

ИЗОТОПНЫЙ Lu–Hf СОСТАВ ЦИРКОНА И ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА)

О.М. Туркина¹, Н.С. Прияткина²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² NSW Institute of Frontiers Geoscience, Newcastle, Australia

Представлены данные по геохимии, Nd изотопному составу, U–Pb возрасту и Lu–Hf изотопной характеристике циркона из палеопротерозойских гранитов Бирюсинского блока (ЮЗ Сибирского кратона). Лейкограниты Топорокского массива (1,88 млрд лет) обладают невысокими концентрациями Rb, Th, легких РЗЭ и HFSE и соответствуют высокодифференцированным калиевым гранитам I-типа. Гранодиорит-граниты Подпорогского массива (1,75 млрд лет) обогащены легкими РЗЭ, Th и HFSE, что определяет их принадлежность к A-типу. Цирконы из лейкогранитов имеют ϵ_{Hf} (+3,0 до +0,8) и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 2,3\text{--}2,5$ млрд лет, что предполагает образование Топорокского массива путем плавления ювенильной палеопротерозойской коры. Напротив, изотопные параметры цирконов (ϵ_{Hf} –3,9 до –3,0) и гранитоидов (ϵ_{Nd} –4,8 и –5,3) Подпорогского массива указывают на доминирующий вклад архейского источника, подобного гнейсам Бирюсинского блока.

Ключевые слова: гранитоиды, циркон, Lu–Hf изотопный состав, источники расплава.

Введение

Палеопротерозойские гранитоиды широко распространены в выступах архейского фундамента (Шарыжалгайский, Бирюсинский и Ангаро-Канский) на юго-западе Сибирской платформы. Образование основного объема гранитоидов во всех выступлениях архейского фундамента произошло в узком временном диапазоне (1,87–1,86 млрд лет), немногочисленные массивы более поздних (1,75 млрд лет) гранитов установлены только в Ангаро-Канском и Бирюсинском блоках [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2005; 2014; Туркина, Ножкин, Баянова, 2006; Ножкин, Туркина, Баянова, 2009]. Палеопротерозойские гранитоиды характеризуются разнообразием состава и редкоэлементных характеристик, что определяет их принадлежность к разным петролого-геохимическим типам, включающим I-, A- и S-граниты. Гранитообразование было связано с палеопротерозойской коллизией блоков раннедокембрийской коры, что обусловило изотопную специфику пород. Исследованные к настоящему времени гранитоиды юго-запада Сибирского кратона характеризуются модельным Nd возрастом $\geq 2,5$ млрд лет и отрицательными ϵ_{Nd} , что отражает доминирующий вклад в гранитообразование долгоживущих коровых источников [Донская и др., 2005; 2014; Туркина, Ножкин, Баянова, 2006; Ножкин, Туркина, Баянова, 2009]. Вместе с тем широкий диапазон величин ϵ_{Nd} (от –13 до –3) и $T_{\text{Nd}}^{\text{C}}(\text{DM})$ для гранитов дает свидетельства участия в плавлении источников с различной коровой предысторией [Туркина, 2014]. Одним из индикаторов генезиса и источников расплава для гранитоидов является изотопный Lu–Hf состав циркона [Griffin et al., 2002; Kurhila, Andersen, Råmo,

2010; Villaseca, Orejana, Belousova, 2012 и др.]. Первые результаты изучения изотопного Lu–Hf состава магматического циркона из палеопротерозойских гранитов юго-запада Сибирского кратона выявили среди них породы с контрастными изотопными характеристиками. Магматические цирконы из гранитов в северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Шумихинский и Аларский массивы) характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Hf} , что согласуется с представлением о доминировании древних коровых источников и подтверждается наличием в гранитах архейских унаследованных ядер циркона [Туркина, Капитонов, 2017]. Напротив, в Бирюсинском блоке установлены лейкограниты с положительными величинами ϵ_{Hf} , в образовании которых участвовали ювенильные источники [Туркина, Прияткина, 2015].

Настоящая работа представляет геохимическую характеристику пород и данные о возрасте и изотопном Lu–Hf составе циркона из палеопротерозойских гранитоидов двух массивов в Бирюсинском блоке юго-западной части Сибирского кратона с целью оценки потенциальных источников расплава.

