

УДК 550.42+552.11

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ДАЕК И ПОРОД БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА (УРИКСКО-ИЙСКИЙ ГРАБЕН, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА)

© 2022 г. В. Б. Савельева^{1,*}, Ю. В. Данилова¹, академик РАН Ф. А. Летников¹, Е. И. Демонтерова¹, Д. С. Юдин², Е. П. Базарова¹, Б. С. Данилов¹, И. С. Шарыгин¹

Поступило 12.01.2022 г.

После доработки 25.03.2022 г.

Принято к публикации 29.03.2022 г.

Определен возраст пород Большеэтагинского ийолит-сиенит-карбонатитового массива и ультрамафитовых даек в пределах Урикско-Ийского грабена в юго-западной части Сибирского кратона. $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ -методом по породам массива получена изохрона с возрастом 640 ± 11 млн лет. В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования флогопитов из пород дайковой серии получены два плато с возрастными 644.1 \pm 8.6 и 646.1 \pm 8.6 млн лет. Диапазон значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, скорректированных на время 640 млн лет, для пород массива составляет от +4.2 до +5.0, а для даек от +2.9 до +4.5 и характеризует мантийный источник, близкий к источнику ОИВ. Ийолит и карбонатиты массива имеют близкие $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +4.6 до +5.0 и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ от -7 до -10, что указывает на единый для них силикатно-карбонатный родительский расплав. Вариации начального отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t от 0.7025 до 0.7059 в дайках отражают, вероятно, как неоднородность изотопного состава мантийного источника, так и разную степень контаминации мантийных расплавов материалом верхней континентальной коры.

Ключевые слова: айлликиты, пикриты, ийолиты, сиениты, карбонатиты, Sm–Nd-изохрона, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, Урикско-Ийский грабен, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S2686739722070167

Урикско-Ийский грабен представляет собой интракратонную структуру северо-западного простирания на юго-западной окраине Сибирского кратона (рис. 1). Формирование грабена связано с несколькими этапами растяжения континентальной литосферы в интервале 1.91–1.53 млрд лет, сопровождавшимися процессами осадконакопления и базитового и гранитоидного магматизма [1]. В период между 720 и 630 млн лет, во время структурной перестройки, связанной с распадом суперконтинента Родиния ([2] и др.), в пределах Урикско-Ийского грабена произошло становление массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов – Белозиминского, Среднезиминского и Большеэтагинского, с которыми связаны крупные запасы Nb, Ta, U, Th, TR, P, Pb, Zn и флюорита [3]. Наряду с массивами ще-

лочных пород на данной территории широко представлены дайки и жилы айлликитов, слюдяных пикритов, кимберлитоподобных беспиросеновых пикритов, лампроитов и редкие трубки взрыва. Однако в настоящее время лишь для Белозиминского массива получены U–Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопные датировки: от 645 до 643 млн лет (ID-TIMS U–Pb анализ граната [4], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита [5], TIMS U–Pb анализ циркона [2]). Изотопное датирование дайково-жильных пород выполнено преимущественно K–Ar- и Rb–Sr-методами. Значения возраста, полученные K–Ar-методом для пикритов, составляют от 698 до 603 млн лет [6], для айлликитовых брекчий Белозиминского массива и трубки “Южной” получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -значения 645–622 млн лет [7]. Датировки лампроитов, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -, Rb–Sr- и U–Pb-методами, варьируют от 1481 до 300 млн лет [8]. С целью детализации истории геологического развития интракратонной мобильной зоны, уточнения последовательности формирования продуктов мантийного магматизма, а также выяснения генезиса щелочных расплавов выполнено изотопно-геохимическое изу-

