
СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА НЕОАРХЕЙСКОЙ КЕЙВСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 2021 г. В. Р. Ветрин^{1, 2, *}, Е. А. Белоусова^{3, **}

¹Геологический институт КНЦ РАН,
ул. Ферсмана, 14, Мурманская обл., Апатиты, 184209 Россия

²Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ),
ул. Версаева, 15, Москва, 121357 Россия

³Университет Маквари, NSW, 2109, Macquarie University, Dept. of Earth and Planetary Sciences,
Faculty of Science, Sydney, Australia

*e-mail: vetrin.val@gmail.com

**e-mail: elena.belousova@mq.edu.au

Поступила в редакцию 02.02.2021 г.

После доработки 02.03.2021 г.

Принята к публикации 14.04.2021 г.

По химическому составу известково-щелочные граниты неoarхейской Кейвской щелочной провинции с U-Pb возрастом 2667 ± 8 млн лет относятся к высококальциевым известково-щелочным, железистым, перглиноземистым гранитам, по особенностям состава близким гранитам I-типа. Исходные расплавы для гранитов были образованы в результате дегидратационного плавления протолитов дацит-тоналитового и метаграуваккового составов при T 850–950 °C и $P \geq 8$ кбар в средней коре или на границе средней и нижней коры. Двухстадийный модельный Hf возраст (t_{DM}^C) циркона находится в пределах 3.07–3.21 млрд лет. Вероятными гомологами мезoarхейских пород фундамента Кейвского мегаблока могут быть породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины и ее окружения. Средние значения $\epsilon Hf(t)$ в цирконе из известково-щелочных гранитов (0.2 ± 0.4), в пределах ошибок определения совпадают со средними значениями $\epsilon Hf(t)$ в цирконе из близких по U-Pb возрасту кварцевых монзонитов (-0.5 ± 0.6), субщелочных гранитов (-0.5 ± 0.5), щелочных гранитов массивов Белые тундры (-0.3 ± 0.6) и Понойского (0.6 ± 0.7) и соответствуют изотопному составу Hf в относительно обогащенном источнике, близком по составу к CHUR. Близость изотопного состава Hf в цирконе из пород различного состава могла быть обусловлена образованием их исходных расплавов за счет плавления коры с изотопным составом Hf, близким к нулевому при внедрении в кору базитовых расплавов плюмового генезиса.

Ключевые слова: граниты, петрогеохимия, Lu-Hf состав циркона, Кейвский мегаблок, Кольский полуостров

DOI: 10.31857/S0869605521030126

Гранитоиды несут информацию о процессах, связанных с образованием и кристаллизацией расплавов, включая данные об условиях плавления протолитов, их геохимических и изотопно-геохимических характеристиках, степени фракционной кристаллизации расплавов, вероятности контаминации расплавов веществом вмещающих пород, физико-химических условиях их кристаллизации. Разнообразие источников

расплавов и процессов, вовлеченных в формирование гранитов, отражено в составе гранитоидов и, в частности, в содержании микроэлементов и изотопно-геохимических характеристиках пород.

Неоархейская Кейвская щелочная провинция (НКЩП) расположена на территории Кейвского мегаблока, находящегося в восточной части Кольского полуострова. Преобладающую часть мегаблока занимают гнейсы лебяжинской и кейвской серий, массивы габбро-лабрадоритов, субщелочных и щелочных гранитов (рис. 1). Инициальный магматизм НКЩП проявлен в образовании пород повышенной щелочности, входящих в состав вулканоплутонической ассоциации латитов–монцонитов–гранитов (АЛМГ) с возрастом 2674 ± 6 млн лет (Vetrin, Rodionov, 2009). Эти породы прорваны известково-щелочными гранитами¹ и в настоящее время сохранились главным образом в виде ксенолитов в гранитах. Более поздними по отношению к известково-щелочным гранитам являются щелочные и субщелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, образующие 5 массивов общей площадью более 2400 км^2 (Батиева, 1976). Темноцветные минералы в щелочных гранитоидах представлены главным образом арфведсонитом, рибекитом, эгирином, в субщелочных гранитах – высокожелезистым биотитом и Ca-Na амфиболом (ферроэденимом). Возраст массивов щелочных гранитов составляет $2674\text{--}2666$ млн лет (Mitrofanov et al., 2000; Vetrin, Rodionov, 2009). Завершают щелочной магматизм провинции щелочные и нефелиновые сиениты Сахарйокского массива с возрастными 2645 ± 7 и 2613 ± 35 млн лет соответственно (Vetrin et al., 2014; Баянова, 2004). По мнению В.В. Балаганского с соавторами (Balagansky et al., 2020), в состав НКЩП частично или полностью могут входить метавулканиды лебяжинской серии, занимающие около 40% площади мегаблока и формировавшиеся 2678 ± 7 млн лет назад. В настоящем сообщении эти породы не рассматриваются.

Щелочные граниты и связанные с ними пегматиты и силекситы, а также щелочные и нефелиновые сиениты остаются объектами пристального внимания и представляют интерес как с петрологической точки зрения, так и относительно перспектив на связанное с ними редкометальное сырье – Zr, Nb, Ta, Be, U, Th, PЗЭ (Бельков, 1958; Щелочные граниты, 1958; Батиева, 1976; Zozulya et al., 2012; Mikhailova et al., 2017). В отличие от щелочных пород провинции, граниты известково-щелочного состава изучены недостаточно, и предыдущими исследователями относились к неоархейской формации палингенно-метасоматических гранитов, широко развитых на территории Мурманского мегаблока (Геологическая карта..., 1996), или выделялись в составе древнейшей первичнокоровой вулканоплутонической ассоциации фундамента Кейвского мегаблока (Батиева, Бельков, 1983). Исходя из этого, нами выполнено изучение вещественного состава и условий образования известково-щелочных гранитов. На основании вновь полученных и опубликованных данных по систематике изотопной Lu-Hf системы в цирконе и Sm-Nd изотопной системы в различных по составу гранитоидах провинции предполагается их образование в результате плавления пород коры при андерплейтинге базитовых магм плюмового генезиса.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Район исследований находится в юго-западной части Кейвского мегаблока, на территории между Цагинским и Щучье-Медвежьеозерским массивами габбро-лабрадоритов (рис. 1) и сложен главным образом архейскими гранитоидами различного возраста и состава. Известково-щелочные граниты образуют в современном эрозионном срезе массив неправильной, близкой к изометричной, формы площадью около 250 км^2 . Внедрение гранитов разделяло фазы субщелочного магматизма АЛМГ и щелочных

¹ В ранее опубликованной работе (Vetrin, Rodionov, 2009) эти породы обозначены как амфибол-биотитовые плагиомикроклиновые граниты.

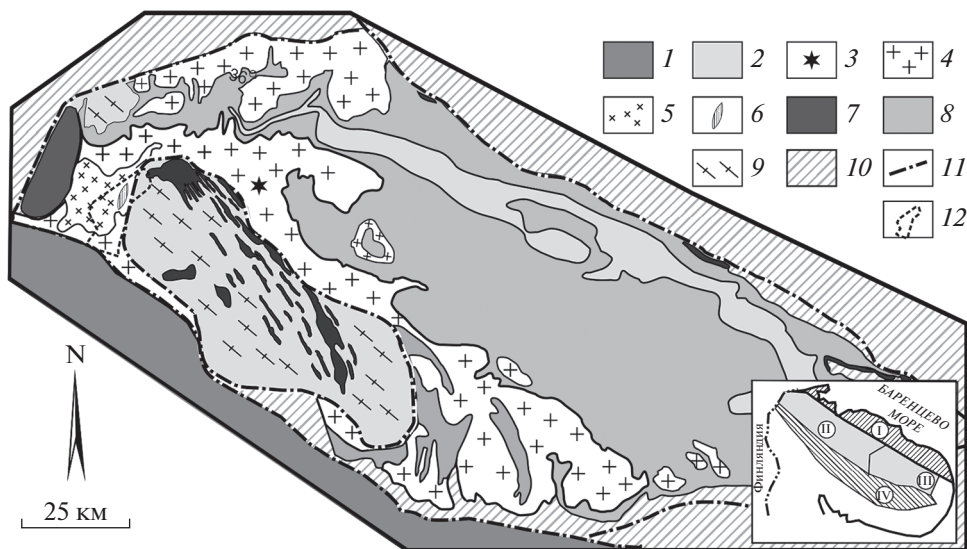


Рис. 1. Схематическая карта геологического строения Кейвского мегаблока, по (Геологическая карта..., 1996, с упрощениями).

1 – палеорифтогенные образования, 2 – сланцы кейвской серии, 3 – щелочные и нефелиновые сиениты Сахарйокского массива, 4 – субщелочные и щелочные граниты, 5 – известково-щелочные граниты, 6 – породы ассоциации латитов–монзонитов–гранитов (АЛМГ), 7 – габбро-лабрадориты, 8 – гнейсы лебяжинской серии, 9 – породы комплекса ТТГ и гнейсы кольской серии (?), 10 – гранитоиды с возрастом 2.7–2.9 млрд лет, 11 – разломы, 12 – контур участка работ. Во врезке внизу справа – схема тектонического районирования северной части Кольской субпровинции Балтийского щита. Мегаблоки: I – Мурманский, II – Кольско-Норвежский, III – Кейвский, IV – Имандра-Варзугская зона карелид.

Fig. 1. Schematic geological map of the Keivy megablock (after Geological map..., 1996, with simplification).

гранитоидов, которыми в районе исследований сложены массивы Западных Кейв и Белых тундр, а также многочисленные дайки в известково-щелочных гранитах. Последние имеют отчетливо проявленный гнейсовидный облик с простиранием плоскопараллельных текстур от северо-северо-восточного до субмеридионального и с падением преимущественно к востоку под углами 40° – 50° . Образование плоскопараллельных текстур в гранитах было обусловлено, вероятно, процессами палеопротерозойского метаморфизма в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой фации (Петров, 1999). Щелочные граниты даек оказывают активное контактовое воздействие на вмещающие известково-щелочные граниты, выраженное в образовании порфиробласт калиевого полевого шпата и послынных кварц-полевошпатовых обособлений в экзоконтактовых частях тел. Дискордантный U-Pb возраст известково-щелочных гранитов, определенный методом SIMS, по циркону, составляет 2667 ± 8 млн лет (Vetrin, Rodionov, 2009).

Известково-щелочные граниты представлены мелко-среднезернистыми породами, местами содержащими небольшое количество (<10%) вкрапленников плагиоклаза. Главные породообразующие минералы гранитов: плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз) 40–70%, микроклин 13–20%, кварц 11–35%, амфибол 0–7%, биотит 1–6%, мусковит 0–2%. Акцессорные минералы – титанит, циркон, апатит, алланит, молибденит, магнетит, эпидот. Наиболее распространены амфибол-биотитовые разновидности

ности, реже встречаются биотитовые граниты. Структуры пород blastsгранитные, местами с хорошо выраженным идиоморфизмом зерен плагиоклаза.

