

УДК 552.3

## МАЛОЗАДОЙСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОНОРИТОВЫЙ МАССИВ: МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ОЦЕНКА ИНДИКАТОРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ИСХОДНОГО РАСПЛАВА

© 2024 г. А. В. Лавренчук<sup>а,\*</sup>, Д. П. Гладкочуб<sup>б</sup>, О. М. Туркина<sup>а</sup>, А. С. Мехоношин<sup>а</sup>, Я. Ю. Шелепов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>б</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>с</sup>Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

\*e-mail: alavr@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 12.06.2023 г.

После доработки 16.10.2023 г.

Принята к публикации 12.01.2024 г.

В результате модельных расчетов получены оценки составов расплавов в процессе фракционной кристаллизации, отвечающей формированию пород Малозадойского массива, расположенного в Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа на юго-западе Сибирского кратона. Показано, что габбронориты массива комагматичны плагиоперидотитам и оливиновым габброноритам. Полученные оценки состава модельных расплавов использованы для реконструкции состава мантийного источника исходной магмы. На основании геохимических характеристик расплавов предполагается, что исходный расплав для Малозадойского массива образовался при плавлении обогащенного мантийного источника, что согласуется с изотопными данными, предполагающими снижение значения Sm/Nd в архейское время. Таким источником могла быть деплетированная литосферная мантия, метасоматизированная кислыми расплавами из пород субдуцирующей океанической плиты.

*Ключевые слова:* габбронориты, плагиоперидотиты, фракционная кристаллизация, исходный расплав, мантийный источник

DOI: 10.31857/S0869590324030042 EDN: DANUVY

### ВВЕДЕНИЕ

Ассоциации магматических пород основного состава, наряду с перидотитовыми ксенолитами, служат главным источником информации о составе мантии. В случае базальтов для оценки геохимических параметров их мантийных источников используются отношения несовместимых редких элементов с близкими и низкими коэффициентами распределения, относительно слабо фракционирующих между собой при плавлении (Hofmann, 1997). Ключевой для суждения о характере мантийного источника является информация о геохимических параметрах исходного расплава. При этом для базальтов и их субвулканических аналогов, чтобы минимизировать влияние фракционной кристаллизации для геохимического анализа, выбираются наиболее магнезиальные разновидности, потенциально близкие к исходному расплаву, или предварительно производится оценка состава последнего в предположении о фракционировании одной кристаллизующейся

фазы – оливина (например, Ciborowski et al., 2014, 2017). Для этого используется программа Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) или алгоритм PRIMELT3 (Herzberg, Asimov, 2015), моделирующие добавку оливина с последовательным приближением к составу расплава, который может быть равновесен с мантийными перидотитами.

В отличие от вулканических и субвулканических пород плутонические разности представляют собой совокупность кумулятивных минеральных фаз и интеркумуляусного расплава, отвечающих различным температурным интервалам кристаллизации. Поскольку валовый состав таких пород не отвечает составу исходного расплава, то оценка ключевых параметров этого расплава, а тем более его мантийного источника, представляет собой нетривиальную задачу.

В настоящей работе сделана попытка проследить изменение состава расплавов в равновесии с серией плутонических пород от

плагиоперидотитов до габброноритов с целью получить оценки индикаторных редкоэлементных отношений для в различной степени эволюционировавших расплавов и кристаллизатов и наложить геохимические ограничения на характер мантийного источника. Объектом исследования послужили породы палеопротерозойского Малозадойского массива, прорывающего высокометаморфизованные архейские образования Иркутского блока Шарыжалгайского выступа на юго-западе Сибирского кратона (рис. 1). В связи с тем, что этот массив сложен рядом пород от перидотитов до габброноритов с диапазоном  $Mg\# = 84-70$ , целью работы было обоснование их комагматичности, т.е. кристаллизации при различных температурах на разных стадиях эволюции одного исходного расплава. Интерес к данному объекту обусловлен также тем, что породы Малозадойского массива характеризуются высокими концентрациями некогерентных редких элементов и крайне низкими величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$ , что свидетельствует в пользу долгоживущего обогащенного мантийного источника. Для подтверждения данной гипотезы была сделана оценка геохимических параметров расплава, из которого происходила кристаллизация пород Малозадойского массива, и его возможного мантийного источника.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

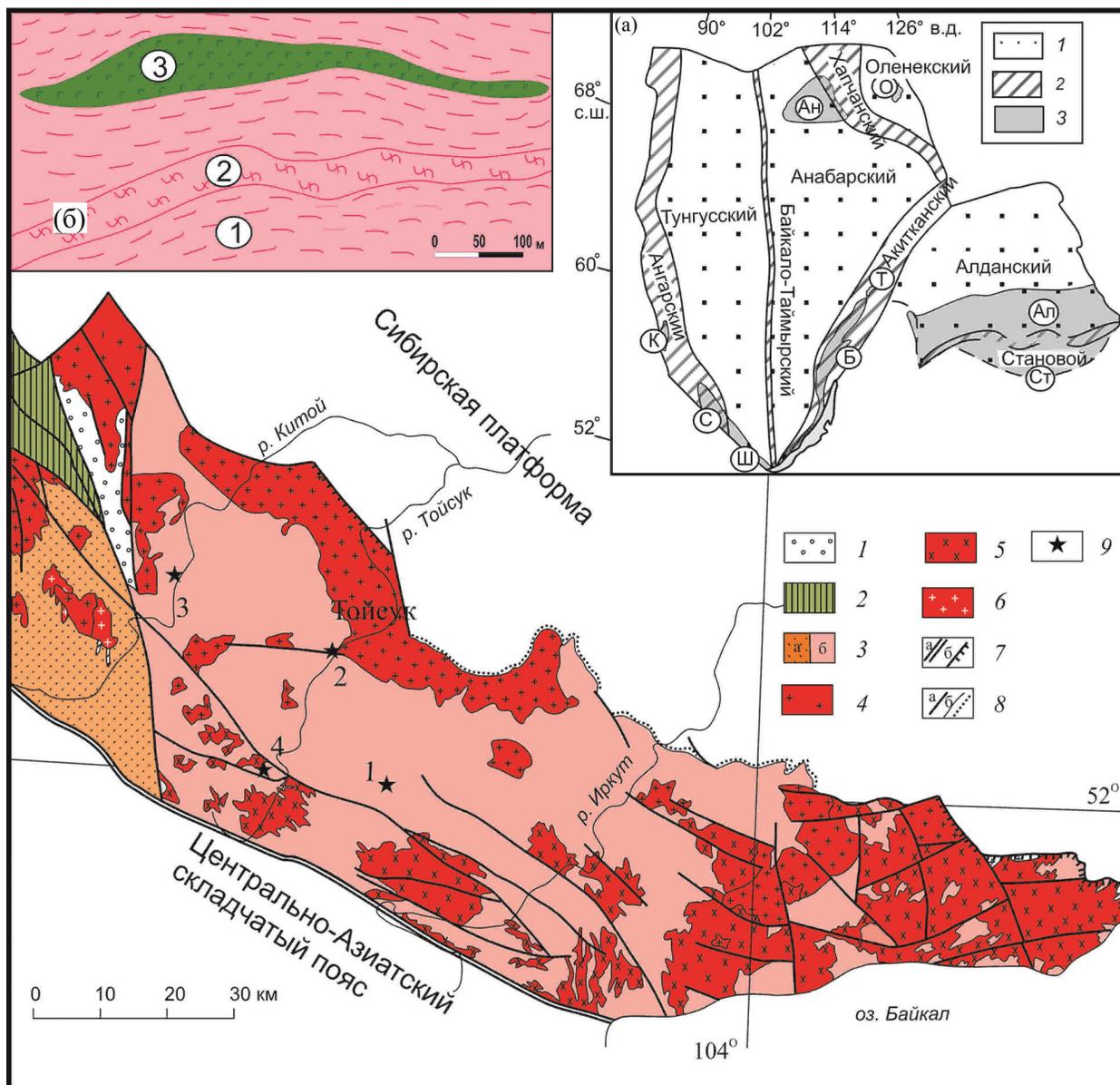
Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике (Николаева и др., 2008). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метаборатом лития при  $1050^\circ\text{C}$  в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5%  $\text{HNO}_3$  и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокозарядных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляли

от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–5 отн. %.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведено методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе (Аникина и др., 2018). Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет  $\pm 1\%$  ( $2\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$  ( $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$  ( $2\sigma$ ) (см. ниже табл. 2). Измеренные значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$ . Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение ( $N = 16$ )  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  составило  $0.512109 \pm 6$  ( $2\sigma$ ). Величина  $\epsilon_{Nd}$  определена относительно CHUR ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД МАЛОЗАДОЙСКОГО МАССИВА

Малозадойский перидотит-габброноритовый массив расположен на юго-западе Иркутского гранулитогнейсового блока в междуречье Тойсука и Китоя (рис. 1). Иркутский блок занимает юго-восточную часть Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы (рис. 1б). Этот блок сложен преимущественно архейскими высокометаморфизованными породами двух ассоциаций. Первая включает неархейские (2.70–2.66 млрд лет) двупироксеновые и амфибол-пироксеновые мафические гранулиты и ортопироксен-биотитовые кислые гранулиты с редкими реликтами палеоархейских (~3.4 млрд лет) ортопироксеносодержащих гранулитов среднего состава, протолиты которых отвечают магматическим породам (Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011; Turkina et al., 2012; Туркина, 2022). Ко второй ассоциации относятся неархейские (~2.75 млрд лет) ортопироксен-силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые парагнейсы, в различной степени мигматизированные, образующие пластины, чередующиеся с мафическими и кислыми гранулитами на юго-западе и в центральной части Иркутского блока (Туркина и др., 2017). Породы обеих ассоциаций инъецированы разномасштабными жильными телами деформированных и гнейсовидных неархейских гранитоидов.



**Рис. 1.** Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 – палеопротерозойские отложения; 2 – мезоархейские метаосадочно-вулканогенные отложения Онотского ЗКП; 3 – архейские гранулитогнейсовые комплексы Китойского (а) и Иркутского (б) блоков; 4 – палеопротерозойские гранитоиды; 5 – архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 6 – архейские гранитоиды; 7 – тектонические границы: (а) – разломы, (б) – надвиги; 8 – геологические границы (а), границы несогласного залегания (б), 9 – проявления палеопротерозойского мафического магматизма: 1 – Полуденный массив, 2 – мафические включения и дайка в приконтактной зоне Тойсукского массива, 3 – Китойский дайковый рой, 4 – Малозадойский массив. На врезке (а). Главные тектонические элементы Сибирского кратона. 1 – супертеррейны, 2 – палеопротерозойские орогенные пояса, 3 – выступы фундамента: Ал – Алданский, Ст – Становой, О – Оленекский, Ан – Анабарский, К – Канский, С – Саянский, Ш – Шарыжалгайский, Б – Байкальский, Т – Тонодский, по (Donskaya, 2020) с изменениями. На врезке (б). Геологическая схема Малозадойского массива. 1 – двупироксеновые сланцы, 2 – гнейсы, 3 – плагиооперидотиты и габброиды Малозадойского массива.

