19]. В качестве более молодого контаминанта мы выбрали гранит Салминского массива, изотопный состав Nd которого соответствует переработанной в протерозое архейской коре [4].

Глубина залегания магматической камеры для моделирования AFC-пород Валаамского силла была принята соответствующей 7 кбар,

исходя из того, что низкорadiогенные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 2) указывают на нижнекорую природу контаминанта, и архейские комплексы в зоне сочленения Свекофеннской области и Карельского кратона залегают на уровнях нижней коры [20]. Для ферробазальтов мы приняли давление в 3.5 кбар, исходя из залегания нижних горизонтов АМСГ-массивов [20]. Прочие параметры моделирования указаны в подписи к рис. 4.

Результаты моделирования. Салидус Салминских гранитов достигался при T около 783°C , когда T базальтового расплава составляла 1109°C , тепловое равновесие между внедрившимся расплавом и гранитами устанавливалось при T около 910°C , к этому моменту доля выплавки из боковых пород, добавляющаяся в камеру, возросла до 1.1% по сравнению с 0.2% вблизи солидуса, всего кумулятивно могло быть добавлено до 12% гранитной выплавки от массы поступившей магмы, которая к моменту достижения изотопного состава ферробазальтов была закристаллизована на 50–55%. Выплавка содержала до $380 \mu\text{g/g Nd}$, в магме концентрация Nd возрастала от исходных 20 до $150 \mu\text{g/g}$, а изотопный состав изменялся от $\epsilon\text{Nd}_{(1457)} = +1.0$ до -5.6 (рис. 4 а).

Для архейских гранодиоритов солидус достигался при T около 825°C , когда T базальтового расплава составляла 1140°C , тепловое равновесие между внедрившимся расплавом и боковыми породами устанавливалось при T около 980°C , к этому моменту доля выплавки из боковых пород, добавляющаяся в камеру, возросла до 1.2% по сравнению с 0.1% вблизи солидуса, всего кумулятивно могло быть добавлено до 14% гранитной выплавки от массы поступившей магмы, которая к моменту достижения значений $\epsilon\text{Nd}_{(1457)}$ в $-4...-5$ была закристаллизована на 46–56%. Выплавка содержала до $114 \mu\text{g/g Nd}$, в магме концентрация Nd возрастала от исходных 20 до $90 \mu\text{g/g}$, а изотопный состав изменялся от $\epsilon\text{Nd}_{(1457)} = +1.0$ до -8.7 (рис. 4 а).

Для архейских ТТГ-гнейсов солидус достигался при T около 820°C , когда T базальтового расплава составляла 1160°C , тепловое равновесие между внедрившимся расплавом и боковыми породами устанавливалось при T около 970°C , к этому моменту доля выплавки из боковых пород, добавляющаяся в камеру, возросла до 0.6% по сравнению с 0.1% вблизи солидуса, всего кумулятивно могло быть добавлено до 10% гранитной выплавки от массы поступившей магмы, которая к моменту установления теплового равновесия была закристаллизована на 57%. Выплавка