Методы исследования

Содержание главных и редких элементов в породах определено в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН методами РФА и ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. U–Pb возраст циркона определен методом LA-ICP-MS в Университете Ньюкастла (Австралия) с использованием лазерной системы NWR UP-213 Nd:YAG и масс-спектрометра Agilent 7700x

ICP-MS. Изотопный Lu–Hf состав цирконов определен в тех же точках, где производилось датирование, методом LA ICP-MS в Аналитическом центре Университета Джеймс Кук (Таунсвилл, Австралия) (193 нм ArF лазер GeoLas и мультиколлекторный масс-спектрометр Thermo Scientific Neptune). Процедура анализа детально описана в работе [Kemp et al., 2009]. При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1,867 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$. Для расчета ϵ_{Hf} использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282772$. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008] и рассчитан по двухстадийной модели ($T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$) с использованием среднечорной величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$.

Геологическое положение и состав гранитоидов

Бирюсинский краевой выступ фундамента Сибирской платформы располагается на северо-западном продолжении Шарыжалгайского блока. Эти блоки разделены Урикско-Ийским грабеном, выполненным нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Северо-восточной границей Бирюсинского блока является зона Присяянского разлома, отделяющая его от субплатформенных отложений позднего докембрия Присяянского прогиба (карагасская и оселочная серии). На северо-востоке Бирюсинский блок перекрыт нижнепротерозойскими метаосадочно-вулканогенными отложениями Елашского грабена, представляющими аналоги сублукской серии в Урикско-Ийском грабене. С юго-запада Бирюсинский блок тектонически перекрыт раннепротерозойским метаосадочным комплексом Туманшетского прогиба (неройская серия) [Дмитриева, Ножкин, 2012].

Структуры Бирюсинского блока обнажены в серии линейно вытянутых выступов – поднятий, ограниченных разломами северо-западного простирания и сложенных гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами хайламинской серии. В составе хайламинской серии преобладают биотитовые, гранат-биотитовые, реже амфиболовые и глиноземистые парагнейсы с редкими горизонтами метабазитов. Эти породы метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации, время метаморфизма оценивается ~1,9 млрд лет [Туркина, Ножкин, Баянова, 2006]. Данные о возрасте протолитов метаморфических пород хайламинской серии отсутствуют. В пользу их раннедокембрийского возраста свидетельствуют только значения модельного Nd возраста гнейсов – $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,6\text{--}2,8$ млрд лет [Туркина, Ножкин, Баянова, 2006]. Елашский грабен выполнен метатерригенными породами и метавулканитами, представ-

ленными ассоциацией базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, возраст которых составляет 1872–1874 млн лет [Донская и др., 2016].

Палеопротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока развиты преимущественно в структурах поднятий, сложенных породами хайламинской серии, реже среди метавулканогенно-осадочных отложений Елашского грабена. Массивы имеют интрузивные контакты с вмещающими породами и по своему структурному положению являются постскладчатыми или посткинematическими. В Бирюсинском блоке проявлены два этапа гранитообразования. К первому этапу (1,87–1,86 млрд лет) относится формирование основного объема гранитоидов, включающих тоналиты Подпорогского и кварцевые диориты-монцодиориты Удинского массивов (I-тип), двуслюдяные лейкограниты Бирюсинского массива (S-тип) и субщелочные гранитоиды Барбитайского массива (A-тип) [Левицкий и др., 2002; Туркина, Ножкин, Баянова, 2006; Донская и др., 2014]. Второму этапу (1,75 млрд лет) отвечает внедрение калиевых гранитов Подпорогского массива.

Топорокский массив (~21 км²) представляет северо-западную часть крупного Тенешетского гранитоидного батолита (75 км²) в Елашском грабене. Тенешетский батолит вытянут в северо-западном направлении и располагается в междуречье Бирюсы и Тагула. Топорокский массив локализован в верховьях рч. Ердей и Тенешет (притоки р. Бирюса) и рч. Топорок (приток р. Тагул). Тенешетский батолит сложен амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами, которые прорываются лейкократовыми гранитами Топорокского интрузива. Вмещающими породами в непосредственном контакте с лейкогранитами являются двуслюдяные и подчиненные амфиболовые сланцы.