Для Малозадойского массива вмещающими являются архейские основные двупироксеновые и кислые гранулиты, инъецированные гнейсовидными биотитовыми гранитоидами. Этот массив представляет собой вытянутое в плане интрузивное

тело видимого размера  $800 \times (75-25)$  м, мощность которого по данным бурения достигает 240 м (рис. 1а). Массив опробован по керну скважин. Он сложен переслаивающимися оливиновыми габбро-норитами и плагиооперидотитами (мощность слоев

10–20 см) с ритмичным изменением содержаний как петрогенных (MgO от 30 до 18.5 мас. %), так и редких элементов – Ni, Cr, Co и Cu. Возраст пород определен по бадделеиту из оливинового габбронорита и составляет  $1863 \pm 1$  млн лет (Мехоношин и др., 2016).

В строении массива выделено четыре (от 5 до 10 м) рудные зоны, обогащенные сульфидами. Согласно (Мехоношин и др., 2016), рудные горизонты представлены вкрапленными и густо вкрапленными сульфидными рудами. Главные сульфидные минералы – это пирротин и пентландит, находящиеся в соотношении 3 : 1. Халькопирит встречается значительно реже и приурочен к периферическим частям пентландит-пирротиновых сростков. Сульфидные парагенезисы тесно ассоциируют с агрегатами флогопита. Минералы ЭПГ (элементов платиновой группы) по составу отвечают теллуридам палладия, суммарное содержание ЭПГ во вкрапленных рудах достигает 100 мг/т, а в густо вкрапленных – 550 мг/т (Мехоношин и др., 2016).

**Плагиоперидотиты** располагаются в основании ритмов, микроструктура пород кумулятивная, иногда пойкилитовая. Главным минералом является оливин, который в процессе кристаллизации меняет свой состав от 11 до 20% фаялитовой составляющей, второстепенные минералы – флогопит, ильменит и хромшпинелид.

Плагиоперидотиты в составе ритма постепенно переходят в **оливиновые габбронориты** – это мелкозернистые породы с полосчатой текстурой и габбровой, переходящей в пойкилитовую, микроструктурой. Главными минералами являются оливин (до 20%), ортопироксен (20–30%), плагиоклаз (10–25%), клинопироксен (около 20%). Акцессорные минералы представлены апатитом; рудные – ильменит, магнетит, пирит, пентландит, пирротин, халькопирит. Оливин и пироксены подвержены вторичным изменениям с замещением хлоритом и тальком, клинопироксен замещается амфиболом.

**Габбронориты** это мелкозернистые породы с пойкилитовой структурой. Они сложены плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, биотитом и щелочным полевым шпатом. Плагиоклаз (25–28%) образует пойкилитовые кристаллы до 10 мм с антипертидами. Идиоморфные и субидиоморфные кристаллы ортопироксена (40–50%) до 4 мм в длину с резким плеохроизмом имеют структуры распада твердого раствора в виде тонких ламелей рудного минерала. Клинопироксен (~15%) представлен субидиоморфными кристаллами со структурами распада в виде ламелей рудного минерала. В интерстициях кристаллов пироксена расположены ксеноморфные выделения флогопита (4%), щелочного полевого шпата (2–5%) и кварца (3–5%). Амфибол, содержание которого не превышает 1%, приурочен к зернам пироксена.

Акцессорные минералы представлены обильными крупными длиннопризматическими кристаллами апатита (около 1%) и ильменитом.

Ортопироксен из габброноритов имеет  $Mg\# = 68–72$ , содержание кальциевого компонента составляет 1–6%, что предполагает наличие наряду с ортопироксеном пижонита. Клинопироксен представлен высокомагнезиальными разновидностями с  $Mg\# = 72–82$  и по составу отвечает преимущественно авгиту, реже диопсиду, содержание кальциевого компонента варьирует от 39–43 до 47–48%, редко встречаются разновидности с низким содержанием (24–27%) кальциевого компонента, отвечающие субкальциевому авгиту. Плагиоклаз характеризуется содержанием  $An\ 50–54\%$ , антипертитовые вроски представлены щелочным полевым шпатом с содержанием  $Ab$ -компонента 5–15%. В щелочном полевым шпате в основной массе содержание  $Ab$ -компонента составляет 9–15%. Слюда с  $Mg\# = 0.8–0.83$  отвечает флогопиту и характеризуется высоким содержанием  $TiO_2$  (5.3–6.2 мас. %).

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАЛОЗАДОЙСКОГО МАССИВА

Плагиоперидотиты ( $SiO_2 = 45.7–46.5$  мас. %) имеют максимальную магнезиальность ( $MgO = 27.9–30.0$  мас. %,  $Mg\# = 82–78$ ) и относительно обеднены  $TiO_2$  (0.22–0.27 мас. %) и  $P_2O_5$  (0.09–0.12 мас. %) при повышенном содержании  $K_2O$  (0.48–0.53 мас. %). Габбронориты характеризуются содержанием  $SiO_2$  от 46 до 52 мас. % и высокой магнезиальностью ( $MgO = 18.5–24.0$  мас. %,  $Mg\# = 84–70$ ), пониженными концентрациями  $TiO_2$  (0.34–0.88 мас. %),  $P_2O_5$  (0.10–0.26 мас. %) и повышенной  $K_2O$  (0.35–0.90 мас. %) (табл. 1, рис. 2). В ряду плагиоперидотиты–габбронориты при снижении магнезиальности происходит рост концентраций  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  при практически постоянном содержании щелочей (рис. 2), максимальные концентрации  $Al_2O_3$  и  $CaO$  наблюдаются в оливиновых габброноритах. Увеличение содержания  $TiO_2$  сопровождается ростом концентраций некогерентных, прежде всего высокотоксичных элементов: Nb и Zr (рис. 3).

Все породы имеют фракционированные спектры РЗЭ с повышенными значениями  $(La/Sm)_n = 2.5–4.2$  и  $(La/Yb)_n = 6.6–13.9$  (рис. 3, 4а). Характерная черта всех пород – повышенное значение  $(Gd/Yb)_n = 1.5–2.2$ . Спектры габброноритов имеют слабый Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 0.73–0.98$ ). Мультиэлементные спектры демонстрируют резкие минимумы по Nb и Ti и максимум по Sr (рис. 4б). Обеднение Nb относительно легких РЗЭ не обнаруживает зависимости от степени их фракционирования, выраженной через  $Mg\#$ , а величины  $(Nb/La)_{pm}$  и  $(La/Sm)_n$  имеют узкий диапазон вариаций, что характерно для процесса фракционной кристаллизации (рис. 3).

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в породах Малозадойского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	89-385	89-386	89-387	93-85	93-86	93-83	89-413	1931	1932	1933
SiO <sub>2</sub>	46.46	45.68	48.33	46.25	48.51	51.53	49.73	52.29	52.22	52.16
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.22	0.34	0.45	0.27	0.77	0.43	0.84	0.88	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.9	6.2	7.85	7.88	8.0	7.64	7.52	6.68	6.47	6.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.42	10.92	9.53	12.62	10.73	10.97	10.84	15.23	15.68	15.28
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16	0.22	0.23	0.23
MgO	27.9	30	21.86	22.94	24.03	20.37	23.00	18.8	18.51	18.58
CaO	4.9	4.9	8.9	6.24	5.63	4.02	4.55	3.64	3.56	3.58
Na <sub>2</sub> O	0.73	0.65	0.82	0.9	0.86	1.18	0.77	0.89	0.88	0.99
K <sub>2</sub> O	0.53	0.48	0.39	0.35	0.37	0.90	0.50	0.64	0.68	0.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.12	0.1	0.2	0.09	0.23	0.10	0.23	0.26	0.2
П.п.п.	0.7	0.58	1.62	2.54	0.91	1.29	1.53	0.85	0.91	0.99
Сумма	99.05	99.9	99.89	100.5	99.55	99.75	99.67	99.99	99.81	99.84
Th	1.50	1.33	1.10	2.23	2.22	2.4	1.13	2.3	2.7	2.0
Rb	9.70	10.5	10.5	14.8	14.2	37	13.2	15.7	18.3	13.5
Ba	212	160	165	327	311	556	285	443	456	415
Sr	158	87	174	164	165	267	231	196	201	205
La	10.90	8.50	10.70	18.70	17.40	30	13.6	20	23	18.1
Ce	23.00	18.00	24.00	37.00	38.00	60	28	43	48	39
Pr	2.75	2.20	3.06	4.40	4.36	7.2	3.5	5.1	5.9	4.8
Nd	11.27	9.01	13.35	17.18	17.21	28	14.4	21	23	18.1
Sm	2.00	1.70	2.70	2.80	2.90	5.2	2.9	3.5	4.3	3.6
Eu	0.62	0.46	0.74	0.78	0.80	1.29	0.74	0.86	0.94	0.82
Gd	1.60	1.30	2.30	1.90	2.00	4.4	2.4	3.1	3.4	2.7
Tb	0.26	0.20	0.35	0.31	0.32	0.67	0.37	0.45	0.48	0.38
Dy	1.30	1.10	2.00	1.50	1.50	3.7	2.1	2.3	2.6	2.3
Ho	0.27	0.22	0.40	0.30	0.32	0.75	0.43	0.47	0.53	0.44
Er	0.79	0.66	1.14	0.84	0.93	2.1	1.23	1.34	1.37	1.16
Tm	0.12	0.10	0.17	0.14	0.14	0.32	0.18	0.21	0.20	0.18
Yb	0.83	0.71	1.10	0.91	0.91	2.0	1.20	1.36	1.28	1.16
Lu	0.14	0.11	0.17	0.15	0.15	0.30	0.17	0.21	0.19	0.18
Zr	37	33	45	53	46	107	45	65	77	59
Hf	1.04	0.90	1.35	1.39	1.23	2.6	1.14	1.60	1.79	1.38
Ta	0.10	0.08	0.12	0.13	0.12	0.42	0.15	0.22	0.23	0.20
Nb	1.6	1.3	1.9	2.2	2.1	5.7	2.6	3.6	4.3	3.3
Y	6.47	5.25	9.32	7.16	7.42	22	12.6	14.3	16.3	14.0
Cr	—	—	—	—	—	3517	2573	2387	2226	2243
Ni	—	—	—	—	—	910	1080	408	403	385
Co	—	—	—	—	—	75	86	86	87	83
V	—	—	—	—	—	137	116	216	234	220
Mg#	84	84	82	78	82	79	81	71	70	71
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.4	3.1	2.5	4.2	3.8	3.7	3.0	3.6	3.4	3.2
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.6	1.5	1.7	1.7	1.8	1.8	1.6	1.8	2.2	1.9
Nb/Nb*	0.14	0.14	0.20	0.12	0.12	0.24	0.24	0.19	0.19	0.20
(Nb/Y) <sub>pm</sub>	1.5	1.5	1.3	1.9	1.8	1.7	1.3	1.6	1.6	1.5

Примечание. 1, 2 – плагиоперидотиты, 3–7 – оливковые габбронориты, 8–10 – габбронориты. Прочерк – нет данных.  
 $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)_{ат.}$ ,  $Nb/Nb^* = Nb_{PM}/\sqrt{(Th_{PM} \times La_{PM})}$ .