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: vsavel@crust.irk.ru

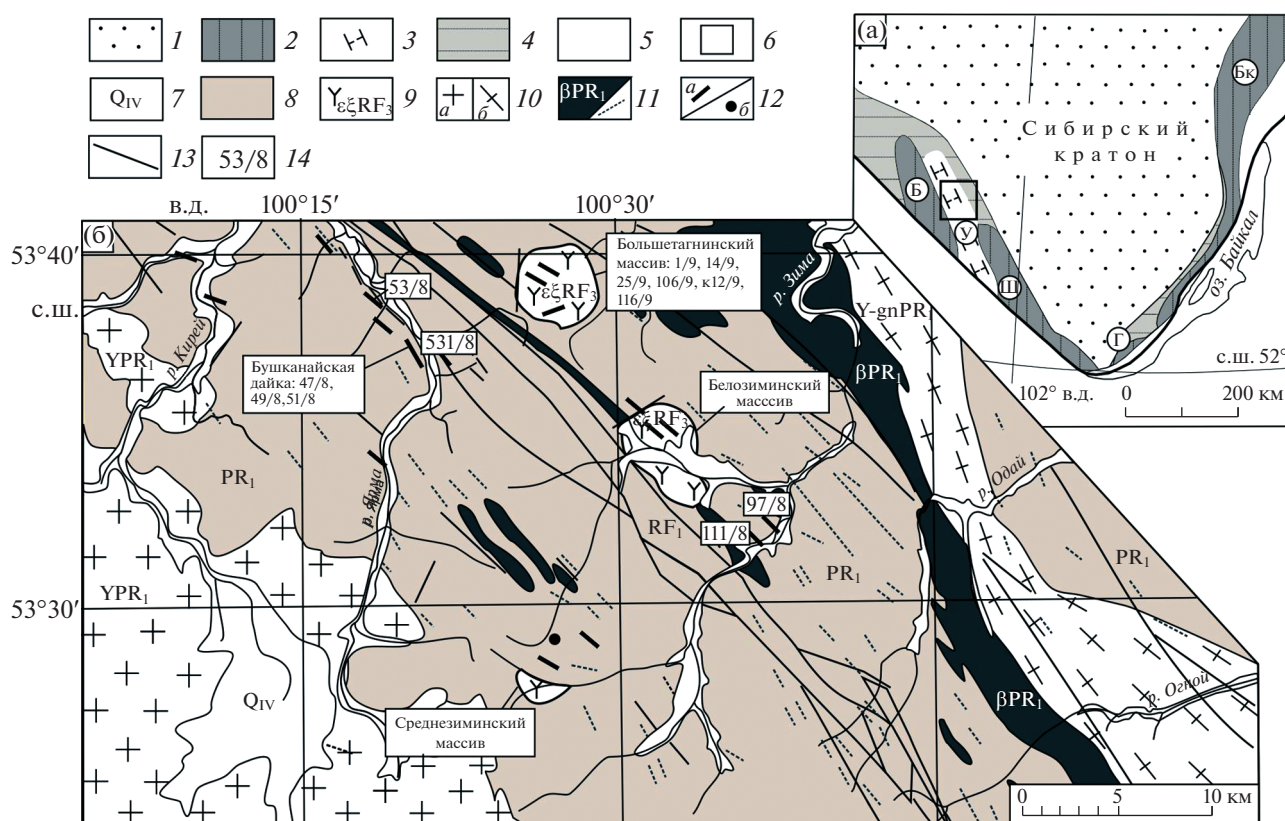


Рис. 1. Схемы геологического строения южной части Сибирского кратона (а) и участка работ (б). На рис. а): 1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – раннедокембрийские выступы фундамента (Бк – Байкальский, Б – Бирюсинский, Г – Голоустенский, Ш – Шарыжалгайский); 3 – палеопротерозойский Урикско-Ийский грабен (У); 4 – отложения неопротерозойской окраины кратона; 5 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 6 – расположение участка работ; на рис. б): 7 – кайнозойские отложения; 8 – вулканогенно-осадочные отложения PR₁ и RF₁; 9 – зиминский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатов RF₃; 10 – граниты (а) и гнейсо-граниты (б) PR₁, 11 – габбро-диабазы PR₁; 12 – дайки, жилы (а) и трубки (б) ультраосновного состава (вне масштаба); 13 – разломы; 14 – номера проб.

чение пород Большетагнинского массива, даек айллицитов и пикритов, пространственно ассоциирующихся с массивом (рис. 1).

Большетагнинский массив (рис. 1) имеет зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательным формированием ийолитов-мельтейцитов, нефелиновых и субщелочных сиенитов, кальцитовых и анкерит-кальцитовых карбонатов. Особенностью массива является широкое участие в его составе калишпатовых сиенитов, оказавших метасоматическое воздействие на ранее закристаллизовавшиеся щелочные породы [3]. Дайки беспироксеновых флогопитовых пикритов прорывают ийолиты и сиениты, но предшествуют карбонатитам или являются интракарбонатитовыми.

Дайки ультраосновного состава прорывают песчано-сланцевые отложения PR₁ и породы массивов (рис. 1 б). Дайки имеют крутое падение, мощность от первых десятков сантиметров до 10–20 м и протяженность до сотен метров. Большинство даек представлены айлликитами. Вкрапленники в них

образованы частично серпентинизированным оливином Fo_{82–88}, флогопитом, титаномагнетитом. Основная масса сложена оливином, флогопитом, кальцитом (10–40%), диопсидом, титанавгитом, отмечаются керсутит, эгирин, микроклин, альбит; акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом, перовскитом, манганильменитом, апатитом и др.