Методы исследования. Химические анализы и Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Геологическом институте ФИЦ КНЦ РАН. Sm-Nd изотопный состав образца гранитов определен на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) согласно опубликованным методическим приемам (Баянова, 2004). Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla за период измерений составило 0.511833 ± 6 ($n = 11$) и в стандарте JNd1 – 0.512068 ± 15 ($n = 100$). При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельных возрастов $t(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$, Bouvier et al., 2008) и DM ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, Goldstein, Jacobsen, 1988). Концентрации элементов-примесей определялись в ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC. Изотопный состав Hf в цирконе из датированных на SHRIMP II кристаллах (Vetrin, Rodionov, 2009) определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции по методике (Griffin et al., 2000). Во время измерений среднее значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандарта Мад Танк составило 0.282497 ± 0.000013 ($n = 20$), для цирконового стандарта Темога – 0.282672 ± 0.000018 ($n = 7$). С целью вычисления инициальных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ использовались значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для данного участка циркона, измеренное отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и константа распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ (Scherer et al., 2001). Современные хондритовые отношения приняты как $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336 \pm 0.0001$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785 \pm 0.000011$ (Bouvier et al., 2008). Влияние изотопа ^{176}Yb на ^{176}Hf устранялось путем измерения ^{172}Yb и использования отношения $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ для расчета $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. С целью определения модельного Hf-возраста применялась двухстадийная модель (t_{DM}^{C}) при среднем значении $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ для коры в целом (Griffin et al., 2002).

ПЕТРОГЕОХИМИЯ

Химический состав известково-щелочных гранитов охарактеризован 22 анализами, из них 9 являются оригинальными (табл. 1), 13 заимствованы из ранее опубликованной работы (Батиева, Бельков, 1983). Концентрации SiO_2 в породах изменяются от 67.5 до 73.9 мас. %, и на диаграмме в координатах SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) они отвечают составу гранита, в единичных случаях – составам субщелочного гранита и гранодиорита. Преобладающая часть образцов пересыщена глиноземом, что фиксируется появлением в их нормативном составе альсилита (Al_2SiO_5) в количестве 0.5–4.1%. По величине соотношения глинозема с щелочами и кальцием (ASI) граниты находятся главным образом в поле пересыщенных глиноземом (перглиноземистых) пород (рис. 2, а). Во всех образцах железо существенно преобладает над магнием с вариациями железистости ($F_{\text{ат}}$) в пределах 65–94% (среднее 74%). По соотношению SiO_2 и Fe/Mg граниты относятся к железистому типу (рис. 2, б). Концентрации щелочей составляют 6.45–8.33 мас. % (среднее 7.43 мас. %), величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ находится в пределах 0.58–1.39 (среднее 0.94). На диаграмме в координатах SiO_2 – K_2O точки состава пород располагаются в поле высококалийевых известково-щелочных гранитов (рис. 2, в). По соотношению концентраций K_2O и Na_2O , SiO_2 и Zr породы отвечают составам I-гранитов (рис. 2, з, д). На диаграммах Харкера точки состава пород при увеличении содержания SiO_2 образуют тренды с уменьшением содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , Nb, Zr, Y, U, Sr, Gd, Eu, Yb, Lu при увеличении содержания K_2O , Rb, Ba, Pb, Th, La, Pr, Nd (рис. 3, табл. 1), что связано, вероятно, с процессами кристаллизационной дифференциации расплава. Содержание элементов группы

железа (Cr, Co, Ni, Cu, V) в гранитах в 1.5–3.0 раза ниже их концентраций в земной коре (Rudnick, Gao, 2003). На спайдер-диаграммах распределения редких элементов, нормированных относительно примитивной мантии (рис. 4, а), крупноионные литофильные элементы (K, Rb, Cs) преобладают над высокозарядными элементами (Zr, Nb, Hf, Ta, Y), тяжелыми редкими землями и иттрием. Породы содержат 121–313 ppm PЗЭ (среднее 203 ppm), с преобладанием легких лантаноидов (La–Gd, 186 ppm) над тяжелыми PЗЭ (17 ppm). На диаграмме нормированных к хондриту концентраций PЗЭ (рис. 4, б) концентрационные кривые имеют сходную конфигурацию, определяемую умеренным фракционированием лантаноидов ($La_N/Yb_N = 7–42$) с более четко выраженным фракционированием легких лантаноидов ($La_N/Sm_N = 2.6–6.4$) по отношению к тяжелым PЗЭ ($Gd_N/Lu_N = 1.3–2.8$) и четко проявленным Eu-минимумом (среднее $Eu/Eu^* = 0.46$). Повышенные концентрации тяжелых лантаноидов (Er–Lu) определяют слегка вогнутую форму кривых распределения PЗЭ, что наряду с четко проявленным Eu-минимумом свидетельствует о наличии амфибола и плагиоклаза в составе кристаллизата (Taylor, McLennan, 1985).

ХАРАКТЕРИСТИКА И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

В известково-щелочных гранитах (обр. 13/06) циркон образует светло-коричневые, бесцветные кристаллы “цирконового” типа размером от 0.05 до 0.5 мм, с удлинением от 1 : 1 до 1 : 3, редко до 1 : 5. В катодных лучах кристаллы прозрачные, полупрозрачные, для их части установлена хорошо проявленная осцилляционная зональность (рис. 5). Во внутренних частях зерен циркона находятся мелкие включения темноцветных минералов, вызывающие нарушение двойниковой структуры кристаллов.

Измеренные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в кристаллах циркона находятся в пределах 0.281097–0.281166 и, будучи скорректированы на возраст (Hf_{in}), изменяются от 0.281053 до 0.281113 (табл. 2). Двухстадийный модельный Hf возраст (t_{DM}^C) циркона, определяющий время пребывания протолитов в коре, варьирует от 3.07 до 3.21 млрд лет при $\epsilon\text{Hf}(t)$ в 1.6 и –0.7 соответственно. Коэффициент фракционирования $f_{Lu} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{обр}/^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}]_{CHUR}^0 - 1$ во всех образцах циркона имеет отрицательные значения (от –0.969 до –0.981) и показывает вероятность образования изученного циркона из обогащенных Hf и обедненных Lu фельзических источников.

Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Результаты изучения изотопного состава Nd в образце 13/06, из которого сепарирован циркон, приведены в табл. 3. Величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ равна 0.107732, одностадийный модельный возраст $t(DM)$ составляет 3.0 млрд лет, $\epsilon\text{Nd}(2670)$ составляет –0.37.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мобильность элементов при метаморфизме. Изученные граниты в палеопротерозое испытали метаморфизм в условиях кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, чем было обусловлено замещение магматических минеральных ассоциаций метаморфическими парагенезисами. В то же время на диаграммах Харкера (рис. 3) точки концентраций большинства порообразующих компонентов (TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O , MgO) образуют близкие к прямолинейным тренды, определяющие незначительную мобильность этих элементов при метаморфизме. На мультиэлементных спайдер-диаграммах (рис. 4, а, б) концентрационные кривые всех образцов имеют сходную конфигурацию, также свидетельствующую, вероятно, об инертном поведении этих элементов примесей. Величина отношения K/Rb в рассмат-

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в известково-щелочных гранитах**Table 1.** Contents of major (wt %) and trace (ppm) element in calc-alkaline granites

Компоненты	198-1	214-1	12/06	10/06	144-1	122-4	234-1	125-1	13/06
SiO ₂	67.48	68.6	68.84	69.64	69.67	70.4	70.62	70.9	71.27
TiO ₂	0.78	0.55	0.49	0.46	0.4	0.51	0.54	0.35	0.5
Al ₂ O ₃	13.55	14.47	14.71	14.67	14.15	13.81	13.98	14.44	13.17
Fe ₂ O ₃	2.28	0.66	0.21	0.42	2.35	0.64	1.32	0.81	0.53
FeO	4.02	3.51	4.37	3.17	3.64	3.51	2.51	2.31	3.91
MnO	0.1	0.05	0.07	0.05	0.06	0.07	0.05	0.04	0.06
MgO	1.32	1.1	0.77	0.74	0.22	0.83	0.87	0.71	0.56
CaO	2.36	2.58	2.21	1.72	1.76	1.53	1.31	1.55	1.66
Na ₂ O	4.09	3.9	4.26	3.86	3.33	4.15	3.74	3.9	2.94
K ₂ O	2.36	2.83	2.6	3.61	3.45	2.72	3.29	3.17	4.09
H ₂ O ⁻	0.18	0.18	0.17	0.14	0.1	0.12	0.16	0.18	0.13
H ₂ O ⁺	0.96	1.02	0.64	0.89	0.23	1.26	0.96	0.99	0.49
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.14	0.09	0.09	0.13	0.15	0.07	0.1
CO ₂	0.11	0.04	0.05	0.05	0.11	0.04	0.04	0.11	0.05
Li ₂ O	0.015	0.013	0.013	0.011	0.015	0.013	0.019	0.016	0.014
F	0.13	0.1	0.15	0.07	0.09	0.09	0.12	0.1	0.09
Сумма	99.96	99.76	99.69	99.59	99.65	99.83	99.68	99.64	99.56
F _{ар}	72.1	67.7	76.8	72.9	93.6	73.4	70.4	70.6	81.5
K ₂ O/Na ₂ O	0.58	0.73	0.61	0.94	1.04	0.66	0.88	0.81	1.39
(Na + K)/Al	0.68	0.7	0.67	0.7	0.65	0.71	0.7	0.68	0.7
T _{Zr} , °C	852	812	800	800	815	850	860	820	940
T _{Al-Ti} , °C	950	924	914	909	900	922	925	884	924
Rb	150	123	91.7	110	154	111	204	161	124
Sr	196.4	268.1	133	131	237.1	204.2	220.8	193.6	146
Y	37.8	19.7	16.1	15.2	25.1	28.7	27.1	17.9	21.7
Zr	359	250	199	159	218	275	335	198	247
Nb	16.5	9.8	15.1	10.8	9.4	10.1	10.9	9.5	15.2
Mo	3.34	0.71	1.77	1.24	4.15	1.49	1.88	2.21	6.13
Cd	0.263	0.222	0.243	0.255	0.242	0.294	0.298	0.214	0.268
Cs	10.86	5.92	3.34	2.56	10.39	8.55	13.27	7.76	7.11
Ba	487	932	653	729	815	758	842	825	1034
La	51.6	21.5	19.2	33.9	103.2	50.1	43.9	54.2	42.3
Ce	107.7	48.7	60.1	66.7	104.6	94.1	94.6	85.4	94.6
Pr	14.0	6.2	5.01	7.31	18.1	12.2	11.3	10.0	9.83
Nd	52.5	24.1	18.8	25.9	61.1	44.8	41.6	33.6	36.5
Sm	10.1	5.2	3.68	4.49	8.6	8.0	7.7	5.3	6.58
Eu	1.61	1.09	0.09	0.471	1.26	1.41	1.30	0.81	0.722
Gd	8.41	4.57	3.26	3.75	6.50	6.50	6.36	4.06	5.80
Tb	1.18	0.68	0.53	0.540	0.78	0.96	0.89	0.58	0.833
Dy	7.06	3.90	3.17	3.12	4.08	5.49	5.17	3.28	4.63