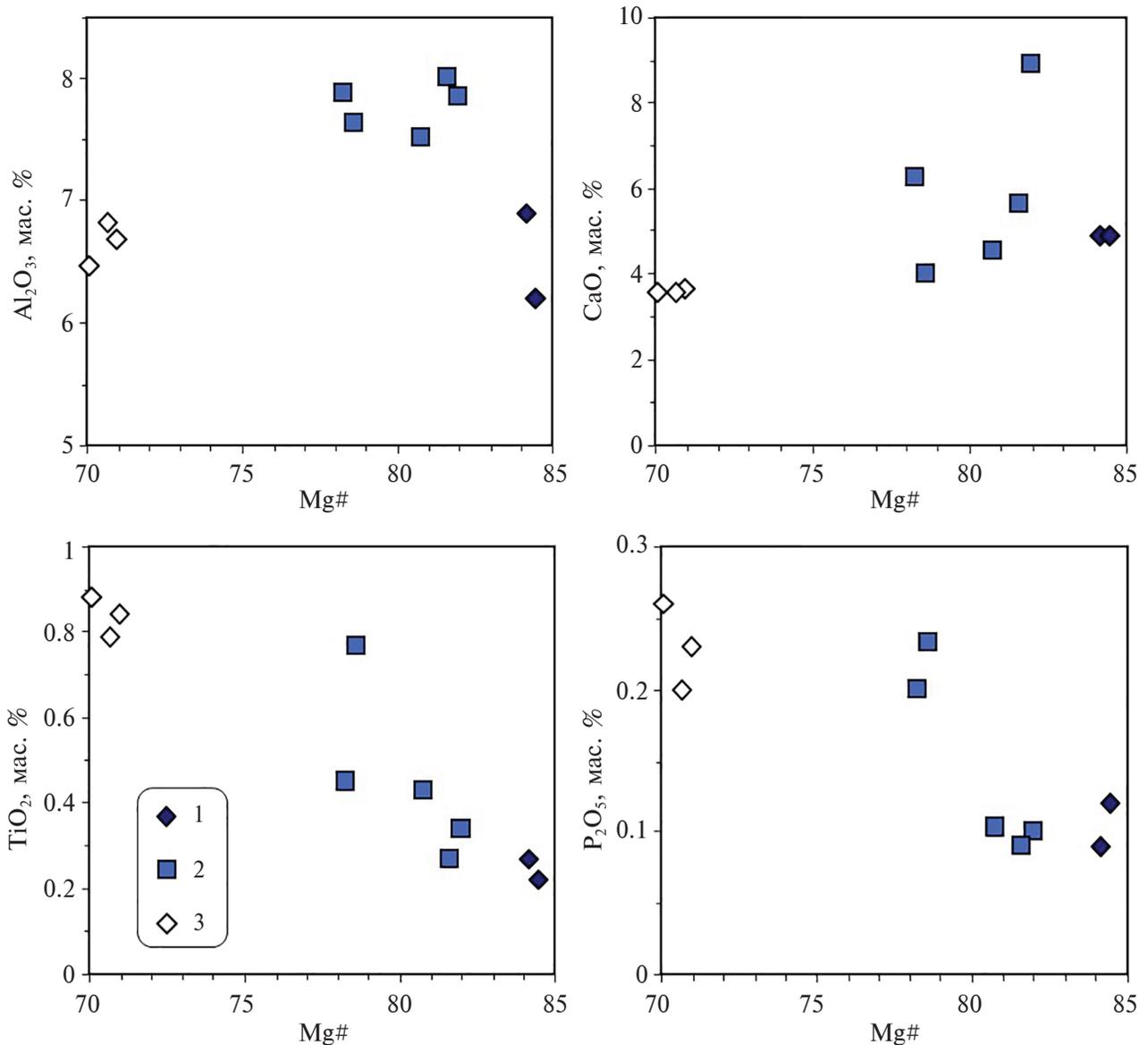


Рис. 2. Вариационные диаграммы петрогенных элементов для пород Малозадойского массива. 1 – плагиоперidotиты, 2 – оливиновые габбронориты, 3 – габбронориты.

Оливиновые габбронориты и габбронориты Малозадойского массива характеризуются низким значением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \sim 0.11$  и узким диапазоном  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от  $-6.9$  до  $-7.4$  (табл. 2). Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  не обнаруживают корреляции с Mg# и другими геохимическими параметрами. Отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  предполагают долгоживущий обогащенный мантийный источник или контаминацию древним коровым материалом. По величине  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  габбронориты сходны с породами других палеопротерозойских базитовых комплексов Иркутского блока, имеющими диапазон  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от  $-6.5$  до  $-9.6$  (Туркина и др., 2023; Туркина, Изох, 2023).

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД МАЛОЗАДОЙСКОГО МАССИВА

Для обоснования комагматичности плагиоперidotитов, оливиновых габброноритов и габброноритов, а также для оценки состава исходного расплава был использован метод, схема которого детально описана в (Лавренчук и др., 2019). Метод основан на моделировании равновесной кристаллизации расплавов пород с последующим поиском точек пересечения линий эволюции состава расплавов в координатах состав–температура; по постановке задачи такой подход является развитием метода геохимической термометрии (Френкель и др., 1987; Френкель и др., 1988; Арискин, Бармина, 2000). Модельные

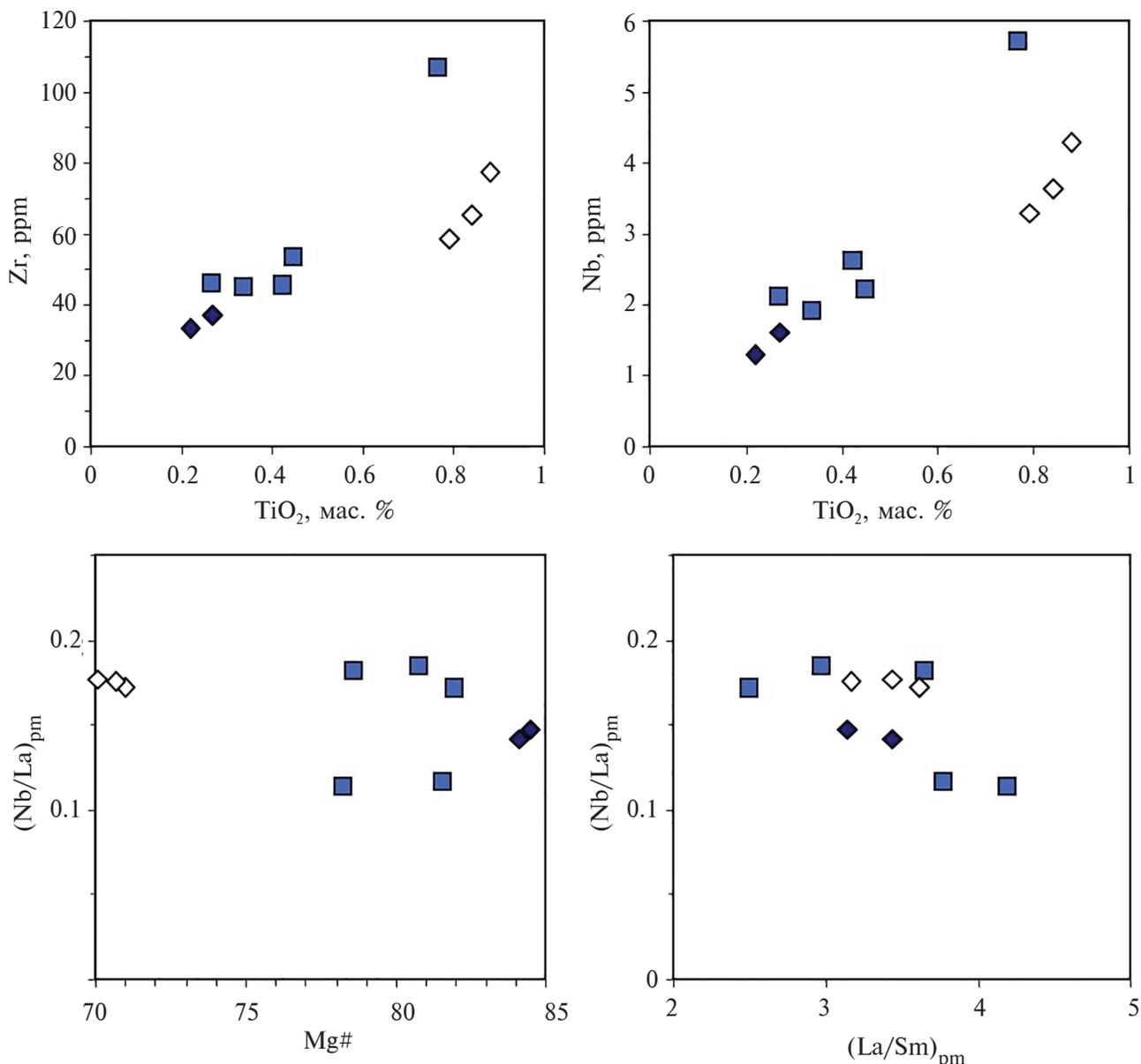


Рис. 3. Распределение редких элементов в породах Малозадойского массива. Условные обозначение см. рис. 2.

расчеты траекторий изменения состава расплавов при равновесной и фракционной кристаллизации проведены в программе MELTS (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998) с интерфейсом alphaMELTS (Antoshechkina, Asimow, 2010). Термометрические расчеты проводились в безводных и водосодержащих условиях при 2–5 кбар и активности кислорода в интервале от QFM-0.5 до QFM+1.5 (в единицах  $\lg fO_2$ ). Поиск области наиболее компактного сгущения модельных траекторий проводился с использованием оригинальных алгоритмов оптимизации, реализованных в программе Mathematica производства компании Wolfram Research. При этом установлено, что наилучшее совпадение траекторий

кристаллизации наблюдается при 2.5 кбар (что согласуется с мелкозернистой структурой габброноритов, формирующихся на небольшой глубине при быстром охлаждении) и активности кислорода на уровне буфера QFM+0.5; содержание воды в модельных расплавах подбиралось для каждой точки пересечения отдельно (табл. 3).