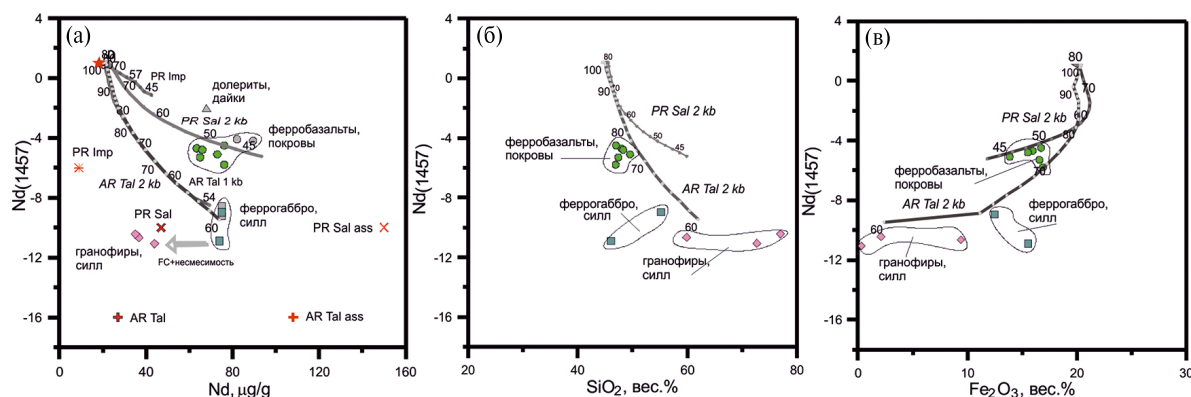


Рис. 4. Результаты моделирования изменения в изотопном составе Nd в ходе процесса AFC для ферробазальтов и феррогаббро Ладожского грабена с использованием программного пакета MCS [13, 14]. В качестве исходного состава использован долерит (диабаз) из СЗ-фланга массива Ахвенисто (наиболее “примитивный” среди мафитов, связанных с АМСГ-комплексами, $\text{MgO} = 10$ вес. %), имеющий $20 \mu\text{g/g}$ Nd и $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +1$ [18], показан зеленой звездочкой. В качестве неархейского источника контаминанта использован состав гранодиорита из санукитоидного массива Таловейс [9], в качестве мезоархейского источника – состав ТТГ-гнейса домена Иисалми [9, 19], в качестве контаминанта, происходящего из архейской коры, переработанной в протерозое – состав гранита Салминского массива [3]. Модельные кривые AFC для кварцевого диорита Таловейса – M1 и выплавка из него M1m, для ТТГ гнейса Иисалми – M2 и M2 m, для гранита Салминского массива – M3 и M3 m соответственно. Для кислорода приняты условия $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.2$, минимальная фракция выплавки из боковых пород = 0.05, исходное содержание воды в боковой породе принято в 1.0 вес. %.

содержала до $210 \mu\text{g/g}$ Nd, в магме концентрация Nd возрастала от исходных 20 до $64 \mu\text{g/g}$, а изотопный состав изменялся от $\epsilon_{\text{Nd}(1457)} = +1.0$ до -11 (рис. 4 а).

Моделирование показывает, что в случае неархейских санукитоидов как боковых пород изотопный состав Nd, наблюдаемый в породах Вааламского силла, не достигается (рис. 4 а). Столь низкорациогенный изотопный состав Nd как в этих породах, может быть получен, если в качестве контаминанта выступает более древнее вещество (мезоархейские ТТГ гнейсы). Процесс AFC приводит к изотопному составу и концентрациям Nd, наблюдаемым в ферробазальтах и феррогаббро при кристаллизации $50\text{--}60\%$ исходной магмы. При этом петрохимические характеристики (содержания SiO_2 , Fe_2O_3 общ) модельных составов близки к наблюдаемым в этих породах и тренд фракционирования показывает феннеровский тип с накоплением железа при постоянном или слегка снижающемся содержанием SiO_2 до того, как начнет сказываться вклад коровой контаминации (рис. 4 б, в).

Геологическая модель. Полученные результаты позволяют предположить, что ферробазальты и феррогаббро были сформированы двумя порциями толеитового расплава, вполне вероятно отделившимися от одного и того же источника.

Первая порция, сформировавшая ферробазальты, должна была подниматься в условиях относительного растяжения, если сравнивать с условиями подъема второй порции, сформировавшей силл, так как она испытала меньшее фракционирование, и излилась на поверхность в виде лавы, застывшей в порфировую породу. К месту излияния ферробазальты приходили с примерно $50\text{--}55\%$ кристаллов и после излияния не испытывали существенной дифференциации, в отдельных потоках имела место ликвация высоко-Fe- и высоко-Si-расплавов с появлением Fe-оксидных глобул. Вторая порция была застопорена в нижней коре, где испытала значительную дифференциацию и сильную контаминацию, она внедрилась в приповерхностные условия в виде кристаллической каши. В месте внедрения силла расплав был сильно переохлажден, на что указывают гранофировые структуры, и имело место только небольшое гравитационное расслоение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На наш взгляд, проведенное моделирование показало два важных аспекта в контаминации коровым веществом континентальных толеитов: во-первых, ассимиляция выплавки из боковых

пород делает этот процесс более эффективным, чем простое смешение с боковыми породами или классическая модель AFC без учета тепловых свойств пород, так как обеспечивает высокие концентрации Nd (в нашем случае) в асси-милянте даже при их невысоких концентрациях в источнике (вмещающих породах) и, во-вторых, фракционирование по толеитовому тренду препятствует сильному росту SiO_2 в остаточном расплаве даже при дополнительном вкладе кремнезема, так как кристаллизация пироксенов обеспечивает его эффективный отвод. Эти факторы приводят к тому, что породы сохраняют базитовую петрохимию, но испытывают сильный изотопный сдвиг в область коровых значений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Самсонова и анонимного рецензента за конструктивные рецензии, способствовавшие улучшению статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00318.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andersson U.B., Neymark L.A., Billström K.* Petrogenesis of Mesoproterozoic (sub-Jotnian) rapakivi complexes of central Sweden: Implications from U–Pb zircon ages, Nd, Sr and Pb isotopes // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 2002. V. 92. P. 201–228.
2. *Rämö O.T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. of Finl. 1991. Bull. 335. P. 161.
3. *Neymark L.A., Amelin V. Yu., Larin A.M.* Pb–Nd–Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite–Anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. T. 50. № 1–3. С. 173–193.
4. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука. 2011. 402 с.
5. *Свириденко Л.П., Светов А.П.* Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. 123 с.
6. *Ripa M., Stephens M.B.* Chapter 10 Magmatism (1.6–1.4 Ga) and Mesoproterozoic sedimentation related to intracratonic rifting coeval with distal accretionary orogenesis // Geological Society, London, Memoirs. 2020. V. 50. № 1. P. 269–288.
7. *Brander L., Soderlund U.* Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite // International Journal of Earth Sciences. 2009. 98. P. 499–516 DOI 10.1007/s00531-007-0281-0.
8. *Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm–Nd и Rb–Sr изотопно-геохимические данные. // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
9. *Lauri L.S., Andersen T., Hölttä P., Huhma H., Graham S.* Evolution of the Archaean Karelian Province in the Fennoscandian Shield in the light of U–Pb zircon ages and Sm–Nd and Lu–Hf isotope systematics. London // Journal of the Geological Society. 2011. 167. 1–18.
10. *Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б.* Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193 DOI: 10.31857/S08695903220200295.
11. *Kotova L.N., Kotov A.B., Glebovitskii V.A., Podkovyrov V.N., Savatenkov V.M.* Source Rocks and Provenances of the Ladoga Group Siliciclastic Metasediments (Svecofennian Foldbelt, Baltic Shield): Results of Geochemical and Sm–Nd Isotopic Study // Stratigraphy and Geological Correlation. 2009. V. 17. No. 1. P. 1–19.
12. *Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V., et al.* Nd isotope variation across the archaean-proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia // Gff. 2005. T. 127. № 2. С. 115–122.
13. *Bohrson W.A., Spera F.J., Heinonen J.S., Brown G.A., Scruggs M.A., Adams J.V., Takach M.K., Zeff G., Suikkanen E.* Diagnosing open-system magmatic processes using the Magma Chamber Simulator (MCS): part I – major elements and phase equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. P. 175. P. 1–29 <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01722-z>.
14. *Heinonen J.S., Bohrson W.A., Spera F.J., Brown G.A., Scruggs M., Adams J.* Diagnosing open-system magmatic processes using the Magma Chamber Simulator (MCS): part II – trace elements and isotopes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. V. 175. P. 1–21. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01718-9>.

15. Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // *Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs*. 2001. V. 33. P. 6.
16. Богданов Ю. Б., Саватенков В. В., Иванников В. В., Франк-Каменецкий Д. А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. по изотоп. Геохронол.* 25–27 ноября 2003 г., СПб, СПб: Центр информ. Культуры. 2003. С. 71–72.
17. Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 42. С. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
18. Heinonen A. P., Rämö O. T., Mänttari I., Johanson B., Alviola R. Formation and Fractionation of High-Al Tholeiitic Magmas in the Ahvenisto Rapakivi Granite – Massif-Type Anorthosite Complex, Southeastern Finland // *The Canadian Mineralogist*. 2010. V. 48, P. 969–990 DOI: 10.3749/canmin.48.4.969.
19. Nehring F., Foley S. F., Holtta P., Van Den Kerkhof A. M. Internal Differentiation of the Archean Continental Crust: Fluid-Controlled Partial Melting of Granulites and TTG-Amphibolite Associations in Central Finland // *Journal of Petrology*. 2009. 50(1). 3–35. DOI:10.1093/petrology/egn070.
20. Korja A., Heikkinen P. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles // *Precambrian Research*. 2005. 136(3–4), 241–268. DOI: 10.1016/j.precamres.2004.10.007.

Nd-ISOTOPE EFFECTS THROUGH FACTIONAL CRYSTALLISATION-ASSIMILATION (AFC) PROCESSES IN THE CONTINENTAL CRUST, HETEROGENEOUS IN AGE: THE EXAMPLE OF FERROBASALTS FROM THE LADOGA GRABEN (KARELIA, RUSSIA)

A. A. Nosova^{a, #}, N. M. Lebedeva^a, A. A. Vozniak^a, L. V. Sazonova^{a, b},
Yu. O. Larionova^a, I. A. Kondrashev^a

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk October 6, 2023

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: nosova@igem.ru*

Petrography, geochemistry and isotope geochemistry of the Mesoproterozoic volcanic rocks occurred as lava flows and the Valaam sill in the Ladoga rift, have been studied. The Ladoga rift is located in the area of thrusting of the Palaeoproterozoic Svecofennian orogenic complexes onto the Archean Karelian craton. Ferrobasites of close composition and geological position in lava flows and sill have different Nd isotopic composition, differing by 5 units $\epsilon\text{Nd}(t)$: $-4 \dots -5$ in ferrobasalts of lava flows and a very low-radiogenic Nd isotopic composition in mafic rocks of the sill ($\epsilon\text{Nd}(t)$ to -11 for ferrogabbro), and identical to the isotopic composition of its acidic rocks ($\epsilon\text{Nd}(t)$ to -11 for granophyres). It is shown that in the crust, heterogeneous in age, the process of fractional crystallisation along the tholeiitic trend combined with assimilation of melt from wall rocks can be an effective mechanism for forming such “paradoxical” features of the Nd isotopic composition. The isotopic composition of sill rocks indicates the probable presence of Mesoarchean blocks in the lower crust of the Ladoga graben region.

Keywords: Nd isotopic composition, ferrobasalts, ferrogabbro, granophyres, fractional crystallisation, assimilation, AMCG massifs, Fennoscandia, Ladoga graben, Magma Chamber Simulator modelling