Таблица 1. Окончание

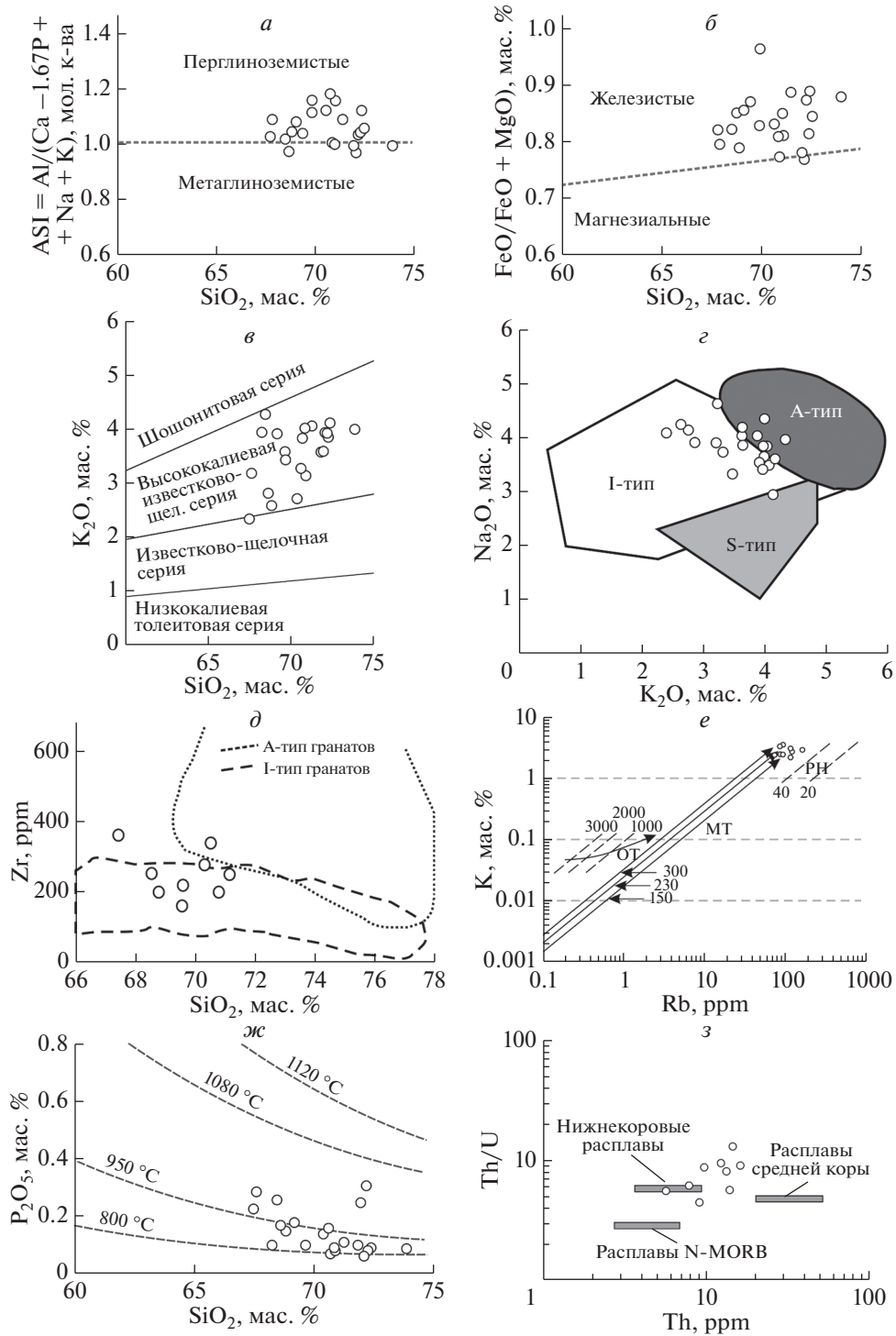
Компоненты	198-1	214-1	12/06	10/06	144-1	122-4	234-1	125-1	13/06
Ho	1.42	0.76	0.66	0.65	0.80	1.10	1.02	0.68	0.937
Er	3.95	2.17	1.89	1.73	2.07	3.03	2.73	1.75	2.55
Tm	0.562	0.296	0.304	0.262	0.295	0.451	0.408	0.266	0.376
Yb	3.42	1.81	1.88	1.58	1.75	2.80	2.54	1.69	2.25
Lu	0.537	0.275	0.292	0.236	0.270	0.430	0.376	0.259	0.347
Hf	8.52	5.89	5.05	4.18	5.16	6.78	7.80	4.77	6.55
Ta	1.27	0.92	1.16	0.835	0.74	1.04	0.98	0.86	0.864
Pb	12.8	10.2	11.6	16.8	18.6	38.1	13.2	15.9	14.0
Th	13.8	5.7	7.82	9.64	12.2	9.1	16.1	13.2	14.5
U	2.44	1.02	1.27	1.12	1.32	2.08	1.80	1.64	1.14
V	62.2	62.3	28.3	25.0	50.7	45.3	60.7	40.2	23.5
Cr	132.7	19.6	62	31	216.8	25.1	24.0	14.0	333
Co	11.89	9.40	6.45	5.29	8.81	8.36	19.16	6.33	7.61
Ni	63.3	20.1	11.6	14.9	43.1	17.4	17.6	28.1	53.8
Cu	13.7	15.8	20.4	14.1	38.5	25.5	9.5	9.2	13.0
Zn	123	74	44.1	41.3	66	95	90	75	52.1
Ga	21.5	22.1	14.4	13.8	21.4	21.1	21.1	19.3	14.3
Be	2.75	2.25	2.31	1.84	2.14	2.87	2.87	2.10	1.92
Sc	25.4	25.9	17.3	16.0	26.1	24.9	26.3	23.3	20.1

Таблица 2. Lu-Hf изотопные данные для циркона из известково-щелочных гранитов (обр. 13/06)
Table 2. Lu-Hf isotope data for zircon from calc-alkaline granite (sample 13/06)

Номера точек	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	t_{Zr} , 10^6 лет	Hf_{in}	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 1\sigma$	t_{DM}^{C} , 10^9 лет	Lu/Hf	X_{m} , %
1.1	0.281109	0.000011	0.0005	0.0224	2651	0.281080	-0.1	0.4	3.16	-0.981	27.5
2.1	0.281101	0.000010	0.0009	0.0377	2666	0.281053	-0.7	0.4	3.21	-0.972	22.5
3.1	0.281166	0.000013	0.0010	0.0201	2672	0.281113	1.6	0.5	3.07	-0.969	41.7
4.1	0.281111	0.000012	0.0007	0.0263	2689	0.281073	0.6	0.4	3.15	-0.978	33.2
5.1	0.281117	0.000010	0.0010	0.0400	2686	0.281065	0.2	0.4	3.17	-0.97	30.2
6.1	0.281129	0.000009	0.0007	0.0280	2681	0.281092	1.1	0.3	3.12	-0.978	37.2
7.1	0.281109	0.000011	0.0006	0.0234	2677	0.281076	0.4	0.4	3.15	-0.981	31.6
8.1	0.281107	0.000010	0.0006	0.0269	2663	0.281072	-0.1	0.3	3.17	-0.98	27.7
9.1	0.281111	0.000011	0.0007	0.0283	2671	0.281073	0.1	0.4	3.17	-0.977	29.3
10.1	0.281097	0.000008	0.0007	0.0287	2656	0.281058	-0.7	0.3	3.21	-0.976	21.8

Примечание. Количество мантийного вещества (%) вычислено по формуле: $X_{\text{m}} = 100(3.3 + \epsilon\text{Hf}(t))/11.7$.Таблица 3. Концентрации Sm, Nd и изотопный Sm-Nd состав известково-щелочных гранитов
Table 3. Sm, Nd concentrations and Sm-Nd isotope composition of calc-alkaline granites

№ образца	T , 10^6 лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(2670)$	$T(\text{DM})$, 10^6 лет
13/06	2670	7.79	43.72	0.107732	0.511052	16	-30.9	-0.37	3.00



риваемых гранитах варьирует в пределах 131–274 (среднее 199). На диаграмме соотношения концентраций Rb и K точки состава располагаются на главном тренде дифференциации магматических пород, что свидетельствует о незначительных масштабах удаления Rb из протолита (рис. 2, *e*). Эти данные согласуются с результатами предыдущих исследований (Shaw, 1968; Taylor et al., 1986; Макрыгина, 1981) о незначительной мобильности преобладающей части химических элементов пород и в первую очередь Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Th и PЗЭ (за исключением Eu) при региональном метаморфизме.

Признаки существенно корового генезиса гранитов. По химическому составу рассматриваемые породы относятся к высококалийевым известково-щелочным, железистым, перглиноземистым гранитам, по особенностям состава близким гранитам I-типа. Происхождение исходных расплавов для таких гранитов предполагается в результате следующих процессов: (1) кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов, в разной степени контаминированных веществом коры (Loiselle, Wones, 1979; Peccerillo et al., 2003), (2) парциального плавления коровых протолитов преимущественно магматического генезиса, как в отсутствие свободного флюида, так и при насыщении пород водой (Skjerlie, Johnson, 1993; Rapp, Watson, 1995; Patiño Douce, 1997; Bogaerts et al., 2006).

Кейвские известково-щелочные граниты пространственно ассоциируют с Цагинским и Щучье-Медвежьеозерским массивами габбро-лабрадоритов с возрастными 2668 ± 10 и 2663 ± 7 млн лет соответственно (Баянова, 2004), в пределах ошибок определения близкими по U-Pb возрасту с гранитами. Об изменении составов гранитов в процессе кристаллизации расплава свидетельствуют такие геохимические признаки, как отчетливо проявленные негативные Eu и Sr аномалии, что наряду с минимумами для Nb, Ta, Ti, Ba может определяться фракционированием плагиоклаза и амфибола при дифференциации расплава. В то же время отсутствие данных о наличии магматических производных, промежуточных по составу между габбро-лабрадоритами и гранитами не подтверждает предположение о происхождении известково-щелочных гранитов при дифференциации базитового расплава. О фельзитическом составе источника гранитных расплавов свидетельствуют и отрицательные значения коэффициента фракционирования (f_{Lu}) в цирконе.