Для восстановления состава наиболее примитивного расплава были использованы две пробы плагиоперидотитов (89-385 и 89-386) и две пробы оливиновых габброноритов (89-387 и 93-86, позиция А на рис. 5, табл. 3). При равновесной кристаллизации траектории составов расплавов сближаются при  $T = 1177^\circ\text{C}$  (позиция В на рис. 5, табл. 3), средний

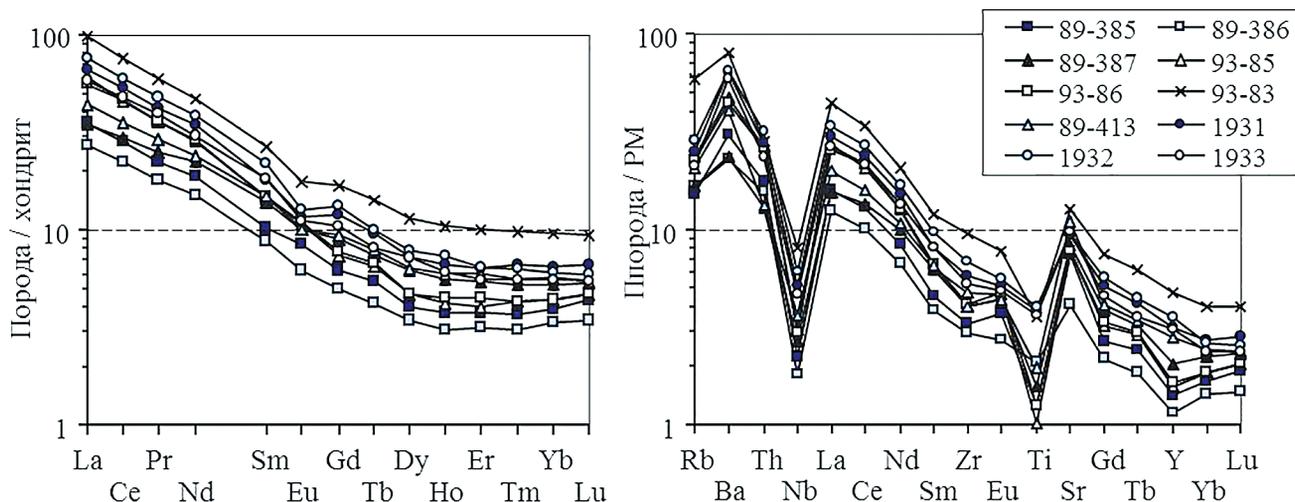


Рис. 4. Редкоземельные (нормировано по (Boynnton, 1984)) и мультиэлементные (нормировано по (Sun, McDonough, 1989)) спектры пород Малозадойского массива.

состав F1 отвечает расплаву в камере на момент образования кумулатов, состоящих из оливина (21–49 об. %), ортопироксена (9–30 об. %), клинопироксена (7–29 об. %) и полевого шпата (до 3 об. %). Содержание воды в расплаве составляет 0.83 мас. %.

Тренд изменения состава расплава в процессе консолидации крупных габброидных массивов практически совпадает с трендом фракционной кристаллизации (Коптев-Дворников и др., 1979; Френкель и др., 1985; Федотов, 2011). В этом случае составы расплавов на момент образования более поздних кумулатов должны соответствовать тренду фракционной кристаллизации расплава, равновесного с ранними кумулатами. Если габбронориты Малозадойского массива действительно являются комагматами плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов, т.е. более поздними дериватами, то тренды составов равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу габброноритов, должны пересечься с трендом фракционной кристаллизации расплава, из которого образовались плагиоперидотиты и оливиновые габбронориты.

Для проверки гипотезы комагматичности были использованы составы трех проб габброноритов

(1931, 1932 и 1933). Траектории равновесной кристаллизации расплавов габброноритов пересекаются с трендом фракционной кристаллизации расплава F1 в камере в узком температурном интервале 1022–1024°C (позиция D на рис. 5, табл. 3), содержание воды в расплаве 2.24 мас. %, что объясняет развитие амфибола в габброноритах на постсолидусной стадии развития. Степень кристалличности модельных кумулатов составляет 73–77 об. %, основными кристаллизующимися фазами являются ортопироксен (65–67 об. %) и плагиоклаз (2.5–7.0 об. %), клинопироксен присутствует в подчиненных количествах 2.0–3.5%, рудные минералы и апатит – в акцессорных количествах. Эти оценки близки таковым для минерального состава габброноритов (минеральный состав габброноритов см. выше), различие объясняется тем, что финальный состав породы образуется при кристаллизации 23–27% интеркумулусного расплава. Таким образом, модельный минеральный состав согласуется с наблюдаемым. Пересечение трендов составов расплавов позволяет заключить, что габбронориты действительно являются поздними дериватами расплава, из которого образовались плагиоперидотиты и оливиновые габбронориты. Кроме того, такое пересечение

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для габброноритов Малозадойского массива

Номер образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
93-83	4.5	24.3	0.1112	$0.511210 \pm 4$	-7.4
1932	4.9	27.7	0.1074	$0.511190 \pm 7$	-6.9
1933	3.8	21.3	0.1075	$0.511188 \pm 6$	-7.0
1931	4.3	24.5	0.1072	$0.511183 \pm 6$	-7.0

Примечание. Для расчета  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  принят возраст 1.86 млрд лет.

**Таблица 3.** Химический состав (мас. %) пород Малозадойского массива и их модельных расплавов

Номер образца	Поз.*	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O**
Валовый состав проб плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов													
89-385	A	47.55	0.28	7.06	1.46	8.29	0.15	28.56	5.02	0.75	0.54	0.09	0.26
89-386	A	46.33	0.22	6.29	1.51	8.61	0.15	30.42	4.97	0.66	0.49	0.12	0.23
89-387	A	49.46	0.35	8.03	1.49	7.44	0.15	22.37	9.11	0.84	0.40	0.10	0.25
93-86	A	49.52	0.28	8.17	1.51	8.50	0.15	24.53	5.75	0.88	0.38	0.09	0.26
Состав равновесного расплава при 1177°C													
89-385-1177	B	53.20	0.77	19.44	0.98	4.23	0.14	6.27	9.78	2.32	1.74	0.30	0.83
89-386-1177	B	53.09	0.69	19.41	0.97	4.16	0.12	6.30	9.96	2.28	1.74	0.44	0.83
89-387-1177	B	52.52	0.82	18.93	1.16	5.06	0.21	6.43	9.93	2.49	1.30	0.33	0.83
93-86-1177	B	52.30	0.74	18.77	1.27	5.60	0.19	6.41	9.83	2.56	1.21	0.30	0.83
Средний состав расплава													
F1	B	52.78	0.76	19.14	1.10	4.76	0.16	6.35	9.87	2.41	1.50	0.34	0.83
Валовый состав проб габброноритов													
1931	C	53.07	0.85	6.78	1.94	12.17	0.22	19.08	3.69	0.90	0.65	0.23	0.41
1932	C	53.04	0.89	6.57	1.99	12.54	0.23	18.80	3.62	0.89	0.69	0.26	0.46
1933	C	53.09	0.80	6.94	1.95	12.24	0.23	18.91	3.64	1.01	0.58	0.20	0.39
Состав равновесного расплава и расплава в камере при 1022°C													
1931-1022	D	57.64	1.72	17.47	0.95	3.52	1.17	1.80	5.57	3.65	3.32	1.00	2.21
1932-1022	D	57.92	1.75	17.32	0.95	3.55	1.10	1.78	5.64	3.57	3.22	1.00	2.21
1933-1022	D	57.72	1.72	17.15	0.97	3.60	1.30	1.81	5.56	3.87	3.08	1.00	2.21
F1-1022	D	58.52	1.22	17.61	1.00	3.69	0.44	1.60	5.28	3.65	3.82	0.92	2.24

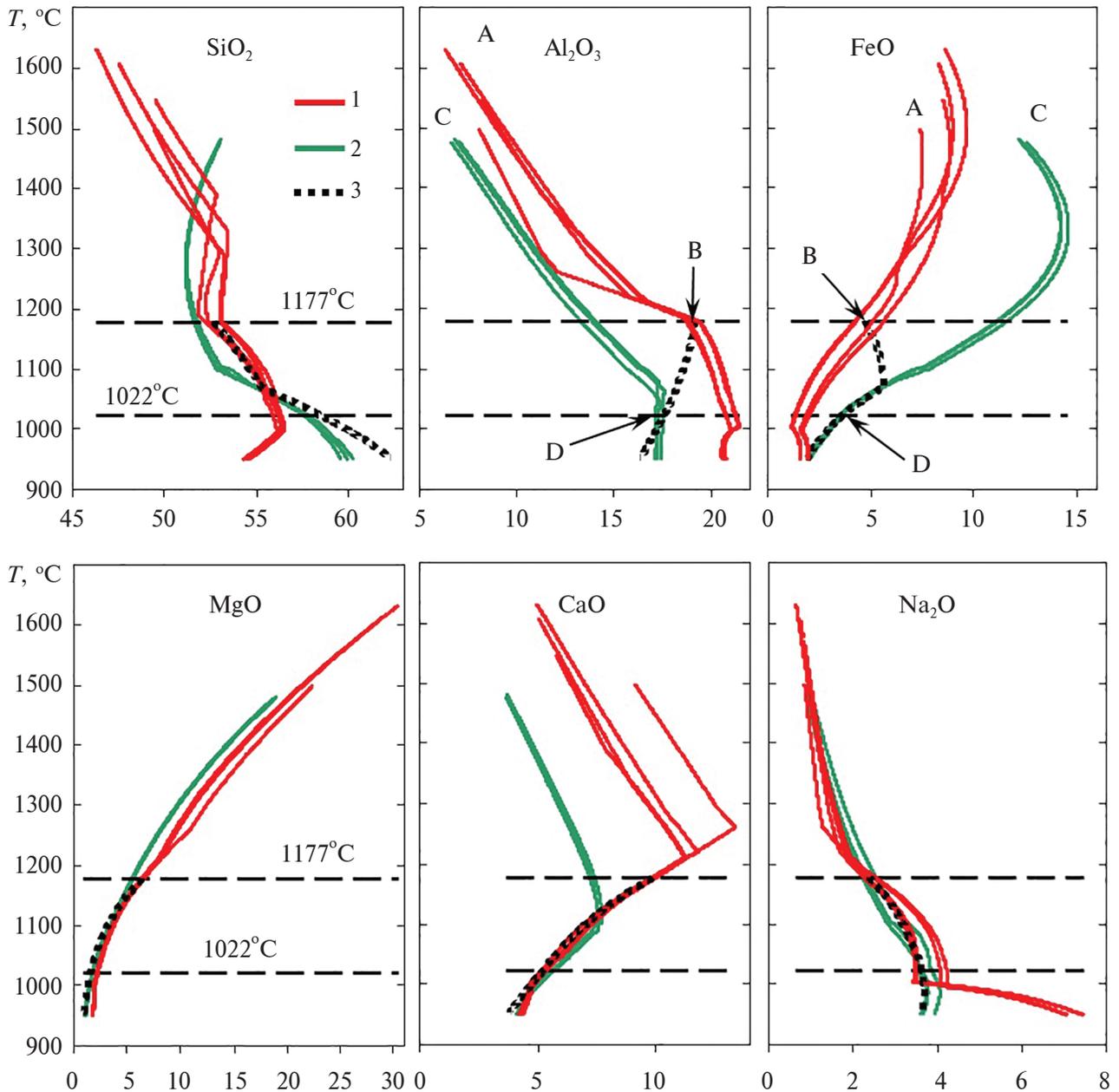
\*Позиция соответствует таковой на рис. 5, \*\*содержание воды в системе подбиралось до совпадения ее содержания в модельных расплавах.