Топорокский массив сложен розовыми мелко-среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Среди полевых шпатов доминирует плагиоклаз, содержание калиевого полевого шпата – микроклин-пертита – не превышает 20–25%. Биотит (5–10%) образует гнездообразные скопления мелких чешуй, замещенных хлоритом и мусковитом. Акцессорные минералы включают сфен, ильменит и ортит, приуроченные к скоплениям биотита, а также циркон, флюорит и пирит.

Подпорогский массив располагается на крайнем северо-западе Бирюсинского блока. С северо-востока и юго-запада он ограничен зонами региональных разломов, отделяющих гранитоиды от нижнепротерозойских и позднепротерозойских отложений Туманшетского и Присяянского прогибов соответственно. Серые или розово-серые крупнозернистые порфирированные микроклиновые граниты и гранодиориты составляют основной объем массива. Биотитовыми тоналитами сложена тектоническая

пластина с видимой мощностью ~ 4–5 км, обнажающаяся вдоль северо-восточной границы массива.

Порфириновые биотитовые граниты и гранодиориты сложены кислым плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом. Порфиновые выделения образованы микроклином-пертитом. Содержание биотита с повышенной железистостью не превышает

10%. Главные акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном, апатитом и цирконом. Породы эндоконтактовой зоны массива – биотитовые гнейсограниты – отличаются прежде всего отчетливой гнейсовидностью, пониженным содержанием калиевого полевого шпата и повышенным – биотита (10–15%).

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в гранитоидах Топорокского и Подпорогского массивов

Table 1

Contents of major (wt %) and trace (ppm) elements in granitoids of Toporok and Podporog massifs

Образец № п/п	1-16	2-16	3-16	4-16	7-16	8-16	5-16	6-16	18-00	16-00	14-00	17-00	13-00	19-00
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	73,61	73,75	73,56	73,63	75,28	74,12	75,03	75,28	67,31	69,06	69,43	70,3	71,14	67,84
TiO ₂	0,14	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,83	0,78	0,618	0,565	0,56	0,928
Al ₂ O ₃	12,74	12,79	12,88	12,64	12,74	12,84	12,55	12,40	13,55	13,24	13,71	12,86	12,83	13,1
Fe ₂ O ₃ *	2,43	2,61	2,34	2,40	2,57	2,54	2,47	2,49	6,18	5,55	5,05	5,24	5,08	6,58
MnO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,07	0,03	0,06	0,05	0,05	0,07
MgO	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,09	0,09	0,84	0,91	0,73	0,81	0,58	0,87
CaO	0,97	0,94	1,48	1,40	0,69	0,67	0,56	0,58	2,65	2,10	1,86	1,56	1,39	2,6
Na ₂ O	3,48	3,72	3,69	3,75	3,59	3,49	3,50	3,54	2,62	2,02	2,37	2,38	2,06	1,86
K ₂ O	4,67	4,51	4,54	4,48	4,54	4,71	4,53	4,49	5,32	5,29	5,9	5,7	5,75	4,44
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,201	0,15	0,13	0,12	0,10	0,23
П,п,п,	0,99	0,56	0,51	0,64	0,54	0,53	0,38	0,31	0,3	0,63	0,12	0,2	0,31	0,46
СУММА	99,3	99,3	99,4	99,4	100,4	99,4	99,4	99,5	99,9	100,0	100,1	99,9	100,0	99,0
Th	18,7	17,8	18,7	15,9	19,4	17,5	23	13,4	36	42	37	52	36	38
U	3,7	2,2	3,2	3,4	3,1	3,1	3,3	3,0	1,9	2,3	1,64	2,7	2,2	2,4
Rb	192	169	169	176	188	198	179	183	243	201	281	290	247	254
Ba	930	874	901	896	851	1 021	870	912	832	820	657	623	639	740
Sr	74	79	77	78	76	86	85	81	91	95	79	69	68	91
La	62	72	51	48	52	52	12,5	25	94	110	97	98	84	113
Ce	114	128	101	96	100	110	57	68	178	188	173	189	152	202
Pr	13,7	16,3	11,8	11,2	12,2	12,0	3,2	5,8	20	22	19,3	21	17,0	24
Nd	49	57	43	42	44	42	11,5	20	69	74	65	70	56	86
Sm	9,2	11,0	8,1	7,6	8,2	7,6	2,5	3,7	13,9	14,8	12,3	13,2	11,3	16,8
Eu	1,42	1,56	1,31	1,20	1,29	1,09	0,52	0,81	1,24	1,15	0,90	0,90	0,90	1,25
Gd	9,2	10,1	8,1	7,7	8,8	7,0	2,5	3,8	11,8	12,6	10,5	10,9	9,7	14,6
Tb	1,26	1,45	1,23	1,16	1,32	1,05	0,54	0,64	1,72	2,0	1,53	1,72	1,56	2,3
Dy	7,8	8,6	6,9	7,2	7,9	6,4	4,0	4,1	9,9	11,4	8,5	9,6	8,9	12,5
Ho	1,61	1,64	1,40	1,48	1,62	1,33	0,87	0,88	1,99	2,3	1,80	1,96	1,83	2,5
Er	4,6	4,6	4,2	4,4	4,9	3,6	2,8	2,7	5,8	6,4	5,0	5,7	5,2	7,3
Tm	0,72	0,67	0,62	0,65	0,70	0,57	0,48	0,48	0,89	0,99	0,72	0,80	0,79	1,08
Yb	4,4	4,3	3,8	3,9	4,7	3,6	3,1	3,1	5,6	6,3	4,7	5,0	4,8	6,6
Lu	0,64	0,60	0,55	0,60	0,68	0,52	0,45	0,45	0,81	0,90	0,70	0,70	0,72	1,00
Zr	263	235	256	268	290	280	262	254	473	469	375	416	442	520
Hf	7,3	6,5	7,1	7,1	8,0	7,3	7,1	6,7	12,7	12,9	12,0	11,5	12,2	14,0
Ta	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,1	1,2	1,2	1,4	1,5	1,3	1,2	1,2	1,7
Nb	16,8	15,6	16,0	16,9	18,3	16,3	15,6	15,2	21,5	21,8	19,2	19,7	17,2	26,7
Y	50	52	42	45	55	39	26	26	56	64	52	54	52	70
(La/Yb) _n	9,5	11,4	9,1	8,2	7,6	9,7	9,5	11,4	11,4	11,8	13,9	13,3	11,8	11,5
Eu/Eu*	0,47	0,44	0,49	0,47	0,46	0,45	0,47	0,44	0,29	0,25	0,24	0,22	0,26	0,24
T, °C	807	796	795	799	822	819	815	810	838	859	832	844	859	871