Одна из даек, известная под названием “Бушканайской” (рис. 1), неоднородна по петрографическому составу. Дайка сложена пикритом, состоящим из серпентинизированного оливина (15–20%) и редкого флогопита, заключенных в основную массу из серпентина, диопсида, роговой обманки, флогопита, андрадита, хромшпинелидов, титаномагнетита, перовскита, апатита, кальцита и др. Пикрит содержит меланократовые включения величиной до 20 см, на 80–85% сложенные серпентинизированным оливином; второстепенные минералы представлены хромдиопсидом, хлоритизированным флогопитом, кальцитом, серпентином, хромшпинелидами, титаномагнетитом,

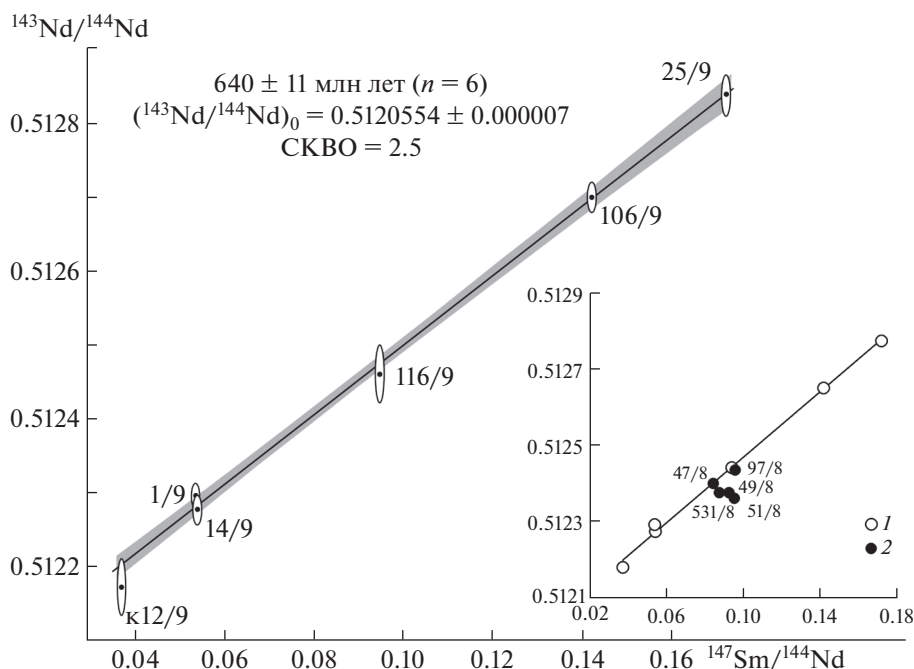


Рис. 2. Sm–Nd-изохрона для пород Большетагнинского массива. На врезке показано положение точек изотопного состава даек на изохроне: 1 – породы массива; 2 – дайки лампрофиров и пикритов. Номера проб соответствуют табл. 1. Изохрона построена с помощью программы IsoplotR [12].

апатитом, андрадитовым гранатом. Кроме того, в пикрите наблюдаются прожилки с неотчетливыми границами, богатые клинопироксеном – хромдиопсидом, авгитом и титанавгитом (20–25%) и слюдой (10–15%), но бедные оливином (около 5%).

В пределах Большетагнинского массива дайки представлены флогопитовыми беспироксеновыми пикритами. Вкрапленники в них образованы серпентинизированным оливином и флогопитом; основная масса состоит из серпентина, серпентинизированного оливина, флогопита, кальцита, хлорита, меланита, гроссуляр-андрадитового граната, монтичеллита, акцессорных хромшпинелидов, титаномагнетита, перовскита, апатита, сульфидов Fe, Ni, Cu и др.

Время формирования Большетагнинского массива определено ^{147}Sm – ^{143}Nd -методом (табл. 1). Изохрона с возрастом 640 ± 11 млн лет получена по образцам ийолита, нефелинового сиенита, калишпатового сиенита, кальцитового и кальцит-доломитового карбонатитов (рис. 2). Точки дайковых пикритов и айллицитов располагаются на изохроне или вблизи нее (рис. 2, врезка), что указывает на генетическую связь пород с общим событием плавления верхней мантии.