свидетельствует в пользу реалистичности оценки состава наиболее примитивного расплава.

Проверить корректность построенной модели можно с использованием данных по содержаниям в породах редких элементов. Используя данные о температуре и фазовом составе пород на момент формирования кумулатов (плагиоперидотитов, оливиновых габброноритов и габброноритов), содержания редких элементов в исследованных породах и величины их коэффициентов распределения между расплавом и породообразующими минералами, можно оценить редкоэлементный состав расплава на момент образования кумулатов. Кроме того, зная содержание компонентов в расплаве и пропорции кристаллизующихся минералов в процессе фракционной кристаллизации, можно оценить содержание компонентов в расплаве при любой более поздней степени фракционирования. Как и в случае петрогенных компонентов, редкоэлементные составы расплавов при равновесной кристаллизации габброноритов, образовавшихся на поздних стадиях развития камеры, должны соответствовать составу расплава фракционной кристаллизации в камере

при температуре, полученной ранее методом геохимической термометрии.

При моделировании использовались коэффициенты распределения редких элементов между минералами и расплавом, реализованные в программе MELTS. Оценка редкоэлементного состава расплава F1 на момент образования плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов при 1177°C получена по тем же пробам, что и оценки содержаний главных компонентов (табл. 4), как среднее из четырех составов. Далее проведены модельные оценки содержаний редких элементов во фракционирующем расплаве при температурах сближения составов расплавов, определенных по главным компонентам. Такой расчет показал хорошее соответствие содержаний компонентов в расплавах равновесной кристаллизации габброноритов составам расплавов фракционной кристаллизации расплава F1, находившегося в равновесии с плагиоперидотитами и оливиновыми габброноритами (рис. 6, табл. 4). Таким образом, результаты моделирования редкоэлементного состава расплавов подтвердили гипотезу о комагматичности габброноритов



**Рис. 5.** Геохимическая термометрия пород Малозадойского массива. Линиями показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу проанализированных проб: 1 – плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов; 2 – габброноритов; 3 – тренд фракционной кристаллизации расплава F1 в камере; горизонтальными пунктирными линиями соединены точки максимального сближения траекторий эволюции расплавов плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов ( $T = 1177^{\circ}\text{C}$ ) и габброноритов ( $T = 1022^{\circ}\text{C}$ ). Буквами А–D обозначены модельные позиции, соответствующие таковым в табл. 3 и 4, пояснения см. в тексте.

с плагиоперидотитами и оливиновыми габброноритами. Кроме того, получена обоснованная оценка содержаний редких элементов в расплавах на момент образования плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов, т.е. наименее фракционированных расплавов, доступных для оценки по имеющейся коллекции образцов, наиболее близких к исходному расплаву.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Индикаторные отношения редких элементов в модельных расплавах, ограничения на состав исходного расплава*

Полученные результаты позволяют проследить изменения отношений редких элементов в ряду модельных расплавов и соответствующих им

**Таблица 4.** Содержания редких элементов (ppm) в породах Малозадойского массива и их модельных расплавах

Элементы	89-385	89-386	89-387	93-86	89-385-1177	89-386-1177	89-387-1177	93-86-1177	F1	1931	1932	1933	1931-1022	1932-1022	1933-1022	F1-1022
	Валовый состав проб плагиоперидотитов и оливиновых габброноритов				Состав равновесного расплава при 1177°C					Валовый состав проб габброноритов			Состав равновесного расплава и расплава в камере при 1022°C			
	A*	A	A	A	B	B	B	B	B	C	C	C	D	D	D	D
Th	1.5	1.3	1.1	2.3	4.9	4.8	3.6	7.2	5.1	2.4	2.7	2	12	13	11	13
U	0.22	0.21	0.16	0.29	0.72	0.75	0.53	0.94	0.73	0.35	0.4	0.3	1.8	1.9	1.6	1.9
Rb	9.9	11	11	14	32	38	35	46	38	16	18	14	82	87	74	99
Ba	216	161	168	315	687	573	540	985	696	446	458	418	2190	2091	2092	1558
Sr	161	88	177	167	488	294	488	440	428	197	203	207	719	762	682	357
La	11	8.6	11	18	35	30	33	54	38	20	24	18	100	106	91	87
Ce	23	18	24	39	73	62	72	118	81	43	49	39	205	215	195	191
Pr	2.8	2.2	3.1	4.4	8.6	7.5	8.7	13	9.6	5.1	5.9	4.8	24	26	24	23
Nd	11	9.1	14	17	35	30	36	52	38	21	23	18	96	98	89	90
Sm	2	1.7	2.7	2.9	6.1	5.6	7	8.7	6.8	3.6	4.3	3.6	16	18	17	16
Eu	0.63	0.46	0.75	0.81	1.8	1.5	1.8	2.2	1.8	0.87	0.95	0.83	3.5	3.7	3.4	3
Gd	1.6	1.3	2.3	2	4.8	4.2	5.8	5.9	5.2	3.1	3.4	2.8	14	14	13	12
Tb	0.26	0.2	0.36	0.32	0.77	0.64	0.88	0.94	0.81	0.45	0.48	0.39	2	2	1.8	1.9
Dy	1.3	1.1	2	1.5	3.9	3.5	4.9	4.4	4.2	2.3	2.6	2.4	10	10	11	10
Ho	0.28	0.22	0.41	0.32	0.8	0.71	1	0.93	0.86	0.48	0.53	0.44	2.1	2.1	2	2.1
Er	0.8	0.66	1.2	0.94	2.3	2.1	2.9	2.7	2.5	1.4	1.4	1.2	5.8	5.5	5.4	6.1
Tm	0.12	0.1	0.17	0.14	0.36	0.32	0.43	0.41	0.38	0.21	0.21	0.18	0.9	0.8	0.81	0.92
Yb	0.84	0.72	1.1	0.92	2.5	2.3	2.8	2.6	2.5	1.4	1.3	1.2	5.6	4.9	5.1	6.2
Lu	0.14	0.11	0.17	0.15	0.41	0.35	0.43	0.43	0.41	0.21	0.19	0.18	0.85	0.71	0.74	1
Zr	38	33	46	47	114	112	133	141	125	65	78	59	300	326	285	325
Hf	1.1	0.91	1.4	1.2	3.2	3	3.6	3.7	3.4	1.6	1.8	1.4	7.7	7.8	7.1	8.6
Ta	0.1	0.08	0.12	0.12	0.32	0.28	0.39	0.39	0.34	0.22	0.23	0.2	1.1	1.1	1.1	0.93
Nb	1.6	1.3	1.9	2.1	5.1	4.6	6.1	6.7	5.6	3.7	4.3	3.3	19	20	18	15
Y	6.6	5.3	9.5	7.5	20	17	26	23	21	14	16	14	70	73	73	54

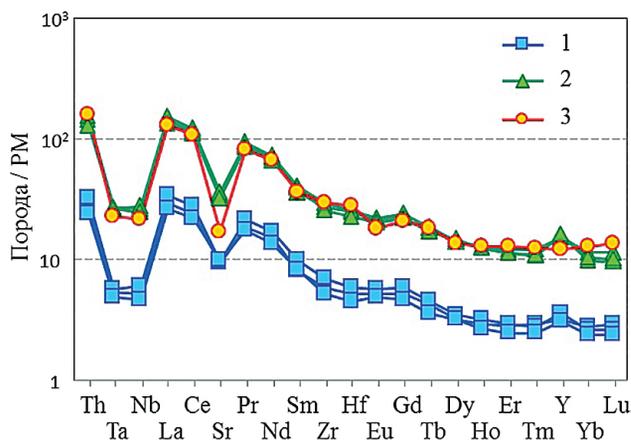
\*Позиция соответствует таковой на рис. 5.

кумулятивных пород, которые отражают характер эволюции исходного расплава в процессе образования пород Малозадойского массива. Модельные расплавы, так же как и комплементарные им кумулятивные породы (рис. 7), демонстрируют слабые вариации величин  $(La/Sm)_n$ ,  $(Nb/Y)_{pm}$  в широком диапазоне значений  $Mg\#$ . Отсутствие влияния процесса кристаллизационной дифференциации на величины  $(La/Sm)_n$ ,  $(Nb/Y)_{pm}$  и  $(Nb/La)_{pm}$  для кумулятов (пород) и модельных расплавов позволяет заключить, что исходный расплав для образования Малозадойского массива имел такие же значения

отношений. Особо следует отметить, что низкое значение  $(Nb/La)_{pm}$ , т.е. наличие Nb-минимума на мультиэлементных спектрах как кумулятов, так и сосуществующих расплавов (рис. 6), можно рассматривать в качестве типоморфной характеристики исходного расплава. Общее накопление несовместимых редких элементов в процессе фракционной кристаллизации позволяет рассматривать их концентрации в наиболее ранних перидотитовых кумулятах в качестве минимальных для исходного расплава. Верхним пределом оценки концентраций в исходном расплаве может служить смесь ранних

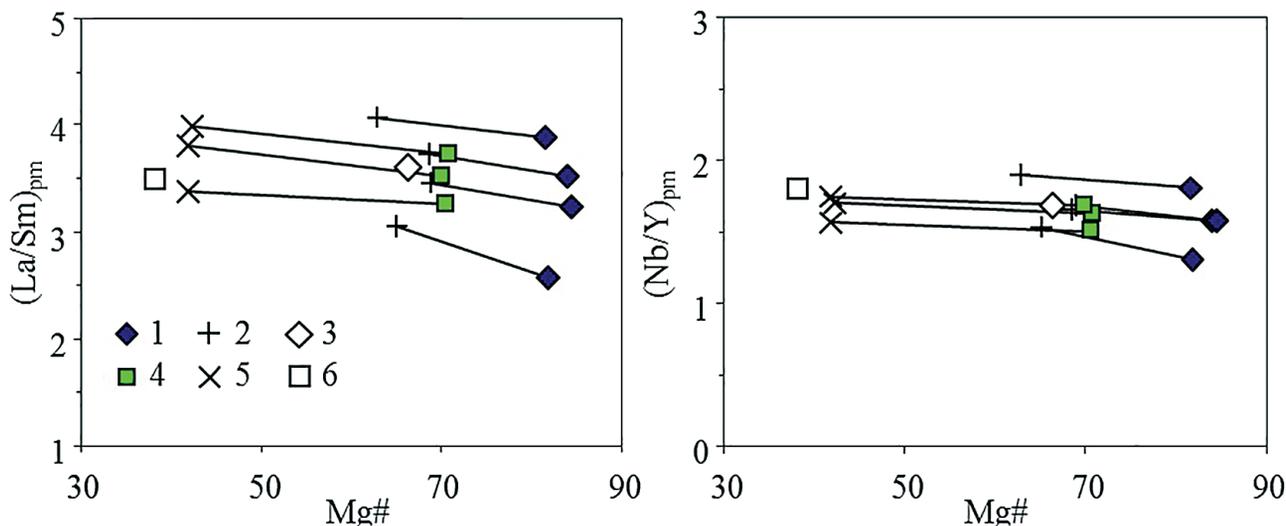
кумулятов и среднего состава сосуществующего с ними расплава в соотношении 70 : 30, что примерно соответствует их отношению при модельной кристаллизации.