Примечание. Fe₂O₃* – общее железо. T°C – температура по насыщению цирконом по: [Watson, Harrison, 1983]. 1–8 – Топорокский массив, 9–14 – Подпорогский массив.

Геохимия и изотопный Nd состав гранитоидов

Породы Топорокского массива (SiO₂ от 73,6 до 75,3%) по составу отвечают металаюминиевым – слабопералаюминиевым (A/CNK = 0,9–1,08) и высокожелезистым (Fe*/Fe*+Mg = 0,94–0,96) лейкогра-

нитам (табл. 1, рис. 1). Лейкограниты имеют невысокое содержание K₂O, что определяет их принадлежность к щелочно-известковым разностям, относительно обеднены Rb (170–200 ppm), но обогащены Ba (850–1200 ppm). Породы характеризуются пониженным содержанием Th (13–23 ppm), высоко-

зарядных элементов, особенно Zr (240–290 ppm) и легких редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно гранитов Подпорожского массива. Редкоземельные спектры умеренно фракционированные $(La/Yb)_n = 7,6–11,4$, с отчетливым европиевым минимумом ($Eu/Eu^* = 0,44–0,49$) (рис. 2, *a*). Для двух образцов с наиболее высоким содержанием SiO_2 установлены деплетирование легкими и средними лантаноидами, появление Се максимума и «сглаживание» европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0,63–0,65$) при пониженном содержании Eu, что по-видимому связано с фракционной кристаллизацией. На мультиэлементных спектрах лейкогранитов резко проявлены минимумы по

Nb, Sr, P и Ti, что обусловлено фракционированием исходного расплава или отражает низкую степень плавления источника (рис. 3, *a*). Пониженное содержание высокочarged элементов и легких РЗЭ позволяет отнести лейкограниты Топорожского массива к дифференцированным I-гранитам, высокая железистость которых обусловлена фракционной кристаллизацией. Температуры кристаллизации гранитов, рассчитанные по насыщению цирконием с использованием термометра [Watson, Harrison, 1983], составляют 790–820°C (см. табл. 1) и в отсутствии унаследованных ядер циркона служат минимальной оценкой температур образования расплава.