Для определения возраста даек выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование флогопита из айллицитов (53/8 и 111/8) и пикрита (47/8). Результаты измерений приведены в табл. 2, возрастные спектры

на рис. 3; ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для установления “избыточного аргона” авторами также производились расчеты возрастов методом построения изохронной регрессии. Пригодных для опубликования изохрон получить не удалось; при этом, в результате построения изохрон, наличие “избыточного аргона” выявлено не было.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры образцов 111/8 и 47/8 имеют хорошо выраженные возрастные плато, соответствующие 644.1 ± 8.6 млн лет и 87.4% выделенного ^{39}Ar и 646.1 ± 8.6 млн лет и 99.4% выделенного ^{39}Ar соответственно (рис. 3). Образец 53/8 имеет “седлообразную” форму возрастного спектра. Этот спектр не дает надежной геохронологической информации.

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, скорректированные на время 640 млн лет, для пород Большетагнинского массива, в том числе дайке пикрита, составляют от +4.2 до +5.0 (табл. 1). В то же время $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ варьирует: в ийолите и карбонатитах оно 0.7031–0.7033, в нефелиновом сиените более высокое – 0.7044, а в пикрите низкое 0.7025. Айллициты имеют значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$, близкие к таковым в ийолите и карбонатитах массива (табл. 1), тогда как породы “Бушканайской” дайки демонстрируют повышенное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 0.7055–0.7059 и больший разброс значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$: от +2.9 до +4.5 (табл. 1).

Таблица 1. Sm–Nd- и Rb–Sr-данные для пород Большетагнинского массива и ультрамафитовых дайк

№ пробы	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$(T)^{87}\text{Sr}$
Большетагнинский массив													
25/9	Ийолит	13.07	47.04	0.1721	0.512774 ± 10	0.512053	4.7	60	1011	0.1741	0.704761 ± 16	0.703197	-8.0
106/9	Нефелиновый сиенит	15.21	66.28	0.1421	0.512652 ± 07	0.512056	4.7	220	534	1.198	0.715105 ± 15	0.704347	8.0
K12/9	Калишпатовый сиенит	0.544	9.07	0.0371	0.512181 ± 12	0.512026	4.2	—	—	—	—	—	—
1/9	Кальцитовый карбонатит	9.33	107.5	0.0537	0.512292 ± 06	0.512067	5.0	4.6	390	0.0541	0.703762 ± 14	0.703276	-7.0
14/9	Кальцит-доломитовый карбонатит	21.7	248.0	0.0541	0.512275 ± 07	0.512048	4.6	29.6	898	0.0930	0.703897 ± 13	0.703061	-10
116/9	Беспироксеновый флогопитовый пикрит (дайка)	10.62	69.50	0.0946	0.512439 ± 10	0.512390	4.5	66	72	1.425	0.715267 ± 15	0.702468	-19
Дайки за пределами массива													
97/8	Айллилит	12.95	83.71	0.0958	0.512435 ± 10	0.512033	4.3	40	179	0.8589	0.711370 ± 13	0.703655	-2
531/8	Айллилит “Бушканайская” дайка:	44.57	314.4	0.0878	0.512385 ± 10	0.512017	4.0	130	120	3.203	0.731732 ± 16	0.702966	-11
47/8	Малослюдистый пикрит	17.98	131.7	0.0845	0.512399 ± 14	0.512044	4.5	42.9	39	0.6577	0.711518 ± 11	0.705610	26
49/8	Слюдистый пикрит	9.66	64.40	0.0929	0.512374 ± 14	0.511984	3.3	75	141	1.557	0.719438 ± 14	0.705455	24
51/8	Оливинит	3.01	19.61	0.0950	0.512360 ± 15	0.511961	2.9	9	15	1.795	0.721932 ± 13	0.705811	29

Примечание. Все породы перед изотопными исследованиями обработаны 2HCl. Значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определены методом изотопного разбавления. Ошибка определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0.5%, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – 1.5%. Значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ рассчитаны на возраст 640 млн лет. Современные значения хондрита: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ [9]. Современные значения валового состава Земли: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ [10]. Константа распада ^{87}Rb – 1.3972 принята из работы [11].