**Оценка характера мантийного источника и модель образования исходного расплава.** Индикаторные отношения редких элементов для пород Малозадойского массива, сосуществующих с ними расплавы и предполагаемого исходного расплава позволяют сделать заключение о характере мантийного источника. Значения  $(La/Sm)_{pm}$  и  $(Nb/Y)_{pm}$  находятся в диапазонах 3.1–4.1 и 1.5–1.8 соответственно. Учитывая коэффициенты распределения этих элементов при плавлении мантийных перидотитов  $D_{La} < D_{Sm}$  и  $D_{Nb} < D_{Y}$ , величины рассматриваемых отношений могут возрастать в расплаве в сравнении с мантийным источником. Модельные расчеты показывают (Туркина и др., 2022, табл. 5), что при плавлении примитивно-мантийного источника (PM) величины  $(La/Sm)_{pm}$  и  $(Nb/Y)_{pm}$  увеличиваются до 1.3–1.0 и 1.7–1.0 соответственно при степени плавления 10–20% и резко возрастают только при уменьшении количества расплава. Исходя из указанных значений отношений для пород Малозадойского массива их источник был существенно обогащен в отношении легких РЗЭ и слабо обогащенным до близкого к PM в случае  $(Nb/Y)_{pm}$ . Поскольку плавление мантийных перидотитов не сопровождается изменением  $(Nb/La)_{pm}$ , то крайне низкие значения  $(Nb/La)_{pm}$  для пород Малозадойского массива (0.12–0.19) указывают на мантийный источник, деплетированный Nb относительно Th и легких РЗЭ, т.е. имеющий Nb-минимум. Крайне низкие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  пород



**Рис. 6.** Содержания редких элементов в монцогабброритах Малозадойского массива и их модельных расплавах. 1 – валовый состав монцогабброноритов; 2 – равновесные расплавы кумулятов монцогабброноритов при  $T = 1022^\circ\text{C}$ ; 3 – расплав камеры при  $T = 1022^\circ\text{C}$ .

Малозадойского массива не могут быть объяснены контаминацией коровым материалом, поскольку требуют большого вклада этого компонента, как это показано, например, для ультрабазит-базитовой ассоциации Довыренского массива, обладающей  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-15.4$  до  $-13.4$  (Арискин и др., 2015). Следовательно, наиболее вероятным для пород Малозадойского массива является долгоживущий обогащенный мантийный источник. Вместе с тем, поскольку неархейские базиты Иркутского блока



**Рис. 7.** Соотношение Mg# и индикаторных отношений в породах (кумулятах) Малозадойского массива и сосуществующих расплавах. 1 и 2 – плагиоперидотиты и оливиновые габбронориты (1) и равновесные с ними расплавы (2), 3 – средний состав равновесного расплава при температуре  $T = 1177^\circ\text{C}$ ; 4 и 5 – габбронориты (4) и равновесные с ними расплавы (5), 6 – состав расплава в камере при температуре  $T = 1022^\circ\text{C}$ . Линиями соединены составы пород и равновесных с ними модельных расплавов.

имеют положительные  $\varepsilon_{Nd}(T)$  (Туркина, 2023), т.е. архейская субконтинентальная мантия этого времени имела деплетированный характер, образование обогащенного мантийного источника для габброноритов произошло во временном диапазоне от неоархея до палеопротерозоя.

Установленные характеристики пород Малозадойского массива и их предполагаемого исходного расплава, включающие обогащение легкими РЗЭ и Th и деплетирование Nb, являются типичными для мафических магм, образующихся в субдукционных обстановках или из мантийного субстрата, модифицированного в надсубдукционных условиях под действием кислого расплава/флюида (Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012). Учитывая образование пород Малозадойского массива на рубеже 1.86 млрд лет (Мехоношин и др., 2016) субсинхронно с другими проявлениями базитового и гранитоидного магматизма в условиях постколлизийного растяжения (Туркина и др., 2023), изменение их мантийного источника, вероятно, было связано с предшествующими субдукционными процессами, которые произошли на юго-западе Сибирского кратона в неоархейское время 2.7 млрд лет и привели к образованию протолитов мафических гранулитов Иркутского блока (Turkina et al., 2012; Туркина, 2023).

В пользу метасоматоза мантийного источника под действием расплава, а не флюида свидетельствует сильное обогащение пород Малозадойского массива Th и легкими РЗЭ, которые относительно немобильны в водном флюиде, но имеют высокие концентрации в кислом расплаве. Метасоматическое изменение мантийных перидотитов под влиянием кислого расплава, образующегося при плавлении пород (терригенных осадков и базальтов), погружающейся в зоне субдукции океанической плиты рассмотрено в ряде экспериментальных работ применительно к образованию мантийных источников внутриплитных базальтов (Yaxley, Green, 1998; Rapp et al., 2008; Mallik, Dasgupta, 2012). Взаимодействие кислого/среднего расплава с перидотитами приводит к увеличению в них доли ортопироксена и уменьшению оливина, вплоть до полного исчезновения последнего при доле расплава более 50% (Yaxley, Green, 1998; Rapp et al., 2008; Mallik, Dasgupta, 2012). Последовательное взаимодействие и израсходование расплава сохраняет в целом лерцолитовый парагенезис, который при наличии теплового источника подвергается плавлению с образованием базальтового расплава. Изменение соотношения оливина и ортопироксена в плавящемся субстрате не оказывает влияния на суммарный коэффициент распределения реститовых фаз, поскольку последний определяется, главным образом, клинопироксеном и гранатом в случае плавления при  $P \geq 25$  кбар. Менее эффективное обогащение перидотитового

источника возможно при добавке материала океанического базальта. При плавлении смеси перидотит + базальт в рестите сохраняется перидотитовая минеральная ассоциация при доле базальта до 50% (Yaxley, 2000), а изменение химического состава такого мантийного источника отвечает его фертилизации без существенного обогащения наиболее некогерентными редкими элементами. Напротив, взаимодействие перидотитов с кислым/средним расплавом из пород океанической коры формирует источник, редкоэлементный и изотопный состав которого определяется соотношением реагирующих компонентов (Yaxley, Green, 1998).

Таким образом, в модели образования исходного расплава для пород Малозадойского массива предполагается плавление лерцолитового источника, сформированного в результате смешения деплетированных мантийных перидотитов и кислого расплава из базальтов или терригенных осадков. Использование в модели исходно деплетированных перидотитов обусловлено двумя обстоятельствами. Во-первых, в отличие от пород Малозадойского массива предшествующие им неоархейские метабазиты (мафические гранулиты) Иркутского блока характеризуются положительными  $\varepsilon_{Nd}(T)$  от +3.9 до +0.5 (Туркина, 2023), так же как и мезо-неоархейские метабазиты других блоков Шарыжалгайского выступа (Туркина и др., 2022), следовательно субконтинентальная литосферная мантия юго-запада Сибирского кратона представляла собой долгоживущий изотопно-деплетированный резервуар. Во-вторых, породы Малозадойского массива и их предполагаемые исходные расплавы имеют низкие концентрации Nb. Поскольку взаимодействие перидотитов с кислым расплавом и последующее плавление этой смеси сопровождается только ростом содержания Nb в расплаве, то это накладывает ограничение на оценку концентраций редких элементов в перидотитовом источнике. Предполагаемый исходный деплетированный мантийный источник, параметры которого и условия генерации расплава приведены в табл. 5, позволяет получить концентрации Nb, отвечающие породам Малозадойского массива (рис. 8).

В качестве метасоматизирующего агента рассматривались кислые расплавы, полученные из базальтов и терригенных осадков субдуцирующей плиты (табл. 6). Состав базальтового источника отвечает породам с содержанием редких элементов 10 хондритовых уровней, что типично для архейских толеитовых базальтов зеленокаменных поясов. Расплав из таких базальтов близок по составу к архейским породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций (Martin, 1994), которые рассматриваются как продукт плавления архейских толеитовых базальтов (табл. 6). Для терригенных осадков приняты концентрации редких элементов, соответствующие среднему составу глинистых

Таблица 5. Модель плавления деплетированной мантии

Элементы	DM	K <sub>d</sub>				Cl <sub>DM</sub> 0.15
		Ol	Opх	Cpx	Grt	
Th	0.015	0.00025	0.0005	0.007	0.0014	0.10
Nb	0.225	0.00007	0.0013	0.00365	0.0538	1.5
La	0.285	0.0001	0.0008	0.043	0.00235	1.9
Ce	0.825	0.00055	0.0016	0.0875	0.00895	5.6
Nd	0.87	0.00175	0.0056	0.235	0.085	5.9
Sm	0.36	0.0015	0.015	0.405	0.435	2.3
Zr	9	0.0005	0.01775	0.1975	0.365	54.9
Ti	1000	0.015	0.082	0.3955	0.16	5920
Gd	0.54	0.0029	0.034	0.52	1.28	2.9
Tb	0.105	0.0025	0.054	0.61	2.1	0.5
Y	4.995	0.0015	0.095	0.67	6	16.8
Yb	0.555	0.05	0.22	0.71	6.3	1.3
Lu	0.079	0.0325	0.22	0.58	6.85	0.18

Примечание. Концентрация в модельном расплаве (Cl) при степени плавления 15%. DM – состав деплетированной мантии. Коэффициенты распределения (K<sub>d</sub>) Ol, Opх, Cpx, Grt из (Humbert et al., 2020). Соотношения фаз при немодальном плавлении гранатового перидотита: в источнике – Ol (0.66), Opх (0.2), Cpx (0.09), Grt (0.05), при образовании расплава – Ol (0.16), Opх (0.12), Cpx (0.8), Grt (0.15), по (Jourdan et al., 2007). Использовано уравнение:  $Cl/C_0 = 1/D(1 - PF/D)^{1/P-1}$ , где концентрации в расплаве (Cl) и источнике (C<sub>0</sub>), валовые коэффициенты распределения исходных фаз (D) и плавящихся фаз (P), F – степень плавления.

сланцев архея (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Принятые параметры модели плавления приведены в табл. 6. Состав обогащенных мантийных перидотитов, модифицированных под действием двух типов кислых расплавов, а также образованных в результате их плавления мафических расплавов даны в табл. 7 и на рис. 9.

Обе модели показывают принципиальную возможность получения мафических расплавов, отвечающих предполагаемым исходным для пород Малозадойского массива. Лучше всего сходимость получена для плавления перидотитов, преобразованных под действием кислого расплава из базитового источника. Поскольку терригенные осадки обладают более высоким содержанием некогерентных редких элементов, необходимый уровень концентраций достигается при меньшем вкладе кислого расплава (3%), чем для варианта образования расплава из базитового источника (5%). Однако участие кислых расплавов из терригенных осадков приводит к резкому обогащению Th в сравнении с предполагаемым исходным расплавом для габброноритов.