Известково-щелочные граниты характеризуются узким интервалом концентраций SiO₂ (67.5–73.9 мас. %), повышенной глиноземистостью (ASI до 1.8), железистостью (F_{at} 65–94%), низкими концентрациями Ni (12–63 ppm), содержат повышенные концентрации крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов. Отношения Th/U и Rb/Sr в гранитах составляют 4.4–12.7 (среднее 7.7) и 0.55–0.85 (среднее 0.73) соответственно и превышают величину этих отношений для коры в целом (соответственно, 4.3 и 0.15, Rudnick, Gao, 2003), что свидетельствует о существенном вкладе корового компонента в состав гранитов. По данным Г. Иби (Eby, 1992) и Т. Грина (Green, 1995), величина отношений Y/Nb и Nb/Ta в расплавах корового генезиса составляет >1.2 и 11–12 соответственно, тогда как в мантийных магмах Y/Nb < 1.2 и Nb/Ta ~ 17.5. Средние значения отношений Y/Nb и Nb/Ta в изученных гранитах со-

←
Рис. 2. Диаграммы соотношений петрогенных и редких элементов в известково-щелочных гранитах. *a* – SiO₂–ASI, *б* – SiO₂–FeO/(FeO + MgO) (Frost, Frost, 2011), *в* – SiO₂–K₂O (Peccerillo, Taylor, 1976), *г* – K₂O–Na₂O (White, Chappel, 1983), *д* – SiO₂–Zr (King et al., 1997), *е* – тренды K–Rb фракционирования (Shaw, 1968). ОТ – океанические толеитовые базальты, МТ – главный тренд фракционирования, РН – перматиты, гидротермалиты, *ж* – SiO₂–P₂O₅ (Green, Watson, 1982), *з* – диаграмма реконструкции состава расплавов различного генезиса (Eby, 1992).

Fig. 2. Binary plots of major and trace elements for calc-alkaline granites.

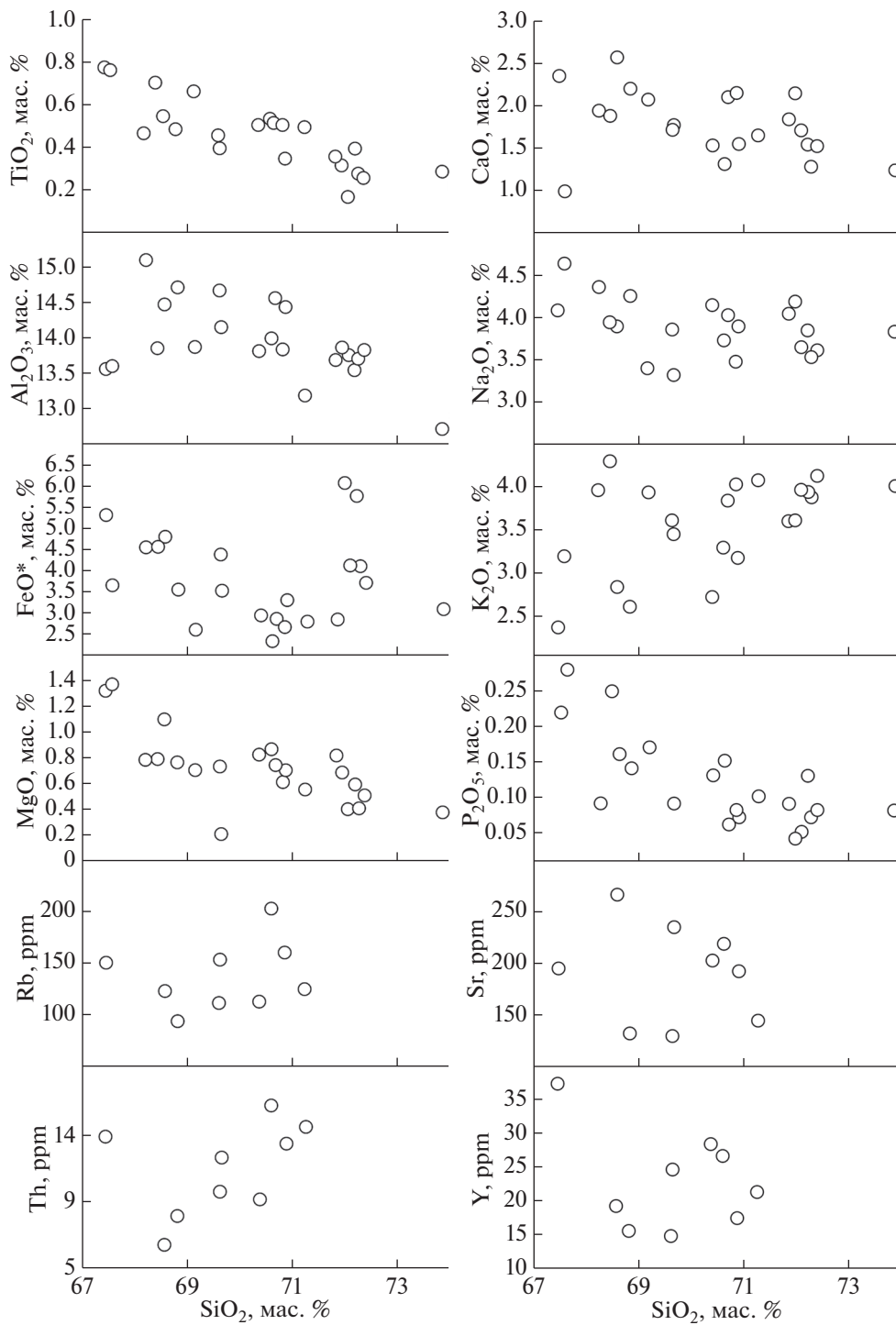


Рис. 3. Диаграммы Харкера.
 Fig. 3. Harker variation diagrams

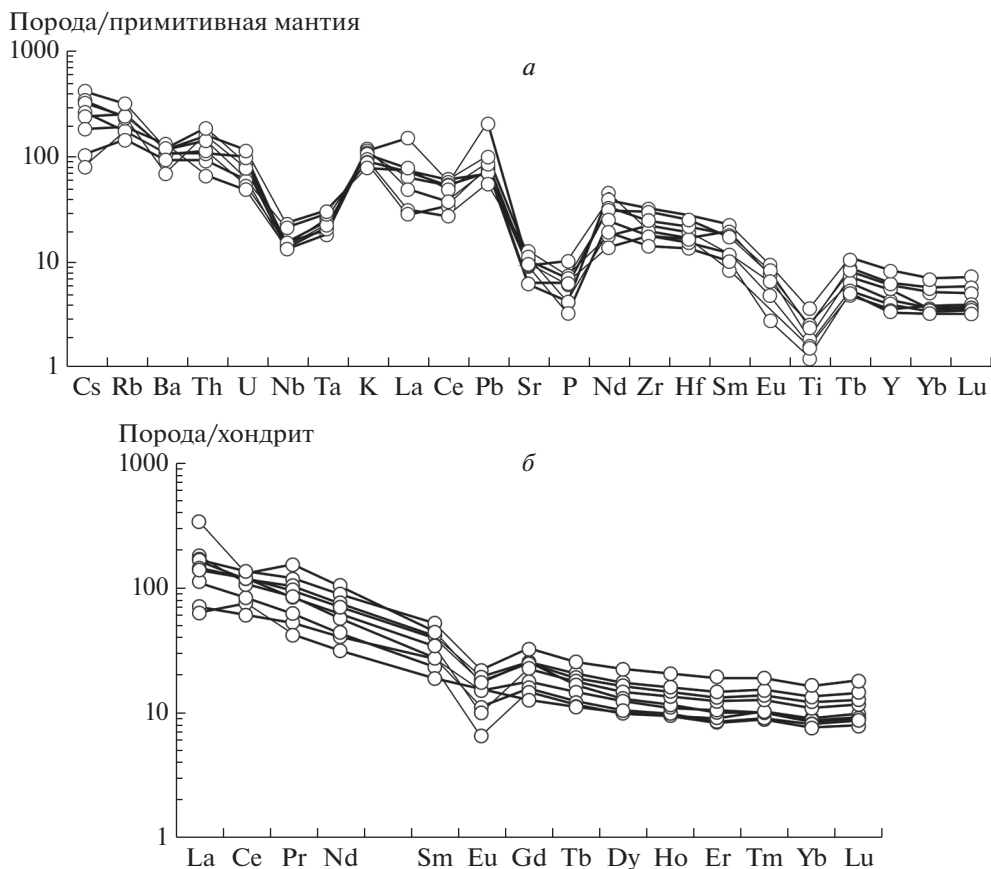


Рис. 4. Спайдер-диаграмма (а) и диаграмма редкоземельных элементов (б) для известково-щелочных гранитов. Содержания редких элементов нормированы относительно примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), содержания редкоземельных элементов – относительно C1 хондрита (Boynton, 1984).

Fig. 4. Spider diagram (a) and REE diagram (b) for calc-alkaline granites. Trace element contents are normalized to primitive mantle (Sun, McDonough, 1989), REE contents are normalized to C1 chondrite (Boynton, 1984).

ставляют 2.0 и 12 соответственно, что также свидетельствует об их происхождении в результате плавления коровых пород.

Оценка состава протолитов. Результаты экспериментов дают ряд ограничений по составу расплавов, образованных при плавлении субстратов различного состава при варьирующих T , P , активности летучих и степени плавления протолитов. В результате плавления пород основного состава независимо от степени плавления гранитные расплавы имеют пониженную глиноземистость (Rapp, Watson, 1995; Wolf, Wyllie, 1994). Плавление кварц-полевошпатовых пород (ортогнейсов) в условиях полной водонасыщенности приводит к формированию слабо пересыщенных глиноземом выплавов, переходящих в метаглиноземистые при увеличении температуры и количества образованных выплавов (Vogaerts et al., 2006). В процессе дегидратационного плавления ортогнейсов глиноземистость расплавов увеличивается при снижении температуры, степени плавления субстрата, повышении общего давления и сопровождается увеличением содержания кремнезема в расплаве; железистость расплавов уменьшается при

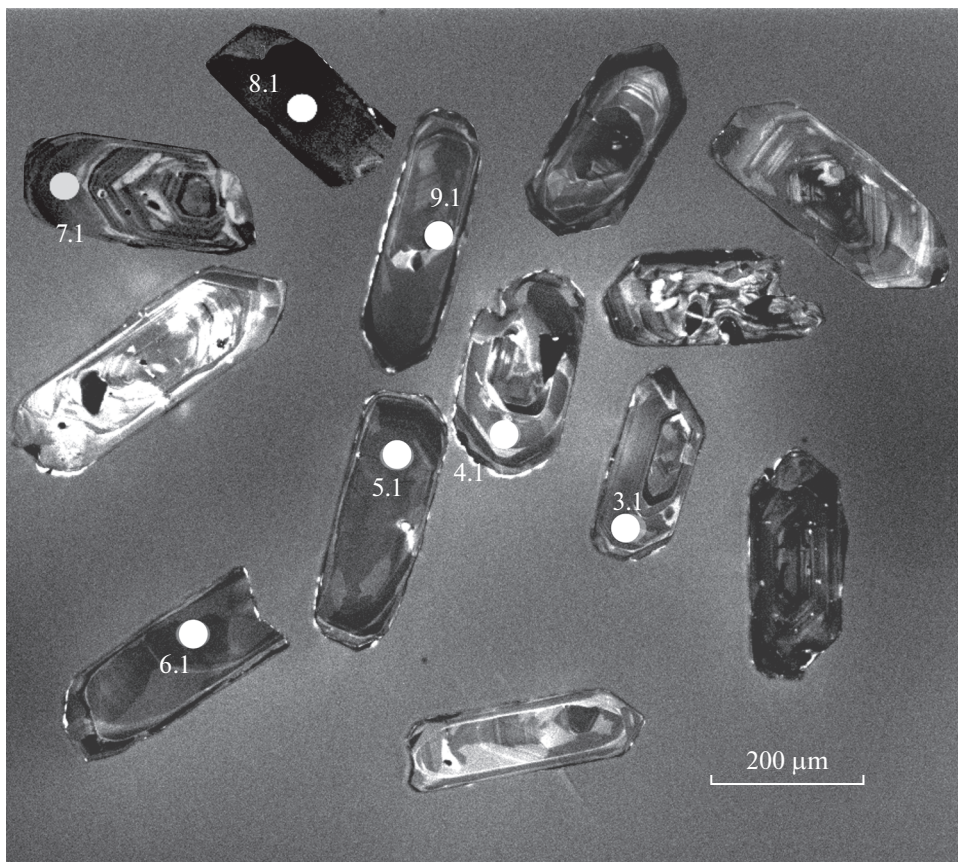


Рис. 5. Катодолюминесцентные фотографии циркона из гранитов. Кружки – области U-Pb изотопного анализа кристаллов. Цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2.