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронологического исследования флогопита из ультрамафитовых даек

T, °C	t, минут	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
47/8 флогопит (13.47 мг)														
$J = 0.006095 \pm 0.000097$; общий возраст = 645.8 ± 8.6 млн лет														
500	10	1.9	16.5	0.25	0.074	0.0110	—	—	0.0009	0.0002	—	0.1	170.1	3.6
650	10	11.5	32.9	0.07	0.042	0.0014	—	—	0.0258	0.0039	—	0.5	258.1	11.6
800	10	238.7	72.1	0.03	0.017	0.0005	—	—	0.0075	0.0005	—	4.3	640.1	8.7
850	10	479.2	71.1	0.02	0.015	0.0002	—	—	0.0041	0.0005	—	11.9	640.5	8.6
900	10	810.0	71.7	0.01	0.013	0.0001	—	—	0.0034	0.0002	—	24.7	646.1	8.7
925	10	558.8	71.5	0.02	0.015	0.0002	—	—	0.0011	0.0001	—	33.5	649.9	8.7
950	10	548.4	70.9	0.02	0.014	0.0002	—	—	0.000013	0.000002	—	42.3	648.1	8.7
975	10	862.6	71.4	0.01	0.013	0.0001	—	—	0.0006	0.0002	—	55.9	650.3	8.7
1000	10	204.3	70.7	0.05	0.015	0.0005	—	—	0.0043	0.0008	—	59.2	636.4	8.7
1050	10	741.7	72.0	0.02	0.014	0.0001	—	—	0.0021	0.0002	—	70.9	651.7	8.7
1075	10	275.6	71.3	0.04	0.015	0.0002	—	—	0.0011	0.0004	—	75.2	648.6	8.7
1130	10	1572.4	71.8	0.01	0.014	0.0001	—	—	0.0024	0.0001	—	100.0	649.3	8.7
53/8 флогопит (18.61 мг)														
$J = 0.006161 \pm 0.000099$; общий возраст = 648.1 ± 8.7 млн лет														
500	10	2.2	4.9	0.05	0.10109	0.00302	—	—	0.0000	0.0001	—	0.3	54.0	1.0
650	10	4.5	8.3	0.06	0.08525	0.00287	—	—	0.0236	0.0062	—	0.6	14.8	20.3
800	10	1431.0	74.7	0.01	0.01538	0.00008	—	—	0.0058	0.0001	—	12.6	670.0	9.0
850	10	2237.1	72.3	0.01	0.01483	0.00003	—	—	0.0015	0.0001	—	32.0	660.8	8.9
900	10	1655.2	71.1	0.01	0.01515	0.00006	—	—	0.0010	0.0001	—	46.6	653.2	8.8
950	10	1224.4	70.1	0.02	0.01513	0.00009	—	—	0.0014	0.0001	—	57.6	644.4	8.7
1000	10	677.7	67.3	0.01	0.01873	0.00012	—	—	0.0011	0.0002	—	63.9	623.3	8.5
1050	10	593.2	67.4	0.02	0.01879	0.00017	—	—	0.0026	0.0003	—	69.4	620.8	8.5
1100	10	2535.1	70.7	0.01	0.01361	0.00002	—	—	0.0011	0.0001	—	91.8	650.2	8.8
1130	10	929.2	71.3	0.02	0.01538	0.00021	—	—	0.0021	0.0003	—	100.0	652.2	8.8
111/8 флогопит (29.26 мг)														
$J = 0.006060 \pm 0.000096$; общий возраст = 641.1 ± 8.5 млн лет														
650	10	2.9	28.7	0.36	0.04819	0.01268	—	—	0.0078	0.0145	—	0.1	268.3	40.7
850	10	2621.6	71.8	0.01	0.01404	0.00005	—	—	0.0037	0.0001	—	23.6	643.1	8.6
900	10	2162.7	71.6	0.01	0.01375	0.00007	—	—	0.0021	0.0001	—	43.1	645.6	8.6
950	10	2367.9	71.4	0.01	0.01384	0.00003	—	—	0.0011	0.0001	—	64.6	646.0	8.6
1000	10	1065.1	71.1	0.01	0.01427	0.00011	—	—	0.0014	0.0002	—	74.2	643.4	8.6
1050	10	1455.4	71.0	0.01	0.01406	0.00009	—	—	0.0012	0.0001	—	87.5	642.6	8.6
1100	10	302.9	67.6	0.06	0.01815	0.00036	—	—	0.0043	0.0007	—	90.4	609.3	8.4
1130	10	1026.6	68.8	0.01	0.01663	0.00009	—	—	0.0022	0.0001	—	100.0	623.7	8.4

Примечание. Измерения проводились методом ступенчатого прогрева по методике [13].