В обоих вариантах модели отмечается заметное расхождение между модельными расплавами и исходными для габброноритов по Ti. Поскольку содержание Ti в кислых расплавах оказывает слабое влияние на таковое в перидотитах источника, то указанное расхождение обусловлено принятой

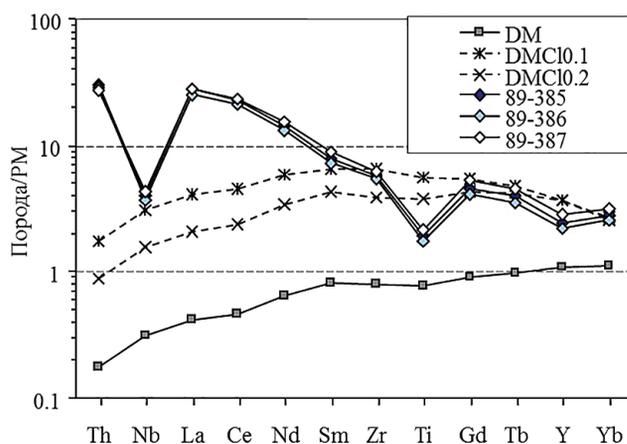


Рис. 8. Мультиэлементные спектры деплетированного мантийного источника (DM) и продуцированных из него расплавов (DMC10.1 и DMC10.2 при степени плавления 10 и 20%) в сравнении с оливиновыми габброноритами Малозадойского массива.

концентрацией для перидотитов, это следует и из различий в концентрации этого элемента в модельных расплавах из деплетированного мантийного источника и предполагаемых исходных расплавов для пород Малозадойского массива, показанных на рис. 8. Возможным объяснением может служить только большая деплетированность

Таблица 6. Модели плавления базальтов и терригенных осадков

Элементы	B	K <sub>d</sub>			Cl <sub>E</sub> 0.1	AR TTG (1)	AS	K <sub>d</sub>				Cl <sub>S</sub> 0.2
		Grт	Cpx	Rt				Pl	Grт	Opx	Rt	
Th	0.8	0.0075	0.104		5.2	6.9	6.3	0.01	0.0075	0.104		28.0
Nb	4.1	0.04	0.007	150	2.8	6.4	9.0	0.05	0.04	0.007	150	6.3
La	4.3	0.028	0.028		34.4	32	20	0.15	0.028	0.028		80.9
Ce	11	0.08	0.059		68.5	56	42	0.15	0.08	0.059		159
Nd	8.2	0.222	0.115		33.6	21.4	20	0.10	0.222	0.115		68.6
Sm	2.4	1.43	0.259		3.06	3.3	4.0	0.05	1.43	0.259		7.28
Zr	57	0.537	0.125	3.7	141	152	120	0.04	0.537	0.125	3.7	323
Ti	7320	2.63	0.473	45	4156	2040	4800	0.01	2.63	0.473	45	4057
Gd	3.4	4.84	0.422		1.56	2.2	3.4	0.05	4.84	0.422		2.69
Tb	0.65	5	0.44		0.29	0.31	0.57	0.07	5	0.44		0.44
Y	25	14.1	0.603		4.27	7.5	18.0	0.025	14.1	0.603		5.72
Yb	2.9	23.3	0.6		0.31	0.55	2.0	0.025	23.3	0.6		0.4
Lu	0.43	24	0.6		0.04	0.12	0.31	0.02	24	0.6		0.06

Примечание. Концентрации в модельных расплавах из базальтов (Cl<sub>E</sub>) и глинистых сланцев (Cl<sub>S</sub>) при степени плавления 10 и 20%. Соотношения фаз при плавлении базальта: Grт (0.43), Cpx (0.56), Rt (0.01); глинистого сланца: Pl (0.30), Grт (0.25), Opx (0.25), Rt (0.01). Источники: B – базальт и AS – средний состав архейских глинистых сланцев. Использовано уравнение:  $Cl = C_0/[D(1 - F) + F]$ , где концентрации в расплаве (Cl) и источнике (C<sub>0</sub>), валовый коэффициент распределения фаз (D), F – степень плавления. AR TTG – средний состав архейских пород тоналит-гранодиоритовой ассоциации (Martin, 1994).

Таблица 7. Модели плавления обогащенных мантийных источников

Элементы	EM <sub>E</sub> 0.05	Cl <sub>E</sub> 0.1	Cl <sub>E</sub> 0.2	EM <sub>S</sub> 0.03	Cl <sub>S</sub> 0.1	Cl <sub>S</sub> 0.2
Th	0.27	2.7	1.4	0.86	8.5	4.3
Nb	0.35	3.4	1.7	0.41	4.0	2.0
La	1.99	19.7	10.1	2.70	26.8	13.7
Ce	4.22	40.1	21.4	5.58	54.7	28.6
Nd	2.51	23.1	13.3	2.90	27.0	15.5
Sm	0.50	3.8	2.6	0.57	4.6	3.1
Zr	15.62	69	56	18.42	151	92
Ti	1158	7590	5380	1092	8080	5450
Gd	0.59	2.6	2.3	0.60	3.8	3.1
Tb	0.11	0.3	0.3	0.11	0.6	0.5
Y	4.96	12	13	5.02	14.9	17.2
Yb	0.54	1.4	1.4	0.55	1.4	1.6
Lu	0.08	0.2	0.2	0.08	0.19	0.22

Примечание. Концентрации в модельных расплавах (Cl) при степени плавления 10 и 20%. Мантийные источники, обогащенные под действием расплава из базита (EM<sub>E</sub>) и глинистого сланца (EM<sub>S</sub>). Цифрами указана доля кислого расплава, участвовавшего в образовании обогащенных источников. Соотношения фаз и коэффициенты распределения см. табл. 5.

перидотитов источника по содержанию Ti. Следует отметить, что гетерогенность состава перидотитов, слагающих субконтинентальную литосферную мантию (СКЛМ), в том числе степень их деплетированности, может быть весьма существенной. В качестве примера можно привести лерцолиты

из ксенолитов, представляющих состав СКЛМ Северо-Атлантического кратона в Шотландии, которые рассматривались в качестве одного из источников долеритов и пикритов из палеопротерозойских даек (Hughes et al., 2014), имеющих несомненное сходство как по степени обогащения

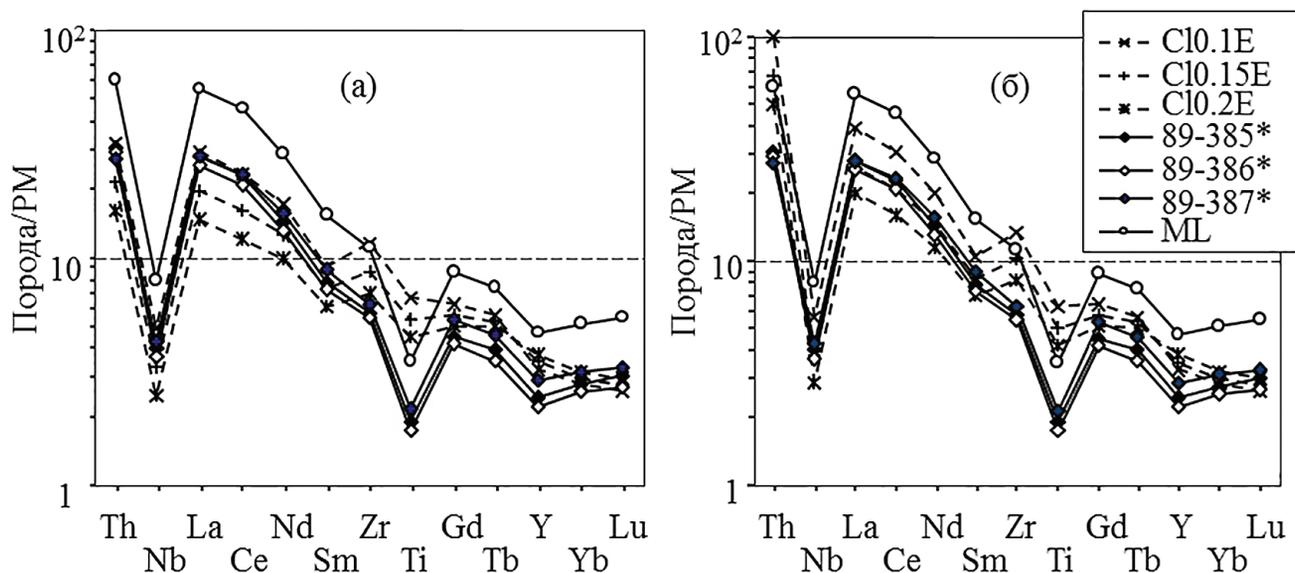


Рис. 9. Мультиэлементные спектры модельных расплавов из обогащенных мантийных перидотитов, образованных при взаимодействии с кислым расплавом из базальтов (а) и терригенных осадков (б) в сравнении с предполагаемыми исходными расплавами для оливиновых габброноритов (образцы 89-385\*, 89-386\*, 89-387\*) и модельным расплавом, равновесным с перидотитами/оливиновыми габброноритами (ML).

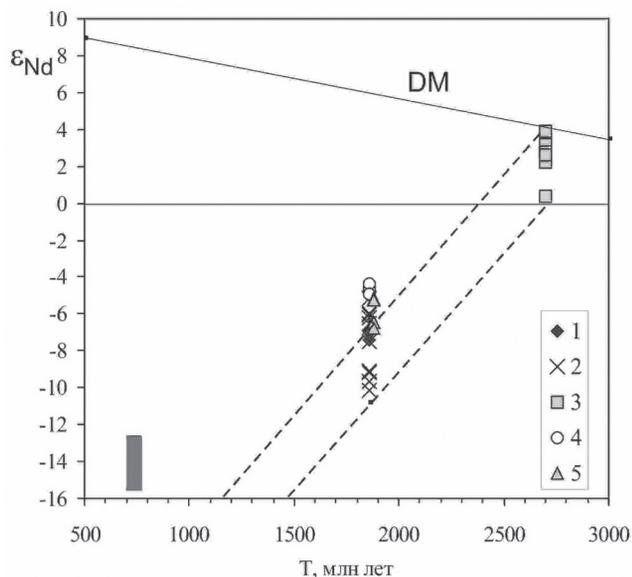
некогерентными элементами, так и наличие отрицательных аномалий по Nb и Ti на мультиэлементных спектрах с породами Малозадойского массива. Шпинелевые лерцитилиты из СКЛМ этого региона имеют содержание  $\text{TiO}_2 = 0.03\text{--}0.06$  мас. %, что существенно ниже принятых для перидотитового источника в нашей модели ( $\text{TiO}_2 = 0.17$  мас. %).

Кроме того, в меньшей степени имеет место расхождение по содержанию Zr, более высокому для модельных расплавов. Поскольку фракционирование Zr между перидотитовым реститом и мафическим расплавом определяется в основном гранатом, можно предположить, что это расхождение обусловлено корректностью имеющихся данных по коэффициенту распределения этого минерала.