Fig. 5. Cathodoluminescence images of zircon from granites. Circles are the U-Pb points of the isotopic analyses of crystals. The numbers correspond to the ones in Table 2.

увеличении температуры и давления (Skjerlie, Johnson, 1993; Patiño Douce, 1997). При дегидратационном плавлении метаграувакк в широком интервале температур, давлений и степени плавления образуются лейкократовые перглиноземистые расплавы, количество калия в которых увеличивается с ростом давления (Gerdes et al., 2000). Приведенные данные позволяют предполагать возможность образования железистых щелочно-известковых перглиноземистых расплавов за счет дегидратационного парциального плавления протолитов среднего-кремнекислого составов. Результаты экспериментов позволяют по ряду компонентов состава выплавки определить состав подвергавшихся плавлению протолитов. Показано, что величина отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ при образовании палингенных расплавов не зависит от температуры, давления и контролируется главным образом составом пород, подвергавшихся плавлению (Sylvester, 1998). Для метапелитов величина $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет менее 0.5 и для граувакк и изверженных пород колеблется в пределах 0.3–1.5 (Jung, Pfänder, 2007). В кейвских известково-щелочных гранитах отношение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 0.3 до 0.7 (среднее 0.5) и определяет метамагматический, граувакковый или смешанный со-

став их протолитов. Последнее подтверждается нахождением преобладающей части точек составов гранитов в полях расплавов, полученных при плавлении дацитов-тоналитов и метаграувакк (рис. 6). Единичные точки состава гранитов находятся в полях парциальных выплавов из амфиболитов и метапелитов, что могло определяться, вероятно, разнообразием источников гранитных расплавов.

Вероятные гомологи мезоархейских пород Кейвского мегаблока на территории Кольского полуострова. Результаты геохимического изучения пород и изотопного Lu-Nf исследования циркона свидетельствуют о мезоархейском возрасте и преимущественно дацит-тоналитовом и метаграувакковом составе протолитов известково-щелочных гранитов. Следует отметить, что в настоящее время породы мезоархейского и более древнего возраста на территории Кейвского мегаблока достоверно не установлены. Гранитоиды и гнейсы, предположительно архейского возраста, входящие в состав фундамента Кейвского мегаблока и образующие овальную структуру в его юго-западной части (Геологическая карта..., 1996; Balagansky et al., 2020), не датированы и геохимически слабо исследованы. Наиболее детально породы мезо- и палеоархейского фундамента Кольского региона изучены по данным бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 и ее окружения (Vettrin et al., 2016; Levchenkov et al., 1995; Morozova et al., 2012). Разрез архейских пород скважины состоит главным образом из чередующихся толщ мигматизированных плагиогнейсов (метавулканитов дацит-плагиориодацитового состава, ~45% разреза) и гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (метаграувакков, ~20% разреза). Около 30% разреза составляют амфиболиты, преобладающая часть которых имеет палеопротерозойский возраст, и ~5% – жильные гранитоиды. Возраст плагиогнейсов СГ-3 и окружения скважины, определенный U-Pb методом, составляет 2.8–2.83 млрд лет (Чупин и др., 2009; Levchenkov et al., 1995). Их модельный Hf возраст попадает в интервал 3.02–3.47 млрд лет. Как следует из рис. 7, наблюдается сходство модельных датировок (t_{DM}^C) циркона из плагиогнейсов СГ-3 и кейвских известково-щелочных гранитов в мезоархейской части возрастного спектра, что может свидетельствовать о близости состава части протолитов этих пород. В то же время наличие палеоархейских модельных датировок в цирконе из мезоархейских плагиогнейсов СГ-3 определяет присутствие вещества палеоархейского возраста в составе пород скважины.

Температура и давление при образовании расплавов. Гранитоиды, образованные из расплавов, возникших при дегидратационном плавлении пород коры, имеют определенные характеристики состава, позволяющие использовать их для определения температур плавления (Green, Watson, 1986; Hanchar, Watson, 2003; Jung, Pfänder, 2007). Экспериментальные работы показали зависимость растворимости апатита главным образом от температуры и содержания SiO₂ в расплавах (Green, Watson, 1982), с увеличением концентрации P₂O₅ при увеличении температуры. Отчетливо проявленная отрицательная корреляция между концентрациями P₂O₅ и SiO₂ в изученных породах (рис. 3) определяет насыщенность исходных гранитных расплавов фосфором. Оценки температур расплавов плагиомикроклиновых гранитов составляют 800–1000 °С с наибольшим числом рассчитанных значений в интервале 850–950 °С (рис. 2, ж). По данным С. Юнга и Й.А. Пфендера (Jung, Pfänder, 2007), отношение Al₂O₃/TiO₂ в парциальных расплавах определяется составом протолитов, температурой и не зависит от давления. Температуры, вычисленные методом линейной регрессии для расплавов, образовавшихся за счет субстрата метамагматических пород, равны 880–950 °С, при этом наибольшие температуры зафиксированы для пород с минимальным содержанием SiO₂ (табл. 1) и отвечают температурам расплавов при их отделении от протолита (Jung, Pfänder, 2007).

Экспериментальные работы по определению зависимости растворимости циркона от концентрации Zr, температуры и соотношения ряда породообразующих компонен-

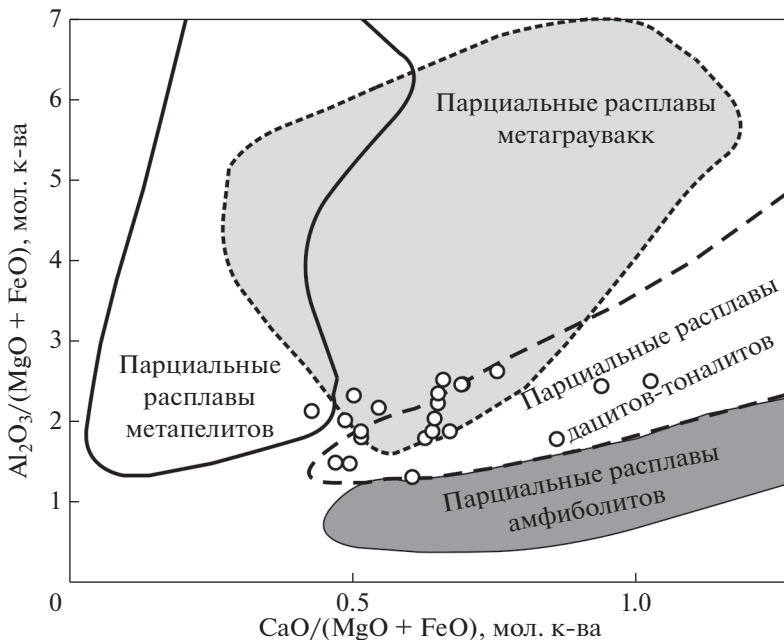


Рис. 6. Диаграмма реконструкции составов протолитов (Gerdes et al., 2000).

Fig. 6. Diagram of the reconstruction of protolith compositions (Gerdes et al., 2000).

тов в расплавах позволили использовать эти особенности для создания циркониевого геотермометра (Hanchar, Watson, 2003). Концентрации Zr в известково-щелочных гранитах равны 198–359 ppm. Температуры, установленные по концентрациям Zr и величине отношения $M = (K + Na + 2Ca)/(Si^*Al)$ в породах, варьируют в пределах 800–860 °С. Следует отметить, что температуры, установленные по циркониевому геотермометру, на 64–114 °С ниже температур, определенных по соотношению Al_2O_3/TiO_2 в соответствующих образцах (табл. 1). Указанное несоответствие может быть обусловлено неполной растворимостью кристаллов циркона из протолитов при образовании парциальных гранитных расплавов и насыщением их цирконием при более низких температурах по сравнению с температурами исходных выплавок (Jung, Pfänder, 2007).

Приведенные данные свидетельствуют о высокотемпературном характере известково-щелочных гранитов, что в целом свойственно для производных недосыщенных водой расплавов (Chappell et al., 1998).

Оценка глубины образования расплавов может быть проведена по геохимическим особенностям гранитов. Как отмечалось, для гранитов свойственны слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ при относительно повышенных концентрациях Y (среднее 23 ppm) и Yb (среднее 2.2 ppm). Эти данные наряду с резко отрицательной аномалией Eu определяют отсутствие граната в составе кристаллизата, образованного при парциальном плавлении пород при пониженном общем давлении. По имеющимся экспериментальным данным (Rushmer, 1991; Rapp et al., 1991; Wolf, Wyllie, 1994), образование граната в составе кристаллизата, равновесного с гранитным расплавом, происходит при общем давлении ≥ 8 кбар, соответствующем глубине (при плотности пород 2.7 г/см) более 21–22 км. По данным сейсмических исследований для северо-западной, наиболее изученной части Кольского полуострова, нижняя граница верх-

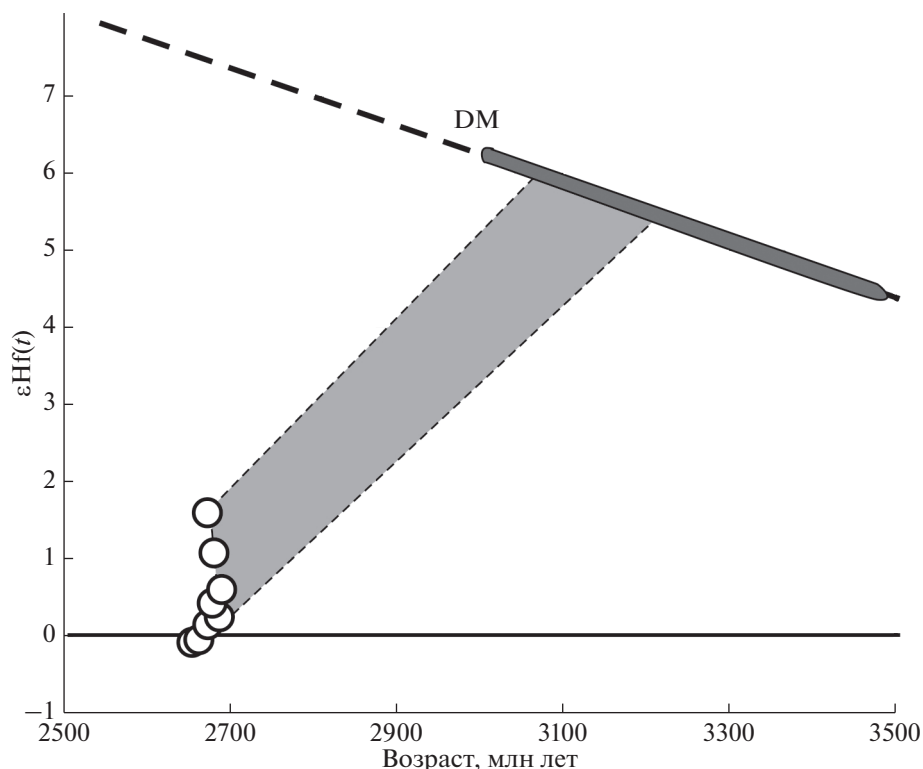


Рис. 7. Диаграмма возраст– $\epsilon\text{Hf}(t)$. Пунктиром соединены значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ и модельного возраста циркона (t_{DM}^{C}) известково-щелочных гранитов. Серым цветом закрашена область изотопных составов Hf источников известково-щелочных гранитов, ограниченная эволюционными линиями составов наиболее радиогенного циркона (с максимальным значением ϵHf , верхняя часть поля) и циркона с фракционированным изотопным составом Hf (нижняя часть поля). Темно-серой полосой обозначена область состава DM, соответствующая значениям t_{DM}^{C} пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Vetrin et al., 2016).