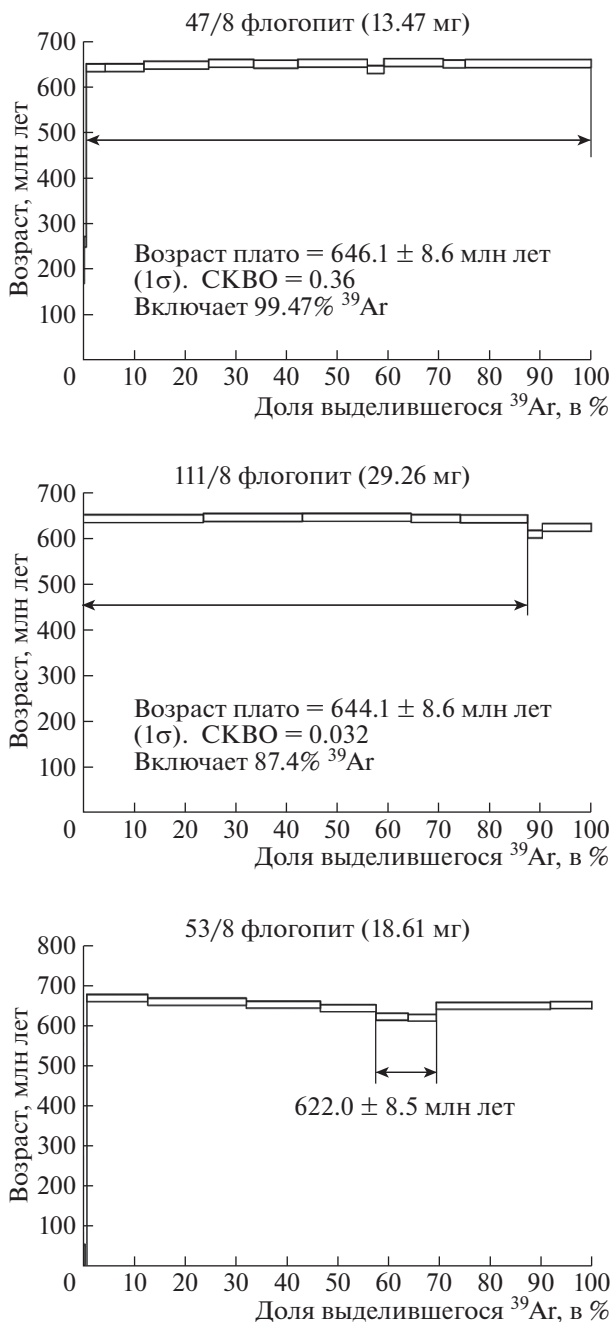


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры для флогопита из ультраосновных даек.

Ранее полученные датировки по Белозиминскому массиву варьируют от 622 до 645 млн лет [2, 4, 5, 7]. Представленные в нашей работе данные о возрасте пород Большетагнинского массива, а также айлликита и пикрита за пределами массива, в пределах погрешности совпадают с этими датировками.

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ в породах Большетагнинского массива и айлликитах соответствуют

значениям, полученным другими авторами для щелочно-карбонатитовых массивов Урикско-Ийского грабена [14, 15] (рис. 4). Эти породы имели единый мантийный источник, близкий по изотопным характеристикам к источнику OIB. Обогащенность пород несовместимыми микроэлементами позволяет предполагать предшествовавшее плавлению метасоматическое изменение мантийного субстрата [16].