В целом представленные расчетные модели воспроизводят главные геохимические черты пород, показывают их применимость для образования исходных расплавов для Малозадойского массива и демонстрируют принципиальную возможность формирования обогащенного источника для палеопротерозойских габброноритов в субконтинентальной литосферной мантии юго-запада Сибирского кратона в результате взаимодействия деплетированных перидотитов с кислым расплавом из базальтов/терригенных осадков субдуцирующей плиты. Наиболее вероятно преобразование мантийных перидотитов под действием кислых расплавов из базитового источника, поскольку расплавы из терригенных осадков, согласно экспериментальным данным (Spandler et al., 2010), характеризуются  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1$ , и следовательно взаимодействие с ними увеличивает содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в мантийном источнике и результирующем

мафическом расплаве, тогда как породы Малозадойского массива имеют низкое содержание  $\text{K}_2\text{O}$ .

Впервые проблема формирования метасоматизированного архейского мантийного источника применительно к неопротерозойским (728 млн лет) ультрабазит-базитам Довыренского массива, имеющим основной диапазон  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от  $-15.4$  до  $-13.4$ , была рассмотрена в работе (Арискин и др., 2015). Архейский обогащенный мантийный источник предполагался для палеопротерозойских (1.88 млрд лет) магнезиальных карбонатитов Селигдарского массива Алданского щита с  $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от  $-6.8$  до  $-5.2$  (Doroshkevich et al., 2018). Для палеопротерозойских базитов Иркутного блока независимая оценка предложенной модели обогащенного источника может быть сделана более детально, используя информацию по изотопному составу мафических гранулитов, магматические протолиты которых имеют неархейский возраст  $\sim 2.7$  млрд лет (Туркина, 2023). Для деплетированного мантийного источника использованы изотопные характеристики для архейских мафических гранулитов ( $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.9$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509330$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.17$ ) и концентрации Nd = 0.9 ppm, Sm = 0.36 ppm, отвечающие модельному деплетированному мантийному источнику. Для кислого расплава из метабазальтового источника приняты значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , аналогичные перидотитам,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1$ , а концентрации Nd = 33 ppm, Sm = 3 ppm, равные расчетным для этого расплава. Для кислого расплава из терригенных осадков использованы изотопные параметры архейские парагенейсов Иркутного блока ( $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2.3$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.509020$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ ) (Туркина и др., 2017), концентрации Nd = 68 ppm



**Рис. 10.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}$ –возраст для раннеархейских мафических ассоциаций южного фланга Сибирского кратона. Иркутский блок Шарыжалгайского выступа: 1 – Малозадойский массив, 2 – габбро-долериты дайковых тел (Туркина, Изох, 2023), 3 – неоархейские мафические гранулиты (Туркина, 2023); Алданский щит: 4 – Чинейский массив (Гонгальский и др., 2008), 5 – магнезиальные карбонаты Селигдарского массива (Doroshkevich et al., 2018). Штриховыми линиями околнута область эволюции изотопного состава Nd обогащенного мантийного источника (пояснения см. в тексте). Для сравнения показаны неопротерозойские ультрабазит-базиты Довыренского массива (синий прямоугольник) (Арискин и др., 2015).

и  $Sm = 7.1$  ppm соответствуют модельному расплаву из пелитового источника. При указанных параметрах в первом случае архейский (2.7 млрд лет) мантийный источник будет характеризоваться  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.509330$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1417$ , и на палеопротерозойское время (1.86 млрд лет) приобретет  $\epsilon_{Nd}(T) = -6.4$ , а во втором – при изотопных параметрах:  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.509113$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.14106$  достигнет  $\epsilon_{Nd}(T) = -10.8$ . Учитывая как изотопный состав пород Малозадойского массива ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-6.9$  до  $-7.4$ ), так и разновозрастных с ним габбро-долеритовых даек Иркутского блока ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-6.1$  до  $-9.6$ ), предлагаемая модель позволяет получить обогащенный мантийный источник с необходимыми изотопными характеристиками в результате метасоматического изменения деплетированных перидотитов субконтинентальной литосферной мантии в неархейское время. Расчетные данные, представленные на рис. 10, показывают, что изотопный состав как палеопротерозойских базитов Малозадойского массива, так и габбро-долеритов большинства дайковых тел отвечает области эволюции изотопного состава неархейского

обогащенного мантийного источника Иркутского блока при использованных параметрах модели. В то же время базиты Чинейского массива (Гонгальский и др., 2008) и некоторые магнезиальные карбонаты Селигдарского массива (Doroshkevich et al., 2018) на Алданском щите, так же как и часть габбро-долеритов в Иркутском блоке, имеют более радиогенный изотопный состав Nd, что предполагает либо меньший вклад кислого расплава в метасоматическое изменение мантийных перидотитов, либо участие деплетированного астеносферного материала в их генезисе. Более значительно от области эволюции неархейской обогащенной мантии отклоняются неопротерозойские базит-ультрабазиты Довыренского массива (Арискин и др., 2015), что может быть следствием участия в их образовании, кроме обогащенной субконтинентальной мантии, также и деплетированного астеносферного источника. В целом сделанная оценка позволяет предполагать сходные процессы формирования обогащенной субконтинентальной литосферной мантии вдоль южного фланга Сибирского кратона в результате метасоматоза в архейское время.

## ВЫВОДЫ

Полученные результаты и их анализ позволяют сделать следующие выводы о генезисе Малозадойского массива.

Ассоциация плагиоперидотитов-габброноритов Малозадойского массива была образована в результате кристаллизационной дифференциации одного исходного расплава на различных стадиях его фракционирования.

Геохимические и изотопные характеристики пород Малозадойского массива и их вероятного исходного расплава свидетельствуют о формировании из обогащенного мантийного источника – субконтинентальной литосферной мантии юга-запада Сибирского кратона.

Формирование палеопротерозойского обогащенного мантийного источника могло быть результатом метасоматического преобразования деплетированной мантийной литосферы под действием кислых расплавов из пород субдуцирующей океанической плиты (базальтов и/или терригенных осадков). Согласно изотопному составу пород Малозадойского массива, оно могло быть связано с предшествующими неархейскими субдукционными процессами.

*Благодарности.* Авторы признательны А.А. Арискину и А.Э. Изоху, чьи конструктивные замечания позволили заметно улучшить рукопись.

*Источники финансирования.* Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044–2). Моделирование мантийных источников выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А. и др. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221. <https://doi.org/10.7868/S0016752518030019>
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
- Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60.
- Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. № 4. С. 488–508.
- Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э. и др. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 308–326.
- Мехоношин А.С., Эрст Р.Э., Седерлунд У. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Туркина О.М. Раннедокембрийская эволюция коры Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных данных // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 2. С. 163–182.
- Туркина О.М. Вариации редкоэлементного и изотопного состава неорархейских мафических гранулитов юго-запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации // Петрология. 2023. Т. 31. № 2. С. 182–201.
- Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 10. С. 1369–1391.
- Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 122–137.
- Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1281–1297.
- Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю. Состав и изотопные параметры metabasalts и габброидов Олотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирского кратона) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 520–544.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П., Родионов В.П. Палеопротерозойские шошонитовые мафические ассоциации Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст и условия образования циркона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 808–822.
- Федотов Ж.А. Роль общей конвекции расплава в образовании скрытой расслоенности кратонных интрузивных комплексов // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 205–224.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В. и др. Кристаллизационный механизм формирования расслоенности пластовых интрузивов // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 3. С. 257–274.
- Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Antoshechkina P.M., Asimow P.D. AlphaMELTS3.0 and the MAGMA website: educational and research tools for studying the petrology and geochemistry of plate margins // Abstract ED41B-0644 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 2010. 13–17 Dec. <https://www.researchgate.net/publication/252442540>
- Asimow P.D., Ghiorso M.S. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // Amer. Mineral. 1998. V. 83. P. 1127–1131.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry, Amsterdam. 1984. P. 63–114.
- Ciborowski T.J.R., Kerr A.C., McDonald I. et al. The geochemistry and petrogenesis of the Paleoproterozoic du Chef dyke swarm, Québec, Canada // Precamb. Res. 2014. V. 250. P. 151–166.
- Ciborowski T.J.R., Minifie M.J., Kerr A.C. et al. A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // Precamb. Res. 2017. V. 294. P. 189–213.
- Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q07021, doi:10.1029/2011GC003516.
- Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E. et al. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesite-carbonates (South Yakutia, Russia): insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 154. P. 354–368.
- Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 197–212.
- Herzberg C., Asimow P.D. PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. № 2. P. 563–578.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.

Hughes H.S.R., McDonald J., Goodenough K.M. et al. Enriched lithospheric mantle keel below the Scottish margin of the North Atlantic Craton: evidence from the Palaeoproterozoic Scourie Dyke Swarm and mantle xenoliths // *Precamb. Res.* 2014. V. 250. P. 97–126. doi: 10.1016/j.precamres.2014.05.026

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.

Jourdan F., Bertrand H., Scharer U. et al. Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large igneous Province, Botswana – Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution // *J. Petrol.* 2007. V. 46. P. 1043–1077.

doi:10.1093/petrology/egm010

Mallik A., Dasgupta R. Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 329. doi: 10.1016/j.epsl.2012.02.007

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.

Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Eds. H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*: Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1993. V. 76. P. 373–403.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.* 2005. V. 136. P. 353–368.

Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M. Continent Formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt-rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids) // *J. Petrol.* 2008. V. 51. № 6. P. 1237–1266.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // *Phil. Trans. Royal Soc. London*. 1991. A 335. P. 377–392.

Spandler C., Yaxley G., Green D.H., Scott D. Experimental phase and melting relations of metapelites in the upper mantle: implications for petrogenesis of intraplate magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 569–589.

Straub S.M., Zellmer G.F. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 495–516.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP-II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.

Yaxley G.M. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 326–338.

Yaxley G.M., Green D.H. Reactions between eclogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // *Schweiz Mineral. Petrograph. Mitt.* 1998. V. 78. P. 243–255.

## Malyi Zadoi Peridotite-Gabbonorite Massif: Computational Modeling of Crystallization and Evaluation of Indicator Geochemical Parameters of Parental Melt

A. V. Lavrenchuk<sup>1</sup>, D. P. Gladkochub<sup>2</sup>, O. M. Turkina<sup>1</sup>, A. S. Mekhonoshin<sup>3</sup>, Ya. Yu. Shelepov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

Model calculations have been used to estimate the compositions of melts during the fractional crystallization corresponding to the formation of the Malyi Zadoi massif, which is located in the Irkut block of the Sharyzhalgai uplift in the southwest of the Siberian craton. It is shown that the gabbonorites of the massif are comagmatic to plagioperidotites and olivine gabbonorites. The obtained estimates of the composition of the model melts are used to characterize the composition of the mantle source for parental melt. Based on the obtained geochemical characteristics, it is assumed that the parental melt of the Malyi Zadoi massif was formed by the melting of an enriched source, which is confirmed by isotope data. A possible source of parental melt could be the depleted lithospheric mantle metasomatized by felsic melts from the rocks of the subducting oceanic plate.

*Keywords:* gabbonorite, plagioperidotite, fractional crystallization, parental melt, mantle source