Fig. 7. Age versus $\epsilon\text{Hf}(t)$ diagram. Values of $\epsilon\text{Hf}(t)$ and model zircon age (t_{DM}^{C}) for calc-alkaline granite are connected by dash lines. The gray area indicates the region of Hf isotopic compositions of calc-alkaline granite sources, which is limited by evolutionary lines of compositions of the most radiogenic zircon (maximum values of ϵHf in the upper part of the field) and zircon with a fractionated isotopic composition Hf (the lower part of the field). The dark gray band indicates the DM composition area corresponding to the values t_{DM}^{C} for rocks of the Archean complex of the Kola Super-deep Borehole according to (Vetrin et al., 2016).

ней коры региона проводится на глубинах 12–15 км. Ниже до глубин 20–21 и 37–38 км выделены, соответственно, диорит-гранодиоритовая средняя и базитовая нижняя кора (Сейсмогеологическая..., 1997). С учетом приведенных данных, образование расплавов кейвских пералюминиевых известково-щелочных гранитов происходило, вероятно, в средней коре или на границе средней и нижней коры региона. Последнее подтверждается нахождением точек состава гранитов в полях составов расплавов ниже-среднекорового уровня глубинности на диаграмме в координатах Th–Th/U (рис. 2, з).

Источники тепла при образовании расплавов. Образование палингенных расплавов гранитоидов возможно в результате процессов регионального метаморфизма, при плавлении утолщенной земной коры, содержащей повышенные концентрации продуцирующих тепло элементов – U, Th, K, а также в результате привноса тепла при внедрении в кору высокотемпературных базитовых расплавов.

Процессы высокотемпературного регионального метаморфизма архейского возраста, ведущие к образованию палингенных расплавов, в породах Кейвского мегаблока достоверно не установлены. Это объясняется или отсутствием таких процессов, или изофациальностью архейских метаморфических преобразований относительно низкотемпературному палеопротерозойскому метаморфизму, происходившему в условиях кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Петров, 1999).

Оценка тепла, производимого U, Th, K в кейвских плаггиомикроклиновых гранитах, выполнена при использовании данных по скорости образования современного теплового потока в породах коры, с использованием уравнения: $A = 10^{-5} \rho (3.5C_{K_2O} + 9.67C_U + 2.63C_{Th})$ (Hasterok, Chapman, 2011), где A – скорость производства тепла ($\mu W/m^3$), C_U и C_{Th} – концентрации U и Th (ppm), C_{K_2O} – концентрация K_2O (мас. %), ρ – плотность пород ($2700 \text{ кг}/m^3$). Предполагается, что количество продуцирующих тепло элементов (U, Th, K) в парциальных расплавах и, соответственно, в гранитах такое же или ниже, чем в источнике. При расчетах приняты средние концентрации элементов по данным табл. 1: K_2O 3.12 мас. %, U 1.54 ppm, Th 11.34 ppm. Полученный результат ($1.5 \mu W/m^3$) определяет интенсивность современного теплового потока гранитов, который ниже или равен тепловому потоку пород верхней коры ($1.65 \mu W/m^3$, Rudnick, Gao, 2003). Для пород АЛМГ и щелочных гранитов (Vetrin, 2019; Vetrin, Kremenetsky, 2020) получены значения A 1.33 и $2.1 \mu W/m^3$ соответственно. Поскольку концентрации продуцирующих тепло элементов в породах нижней и средней коры обычно ниже, чем в верхней коре (Rudnick, Gao, 2003), это ставит под сомнение вероятность образования гранитных расплавов за счет продуцирующих тепло элементов (U, Th, K) в источнике гранитов.

Как отмечалось выше, кейвские известково-щелочные граниты пространственно ассоциируют с массивами габбро-лабрадоритов, близкими по U-Pb возрасту с гранитами. Известно, что базальтовые расплавы в ряде случаев являются источником тепла при парциальном плавлении пород коры (Roberts, Clemens, 1993). По существующим представлениям, для 30–50% плавления пород коры требуется объем базитового материала, в 2–3 раза превышающий количество гранитных выплавов, образующихся в апикальных частях очагов базитового расплава (Huppert, Sparks, 1988). С учетом сказанного можно полагать, что образование высокотемпературных расплавов известково-щелочных гранитов происходило в результате плавления дацит-тоналитовых и граувакковых составляющих нижней–средней коры при андерплейтинге в них глубинных базитовых магм.

Геодинамические обстановки формирования и проблемы генезиса НКЩП. В интервале 2.7–2.6 млрд лет назад Кейвский мегаблок развивался в режиме тектоно-магматической активизации протоплатформы (Загородный, Радченко, 1983). Магматическая активность этого периода на территории северной части Балтийского щита была проявлена в условиях растяжения литосферы, происходившей, вероятно, в результате активизации астеносферы и поднятия мантийного плюма. Предполагается, что ареал проявлений неархейского высокотемпературного магматизма и метаморфизма, обусловленных плюмовой активностью, в северной части Балтийского щита превышал 80000 км^2 (Mints, Eriksson, 2016). При декомпрессии и плавлении плюма были образованы значительные объемы базальтовых магм, неоднократно внедрявшихся в породы различных уровней разреза коры. Возникновение исходных расплавов для щелочных

гранитов НКЩП, образованных в интервале 2.674–2666 млн лет назад, могло происходить в результате дифференциации толеитовых магм нормальной или повышенной щелочности (Zozulya et al., 2005, 2007; Balagansky et al., 2020). По мнению этих исследователей, осаждение плагиоклаза на ранних этапах кристаллизации могло приводить к возникновению обогащенных Al и Ca кумулатов, образующих массивы габбро-лабрадоритов, тогда как из обогащенного железом и редкими элементами остаточного расплава происходила кристаллизация щелочных гранитов. Однако эта модель петрологически слабо обоснована. В частности, на базе приведенного выше механизма, массивы габбро-лабрадоритов должны рассматриваться, очевидно, как протрузии, достигавшие верхних частей коры в результате тектонических подвижек, что противоречит геологическим данным о дифференцированном внутреннем строении массивов и наличии у них магматических контактов (Юдин, 1980).

Дополнительные критерии генезиса пород провинции могут быть получены при изучении изотопного состава Hf в цирконе и Nd во вмещающих породах. С этой целью нами использованы как новые (табл. 2, 3), так и опубликованные ранее (Vetrin et al., 1999; Zozulya et al., 2007; Vetrin, 2019; Vetrin, Belousova, 2020; Vetrin, Kremenetsky, 2020) результаты исследования изотопного состава Hf и Nd в 61 образце циркона магматического генезиса и в 6 образцах вмещающих циркон пород НКЩП соответственно. Результаты этих исследований приведены на рис. 8. Как следует из рисунка, изученные гранитоиды НКЩП характеризуются отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$. Точки их составов образуют эллипсоидное поле в центральной части диаграммы, расположенное левее области состава хондритового резервуара. Среднее значение $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе из известково-щелочных гранитов равно 0.2 ± 0.4 ($n = 10$) и в пределах ошибки определения соответствует средним значениям $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе из кварцевых монцитонитов АЛМГ (-0.5 ± 0.6 , $n = 10$), субщелочных гранитов (-0.5 ± 0.5 , $n = 10$), щелочных гранитов массивов Белые тундры (-0.3 ± 0.6 , $n = 11$) и Понойского (0.6 ± 0.7 , $n = 10$). Среднее значение $\epsilon\text{Hf}(t)$ для циркона из субщелочных и щелочных гранитов определено в -0.1 ± 0.6 , $n = 31$). Циркон из метаэффузивов АТПК имеет более высокие отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$: от -1.1 до -4.4 (среднее -2.82 , $n = 14$), что определялось, вероятно, неоднородным составом пород с отчетливо проявленными процессами коровой контаминации. Среднее значение $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе из щелочных сиенитов массива Сахарйок составляет -1.2 ± 0.4 ($n = 6$) при наиболее радиогенном значении $\epsilon\text{Hf}(t)$ в -0.1 ± 0.4 , позволяющем рассматривать эти породы в качестве производных метасоматически измененной литосферной мантии (Vetrin, Belousova, 2020).