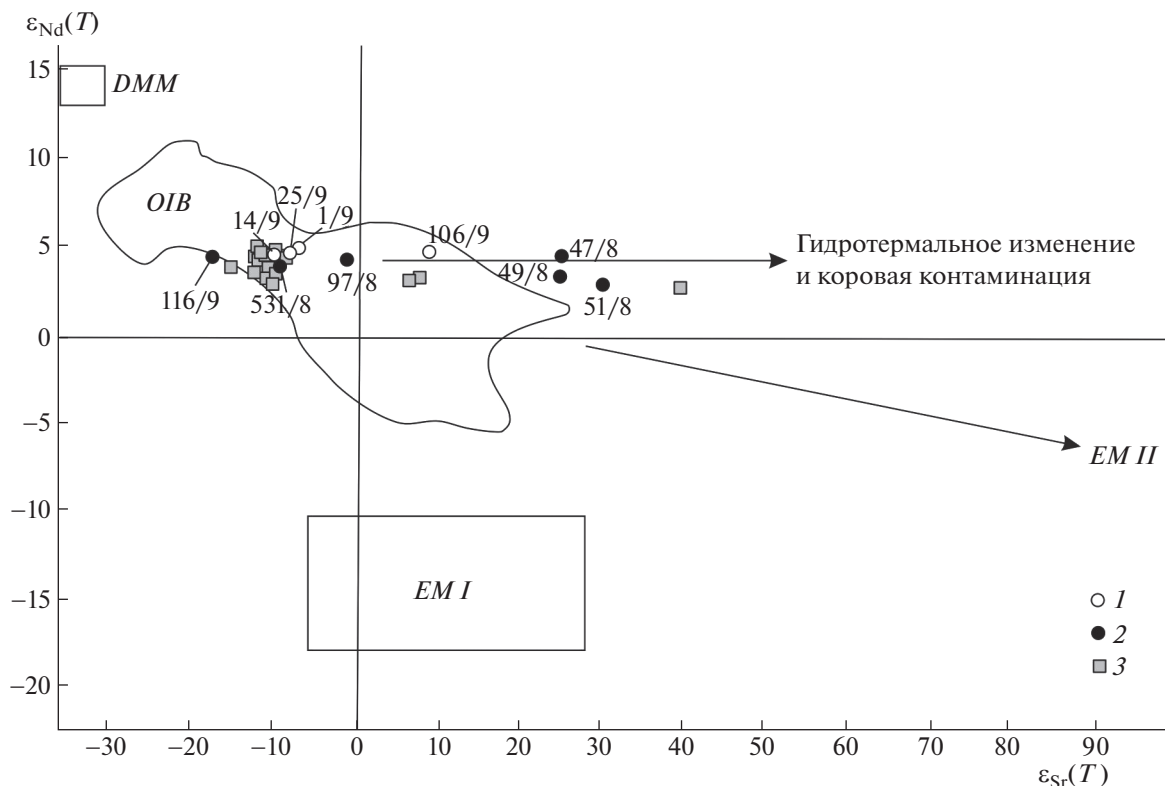


Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Sr}(T)$ для пород Большетагнинского массива и ультраосновных даек. 1 – породы массива по данным авторов; 2 – дайки лампрофиров и пикритов; 3 – щелочные породы и карбонатиты Белозиминского, Среднезиминского и Большетагнинского массивов по данным [14, 15]. DMM – обедненная мантия MORB; OIB – базальты океанических островов; EM I и EM II – обогащенная мантия. Поля DMM, OIB и компоненты EM I и EM II из работы [17].

Ийолит и карбонатиты Большетагнинского массива имеют близкие $\epsilon_{Nd}(T)$ и $\epsilon_{Sr}(T)$ (табл. 1, рис. 4), указывающие на отделение щелочного силикатного и карбонатного расплава от одной и той же родительской магмы. Повышенное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ в нефелиновом сиените (обр. 106/9), возможно, обусловлено метасоматическим воздействием на эту породу со стороны полевошпатовых сиенитов, что выражается в микроклинизации, сопровождавшейся привнесением Rb. Альтернативой является контаминация нефелин-сиенитового расплава верхнекоревым материалом, обогащенным радиогенным Sr, но обедненным редкоземельными элементами.

Вариации отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ в слагающих дайки беспироксеновом пикрите (обр. 116/9) и айлликитах (обр. 531/9 и 97/8), возможно, указывают на разную степень флогопитизации мантийного субстрата, с которой связан рост отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Образцы 47/8, 49/8 и 51/8 из “Бушканайской” дайки на диаграмме $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Sr}(T)$ (рис. 4) занимают обособленное положение. Повышенное отно-

шение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ может свидетельствовать в пользу контаминации веществом верхней коры с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношением. К сожалению, данные по изотопному составу Sr в породах Урикско-Ийского грабена отсутствуют. Более низкое значение $\epsilon_{Nd}(T)$ в оливините (обр. 51/9) и слюдяном пикрите (обр. 49/9) по сравнению с пикритом (обр. 47/9), слагающим основной объем дайки (табл. 1), позволяет предполагать, что совмещенные в дайке породы не являются продуктами кристаллизационной дифференциации одного и того же ультраосновного расплава, а являются производными разных расплава.

Пространственная совмещенность и близкий возраст ультрамафитовых даек и щелочно-карбонатитовых массивов указывают на их генетическую общность – связь с одним и тем же эпизодом плавления участков умеренно деплетированной мантии, претерпевших предварительное метасоматическое обогащение несовместимыми микроэлементами. Вариации значения $\epsilon_{Sr}(T)$ в породах отражают как неоднородность изотопного состава мантийного источника, так и вероятную контаминацию породами верхней континен-