При интерпретации результатов изотопного состава гранитоидов НКЩП мы принимали во внимание установленную рядом исследователей положительную корреляцию между ϵHf и ϵNd , получившую название “земной последовательности” (terrestrial array) (Vervoort, Blichert-Toft., 1999; Vervoort, Patchett, 1996; Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008). Разработанная И.Н. Толстихиным и др. (Tolstikhin et al., 2006) геохимическая модель возникновения из хондритового источника главных резервуаров Земли – континентальной коры, мантии, ядра и промежуточного слоя (DDP) на границе ядра и мантии – позволяет рассчитать параметры Sm-Nd эволюции системы кора–мантия и по соотношению $\epsilon\text{Hf} = 1.36\epsilon\text{Nd} + 3$ (Vervoort, Blichert-Toft., 1999) определить величину $\epsilon\text{Hf}(t)$ для деплетированной мантии и континентальной коры любого возраста. На основе этой модели рассчитанные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ для континентальной коры и деплетированной мантии с возрастными 2.67 млрд лет равны -3.3 и 8.4 соответственно. Концентрации мантийного вещества в изученном цирконе (%) определялись по формуле: $X_m = 100(3.3 + \epsilon\text{Hf}(t))/11.7$. Выполненные расчеты показывают, что для циркона из известково-щелочных гранитов величина X_m составляет 22–42% (табл. 2, среднее 30%), из щелочных и субщелочных гранитов – 28% (среднее), из пород АТПК – 12%. Рассчитанные значения определяют существенно коровую природу не только из-

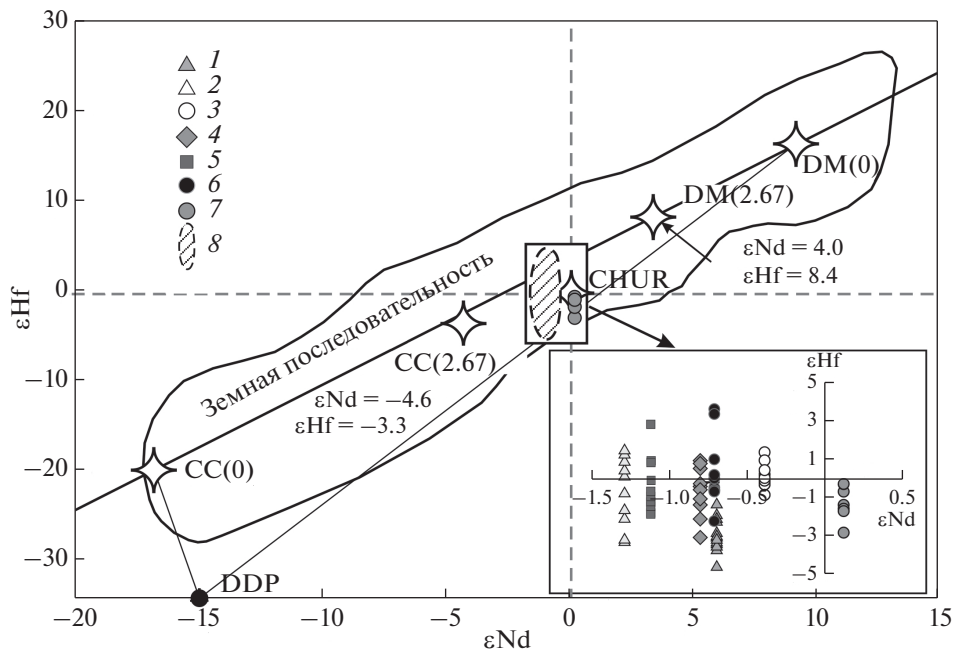


Рис. 8. Диаграмма изотопного состава цирконов в координатах $\epsilon Nd(t)$ – $\epsilon Hf(t)$ по (Vervoort, Blichert-Toft, 1999; Vervoort et al., 2000; Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008).

1, 2 – АЛМГ: метаэффузивы (1), кварцевые монцониты (2), 3 – известково-щелочные граниты, 4–6 – граниты массивов: Кукшинского (4), Белых Тундр (5), Понойского (6), 7 – щелочные сиениты массива Сахарйок, 8 – область составов магматических цирконов из АЛМГ, субщелочных и щелочных гранитов. CHUR – хондритовый резервуар, CC – континентальная кора, DM – деплетированная мантия, DDP – резервуар переходной зоны кора-мантия. Значения $\epsilon Nd(t)$ для CC и DM для возраста 2.67 млрд лет рассчитаны на основе модели эволюции коры и мантии (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008). Цифры в скобках – значения возраста (млрд лет). Высота значков на диаграмме соответствует погрешности определения ($\pm 1\sigma$). Во врезке показаны результаты определения изотопного состава цирконов магматического генезиса (табл. 2, 3, и данные из работ: Vetrin et al., 1999; Vetrin, 2019; Vetrin, Belousova, 2020; Vetrin, Kremenetsky, 2020; Zozulya et al., 2007).

Fig. 8. $\epsilon Nd(t)$ versus $\epsilon Hf(t)$ diagram (after Vervoort, Blichert-Toft, 1999; Vervoort et al., 2000; Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008).

известково-щелочных гранитов НКШП, но и пород АЛМГ, щелочных и субщелочных гранитов.

Как следует из приведенных данных, средние значения $\epsilon Hf(t)$ для циркона из известково-щелочных гранитов, монцонитов АЛМГ, субщелочных и щелочных гранитов в пределах ошибок определения соответствуют значению $\epsilon Hf(t)$ в относительно обогащенном источнике, близком по составу к CHUR (рис. 9). В то же время, согласно современным представлениям изотопной геохимии, этот резервуар в коре и мантии Земли не проявлен (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Поэтому нахождение аналитических точек в районе хондритового резервуара обусловлено, скорее всего, умеренным разбросом точек изотопного состава пород архейского возраста. Из этого следует, что 2.7–2.6 млрд лет назад континентальная кора Кейвского мегаблока в процессе эволюционного развития приобрела состав с $\epsilon Hf(t)$, близким к нулевому. Андерплейтинг базальтов, образованных при декомпрессионном плавлении плюма, в породы нижней и

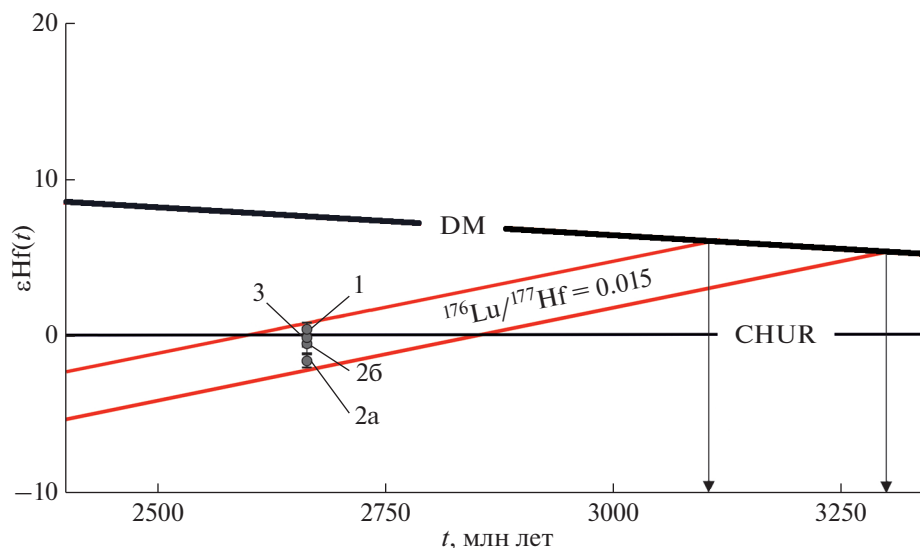


Рис. 9. Диаграмма в координатах t – $\epsilon\text{Hf}(t)$.

1–3 – точки среднего состава циркона из гранитоидов НКЩП: известково-щелочных гранитов (1), пород АЛМГ (2а – кварцевых латитов, 2б – кварцевых монзонитов), 3 – субщелочных и щелочных гранитов. Красными линиями показано изменение изотопного состава коры с модельными возрастaми 3.3–3.1 млрд лет при $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$. Вертикальные линии – проекция на ось абсцисс точки пересечения DM с линией эволюции коры, определяющая значение усредненного модельного возраста протолита (млрд лет).

Fig. 9. t versus $\epsilon\text{Hf}(t)$ plot.

средней коры приводил к их плавлению с образованием различных по петрогеохимическому составу расплавов, близких по изотопному составу Hf к составу коры с возрастом 2.67 млрд лет. Вариации изотопного состав циркона гранитоидов могли определяться различным вкладом мантийного и корового вещества в составе подвергавшейся плавлению коры.

ВЫВОДЫ

1. Известково-щелочные граниты неорархейской Кейвской щелочной провинции с U–Pb возрастом 2667 ± 8 млн лет относятся к высококалийевым известково-щелочным, железистым, перглиноземистым гранитам, по петрогеохимическому составу близким гранитам I-типа.

2. Исходные расплавы для гранитов были образованы в результате дегидратационного плавления протолитов дацит-тоналитового и метаграуваккового составов при T 850–950 °C и $P \geq 8$ кбар в средней коре или на границе средней и нижней коры при андерплейтинге в них базальтовых магм.

3. Первичные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для возраста 2.67 млрд лет в цирконе из известково-щелочных гранитов варьируют от 0.281053 до 0.281113. Двухстадийный модельный Hf возраст (t_{DM}^{C}) циркона установлен в пределах 3.07–3.21 млрд лет. Вероятными гомологами мезорархейских пород Кейвского мегаблока могут быть породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины и ее окружения.

4. Средние значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе из известково-щелочных гранитов (0.2 ± 0.4) в пределах ошибок определения совпадают со средними значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе

из кварцевых монцонитов (-0.5 ± 0.6), субщелочных гранитов (-0.5 ± 0.5), щелочных гранитов массивов Белые тундры (-0.3 ± 0.6) и Понойского (0.6 ± 0.7), входящих в состав неоархейской Кейвской щелочной провинции.

5. Близость изотопного состава Hf в цирконе из пород различного состава с возрастом 2.67 млрд лет может быть обусловлена образованием их исходных расплавов за счет плавления коры с изотопным составом Hf, близким к нулевому, при внедрении в кору базитовых расплавов плюмового генезиса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны И.Н. Толстихину (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за обсуждение дискуссионных положений, М.А. Ветриной, оказавшей существенную помощь при подготовке рисунков, и двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания, учтенные в окончательном варианте статьи. Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 ГИ КНЦ РАН при частичной поддержке госконтракта № 13/17-1 (ИМГРЭ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, **1976**. 224 с.

Батиева И.Д., Бельков И.В. Древнейшие магматические породы верховьев реки Марьёк. В кн.: Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, **1983**. С. 3–16.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, **2004**. 174 с.

Бельков И.В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитоидов Кольского полуострова. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.-Л., **1958**. С. 126–139.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1 : 500 000 / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, **1996**. 54 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, **1983**. 96 с.

Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, **1981**. 200 с.

Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, **1999**. 325 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН, **1997**. 226 с.

Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Родионов Н.В. Магматические включения в цирконе из архейских “серых гнейсов” Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов. В кн.: Изотопные системы и время геологических процессов. Мат. IV Российск. конфер. по изотопной геохронологии. СПб.: ИП Каталкина, **2009**. С. 266–268.

Щелочные граниты Кольского полуострова / Отв. редактор О.А. Воробьева. М.-Л.: Изд-во АН СССР, **1958**. 374 с.

Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, **1980**. 169 с.