тальной коры, что особенно выражено для пород “Бушканайской” дайки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам, замечания которых способствовали существенно улучшению качества статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (РФФИ-18-17-00101). Изотопный анализ Sr и Nd выполнен в ИЗК СО РАН (Иркутск) с использованием оборудования ЦКП “Геодинамика и геохронология”, работа которого поддерживается грантом № 075-15-2021-682. Ag/Ag-измерения проводились в ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” в ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева (Новосибирск).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А.* Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2014. № 5. С. 17–31. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14050038>
2. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований ультраосновных щелочных комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона // *ДАН*. 2005. Т. 404. С. 1031–1037.
3. *Фролов А.А., Белов С.В.* Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // *Геология рудных месторождений*. 1999. Т. 41. № 2. С. 109–130.
4. *Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V.* Calcic Garnets as a Geochronological and Petrogenetic Tool Applicable to a Wide Variety of Rocks // *Lithos*. 2019. V. 338–339. P. 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032>
5. *Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V.* Stable Isotope Composition of Minerals in the Belaya Zima Plutonic Complex, Russia: Implications for the Sources of the Parental Magma and Metasomatizing Fluids // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 116. P. 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011>
6. *Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В., Аракелянц М.М.* Новые данные К-Ar возраста ультраосновных щелочных карбонатитовых массивов Восточных Саян и некоторые вопросы их образования // *ДАН*. 1980. Т. 254. № 1. С. 171–175.
7. *Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H.* Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible Origin and Relations with Ore Deposits // *Minerals*. 2020. V. 10. 404. <https://doi.org/10.3390/min10050404>
8. *Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Sharygin I.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Tretiakova I.G., Dymshits A.M., Sekerin A.P., Malkovets V.G.* Diamondiferous Lamproites of Ingashi Field, Siberian Craton / Lamprophyres, Lamproites and Related Rocks: Tracers to Supercontinent Cycles and Metallogenesis. Geological Society. Krmíček L. and Chalapathi Rao N.V. (eds). London, Special Publications, 513. <https://doi.org/10.1144/SP513-2020-274>
9. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd Isotopic Evolution of Chondrites and Achondrites, II // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 67. № 2. P. 137–150.
10. *Фоп Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
11. *Villa I.M., Bievre P.D., Holden N.E., Renne P.R.* IUPAC-IUGS Recommendation on the Half Life of ⁸⁷Rb // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 164. P. 382–385. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>
12. *Vermeesch P.* IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
13. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 2009. № 11. С. 1181–1199.
14. *Владыкин Н.В.* Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия / Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. С. 13–29.
15. *Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.* Геохимическая и Sr-Nd-Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // *Геосферные исследования*. 2020. № 1. С. 33–55. <https://doi.org/10.17223/25421379/14/3>
16. *Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P.* Plume-related Mantle Source of Super-large Rare Metal Deposits from the Lovozero and Khibina Massifs on the Kola Peninsula, Eastern Part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf Isotope Systematics // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 197–208. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0066-1>
17. *Zindler A., Hart S.* Chemical Geodynamics // *Annual Reviews Earth Planet Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

AGE AND SOURCES OF MELTS OF ULTRAMAFIC DIKES AND ROCKS OF THE BOLSHETAGNINSKY ALKALINE-CARBONATITE MASSIF (URIK-IYA GRABEN, SOUTHWESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON)

V. B. Savelyeva^{a,#}, Yu. V. Danilova^a, Academician of the RAS F. A. Letnikov^a, E. V. Demonterova^a, D. S. Yudin^b, E. P. Bazarova^a, B. S. Danilov^a, and I. S. Sharygin^a

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^b*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: vsavel@crust.irk.ru*

The age of the rocks of the Bolshetagna ijolite-syenite-carbonatite massif and ultramafic dikes within the Urik-Iya graben in the southwestern part of the Siberian craton was determined. ¹⁴⁷Sm–¹⁴³Nd method obtained an isochrone with an age of 640 ± 11 Ma using the rocks of the massif. As a result of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of phlogopites from rocks of the dike series, two plateaus with ages of 644.1 ± 8.6 and 646.1 ± 8.6 Ma were obtained. The range of $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ values corrected for 640 Ma is from +4.2 to +5.0 for rocks of the massif, and from +2.9 to +4.5 for dikes, and characterizes a mantle source close to the OIB source. The ijolite and carbonatites of the massif have $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ values from +4.6 to +5.0 and $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ values from –7 to –10, which indicates a common silicate-carbonate parental melt for them. Variations in the initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio from 0.7025 to 0.7059 in dikes probably reflect both the inhomogeneity of the isotopic composition of the mantle source and the different degree of contamination of mantle melts by the material of the upper continental crust.

Keywords: allikites, picrites, ijolites, syenites, carbonatites, Sm-Nd isochrone, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Urik-Iya graben, Siberian craton