Composition and Conditions of the Formation of Calc-Alkaline Granites and Problems of Genesis of the Neoproterozoic Keivy Alkaline Province, Kola Peninsula

V. R. Vetrin^{a, b, *} and E. A. Belousova^{c, **}

^aGeological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

^bInstitute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russia

^cMacquarie University, Sydney, Australia

*e-mail: vetrin.val@gmail.com

**e-mail: elena.belousova@mq.edu.au

Calc-alkaline granites of the Neoproterozoic Keivy alkaline province with the U-Pb age of 2667 ± 8 Ma are chemically related to high-potassium calc-alkaline, ferrous, high-alumina granites. Their whole-rock composition is typical of I-type granites. The parental magmas of granites formed as a result of dehydration melting of dacite-tonalite and metagraywacke protoliths, where T 850–950 °C and $P \geq 8$ kbar conditions are consistent with formation in the middle crust or at the boundary between the middle and lower crust. The two-stage Hf model age (t_{DM}^C) of zircon within 3.07–3.21 Ga range, suggesting that rocks of the Archean complex of the Kola Superdeep Borehole and its adjacent areas could be possible associated with the Mesoproterozoic rocks of the Keivy megablock basement. Mean $\epsilon_{Hf}(t)$ values in zircon from calc-alkaline granites (0.2 ± 0.4) coincide within analytical uncertainty with mean $\epsilon_{Hf}(t)$ values in zircon of comparable U-Pb age from quartz monzonites (-0.5 ± 0.6), subalkaline granites (-0.5 ± 0.5), alkaline granites of the White Tundras (-0.3 ± 0.6) and Ponoy (0.6 ± 0.7) massifs and indicate a relatively enriched source, which has a Hf-isotopic composition similar to that of CHUR. The similarity of the Hf-isotopic composition in zircon from rocks of different composition could be a result of the formation of their initial melts during the melting of the crust with the Hf-isotopic composition close to zero when mafic melts of plume genesis were introduced into the crust.

Keywords: granites, petrogeochemistry, Lu-Hf composition of zircon, Keivy megablock, Kola Peninsula

REFERENCES

- Alkaline granites of the Kola Peninsula. Ed. O.A. Vorobyova. Moscow–Leningrad: Publ. House USSR Acad. Sci., **1958**. 374 p (*in Russian*).
- Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105899>
- Batiyeva I.D. Petrology of alkaline granitoids of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka, **1976**. 224 p (*in Russian*).
- Batiyeva I.D., Bel'kov I.V. The oldest igneous rocks of the upper Maryok River. In: *Magmatic complexes of the Precambrian of the northeastern part of the Baltic Shield*. Apatity: Kola Branch USSR Acad. Sci., **1983**. P. 3–16 (*in Russian*).
- Bayanova T.B. Age of the reference geological complexes of the Kola Region and duration of magmatic processes. Saint Petersburg: Nauka, **2004**. 174 p. (*in Russian*).
- Bel'kov I.V. Yttrium mineralization from amazonite pegmatites of alkaline granitoids of the Kola Peninsula. In: *Issues of geology and mineralogy of the Kola Peninsula*. Vol. 1. Moscow–Leningrad, **1958**. P. 126–139 (*in Russian*).
- Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1997**. Vol. 148. P. 243–258.
- Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): Implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *J. Petrol.* **2006**. Vol. 47. P. 2405–2431.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2008**. Vol. 273. P. 48–57.
- Boynon W.V. Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. Ed. P. Henderson. New York: Elsevier, **1984**. P. 63–114.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geol.* **1998**. Vol. 48. P. 225–236.
- Chupin V.P., Vetrin V.R., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Rodionov N.V. Magmatic inclusions in the zircon from the Archean “gray gneiss” of Kola Superdeep Borehole as an indicator of the origin and age of protoliths. In: *Isotope systems and time of geological processes. Proc. IV Russian conf. on isotopic geochronology*. Saint Petersburg, **2009**. P. 266–268 (*in Russian*).
- Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. **1992**. Vol. 20. P. 641–644.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.* **2011**. Vol. 52. P. 39–53.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1988**. Vol. 87. P. 249–265.
- Geological map of the Kola region (Northeastern Part of the Baltic Shield) Scale 1 : 500000. Ed. F.P. Mitrofanov. Apatity: Kola Sci. Center RAS, **1996**. 54 p. (*in Russian*).

- Gerdes A., Wörner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *J. Geol. Soc. London*. **2000**. Vol. 157. P. 577–587.
- Green T. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chem. Geol.* **1995**. Vol. 120. P. 347–359.
- Green T., Watson E.N. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to “orogenic” rocks series. *Contrib. Miner. Petrol.* **1982**. Vol. 70. P. 96–105.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O’Reilly S.Y., van Achterberg E., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **2000**. Vol. 64. P. 133–147.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O’Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*. **2002**. Vol. 61. P. 237–269.
- Hanchar J.M., Watson E.B. Zircon saturation thermometry. *Rev. Miner. Geochem.* **2003**. Vol. 53. P. 89–112.
- Hasterok D., Chapman D. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2011**. Vol. 307. P. 59–70.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* **1998**. Vol. 29. P. 599–624.
- Jung S., Pfänder J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *Eur. J. Miner.* **2007**. Vol. 19. P. 859–870.
- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southern Australia. *J. Petrol.* **1997**. Vol. 38. P. 371–391.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B.A. U-Pb zircon ages from Sörvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. *Nor. Geol. Unders. Spec. Publ.* **1995**. Vol. 7. P. 7–27.
- Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.* **1979**. N 11. P. 468.
- Makrygina V.A. Geochemistry of regional metamorphism and ultra-metamorphism of moderate and low pressures. Novosibirsk: Nauka, **1981**. 200 p (in Russian).
- Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Bazai A.V., Yakovenchuk V.N., Elizarova I.R., Kalashnikov A.O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia. *Ore Geol. Rev.* **2017**. Vol. 82. P. 181–197.
- Mints M.V., Eriksson P.G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynam. Tectonophys.* **2016**. Vol. 7. P. 173–232.
- Mitrofanov F.P., Zozulya D.R., Bayanova T.B., Levkovich N.V. The world’s oldest anorogenic alkaline granitic magmatism in the Keivy structure of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* **2000**. Vol. 374. P. 1145–1148.
- Morozova L.N., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Vetrin V.R., Serov P.A. Archean rock homologs in the Kola Superdeep Borehole section in the northern part of the White Sea Mobile Belt, Voche-Lambina Test Site. *Dokl. Earth Sci.* **2012**. Vol. 442. P. 1. P. 28–31.
- Patino Douce A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*. **1997**. Vol. 25. P. 743–746.
- Peccerillo A., Barberio M. R., Yirgu G., Ayalew D., Barbieri M., Wu T.W. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: A petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *J. Petrol.* **2003**. Vol. 44. P. 2003–2032.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Miner. Petrol.* **1976**. Vol. 58. P. 63–81.
- Petrov V.P. Metamorphism of the early Proterozoic of the Baltic Shield. Apatity: Kola Sci. Center RAS, **1999**. 325 p. (in Russian).
- Rapp P.R., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of Archaean trondhjemitic and tonalites. *Precambrian Res.* **1991**. Vol. 51. P. 1–25.
- Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* **1995**. Vol. 36. P. 891–931.
- Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*. **1993**. Vol. 21. P. 825–828.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. In: *Treasure on Geochemistry*. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Pergamon, **2003**. Vol. 3. P. 1–64.
- Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contr. Miner. Petrol.* **1991**. Vol. 107. P. 41–59.
- Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*. **2001**. Vol. 293. P. 683–687.
- Seismogeological model of the lithosphere of Northern Europe: Lapland-Pechenga region. Apatity: Kola Sci. Center RAS, **1997**. 226 p (in Russian).

Shaw D.M. A review of K–Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1968**. Vol. 32. P. 573–601.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.* **1993**. Vol. 34. P. 785–815.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **1989**. N 42. P. 313–345.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*. **1998**. Vol. 45. P. 29–44.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, **1985**. 312 p.

Taylor S.R., Rudnick R.L., McLennan S.M., Eriksson K.A. Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1986**. Vol. 50. P. 2267–2279.

Tolstikhin I.N., Kramers J.D., Hofmann A.W. A chemical Earth model with whole mantle convection: The importance of a core–mantle boundary layer (DW) and its early formation. *Chem. Geol.* **2006**. Vol. 226. P. 79–99.

Tolstikhin I.N., Kramers J.D. *The Evolution of Matter (from the Big Bang to the Present-day Earth)*. Cambridge, **2008**. 521 p.

Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of gadolinium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1996**. Vol. 60. P. 3717–3733.

Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1999**. Vol. 63. P. 533–556.

Vetrin V.R. Isotopic–geochemical systematics (Sm–Nd, Lu–Hf) of Neoproterozoic subalkaline and alkaline rocks of the Keivy structure (Kola Peninsula): Their age and genetic relations. *Geol. Ore Deposits*. **2019**. Vol. 61. N 7. P. 581–588.

Vetrin V.R., Belousova E.A. The Lu–Hf isotope composition of zircons from syenites of the Saharjok alkaline massif, Kola Peninsula. *Geol. Ore Deposits*. **2020**. Vol. 62. N 7. P. 574–583.

Vetrin V.R., Belousova E.A., Chupin V.P. Trace element composition and Lu–Hf isotope systematics of zircon from plagiogneisses of the Kola Superdeep Borehole: contribution of a Paleoproterozoic crust in Mesoproterozoic metavolcanic rocks. *Geochem. Int.* **2016**. Vol. 54. N 1. P. 92–111.

Vetrin V.R., Kamensky I.L., Bayanova T.B., Timmerman M., Belyatskii B.V., Levskii L.K., Balashov Yu.A. Melanocratic nodules in alkaline granites of the Ponoiskii massif, Kola Peninsula: a clue to petrogenesis. *Geochem. Int.* **1999**. Vol. 37. P. 1061–1072.

Vetrin V.R., Kremenetsky A.A. Lu–Hf Isotope–geochemical zircon systematics and genesis of the neoproterozoic alkaline granites in the Keivy Megablock, Kola Peninsula. *Geochim. Int.* **2020**. Vol. 65. N 6. P. 533–547.

Vetrin V.R., Rodionov N.V. Geology and geochronology of Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola Peninsula. *Petrology*. **2009**. Vol. 17. N 6. P. 537–557.

Vetrin V.R., Skublov S.G., Balashov Yu.A., Lialina L.M., Rodionov N.V. Time of formation and genesis of yttrium–zirconium mineralization in the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Geol. Ore Deposits*. **2014**. Vol. 56. N 8. P. 603–616.

White A.J.R., Chappell B.W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **1983**. Vol. 159. P. 21–34.

Wolf M., Wyllie P.J. Dehydration melting of solid amphibolite at 10 kbar: the effect of temperature and time. *Contrib. Miner. Petrol.* **1994**. Vol. 115. P. 369–383.

Yudin B.A. *Gabbro–labradorite formation of the Kola Peninsula and its metallogeny*. Leningrad: Nauka, **1980**. 169 p. (in Russian).

Zagorodny V.G., Radchenko A.T. *Tectonics of the Early Precambrian of the Kola Peninsula*. Leningrad: Nauka, 1983. 96 p. (in Russian).

Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Geology and age of the late Archean Keivy alkaline province, Northeastern Baltic Shield. *J. Geol.* **2005**. Vol. 113. P. 601–608.

Zozulya D.R., Bayanova T.B., Serov P.A. Age and isotopic geochemical characteristics of Archean carbonatites and alkaline rocks of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* **2007**. Vol. 415. N 2. P. 874–879.

Zozulya D.R., Lyalina L.M., Savchenko E.E., Eby N. Ore geochemistry, zircon mineralogy, and genesis of the Sakharjok Y–Zr deposit, Kola Peninsula, Russia. *Geol. Ore Deposits*. **2012**. Vol. 54. N 2. P. 81–98.