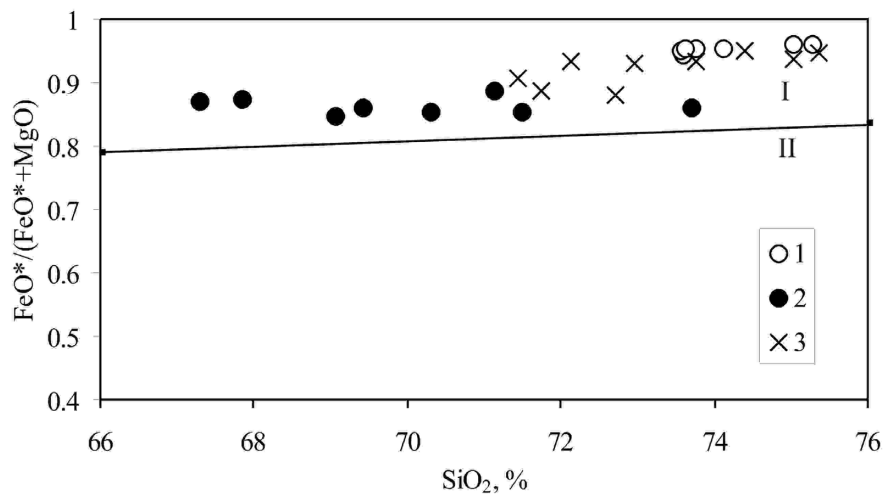


Рис. 1. Диграмма $SiO_2 - FeO^*/(FeO^* + MgO)$ для гранитоидов

1 – Топорожский массив; 2 – Подпорожский массив; 3 – расплавы, экспериментально полученные при плавлении гранодиоритов [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006]

Fig. 1. $SiO_2 - FeO^*/(FeO^* + MgO)$ diagram for granitoids

1 – Toporok and 2 – Podporog massifs; 3 – melts, which were experimentally obtained by granodiorite melting [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006]

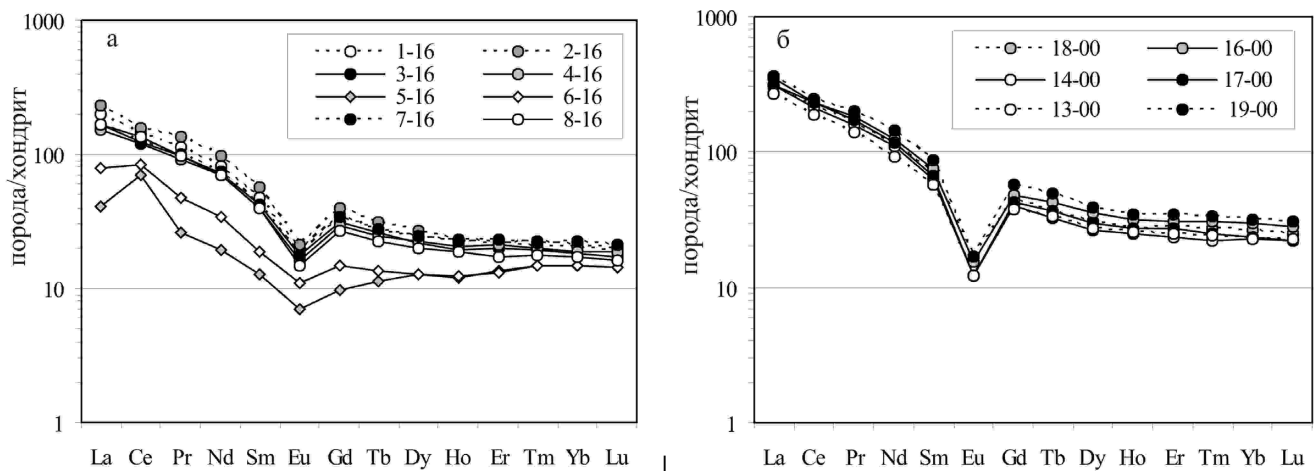


Рис. 2. Редкоземельные спектры гранитоидов Топорожского (*a*) и Подпорожского (*б*) массивов

Fig. 2. REE patterns for granitoids of Toporok (*a*) and Podporog (*b*) massifs

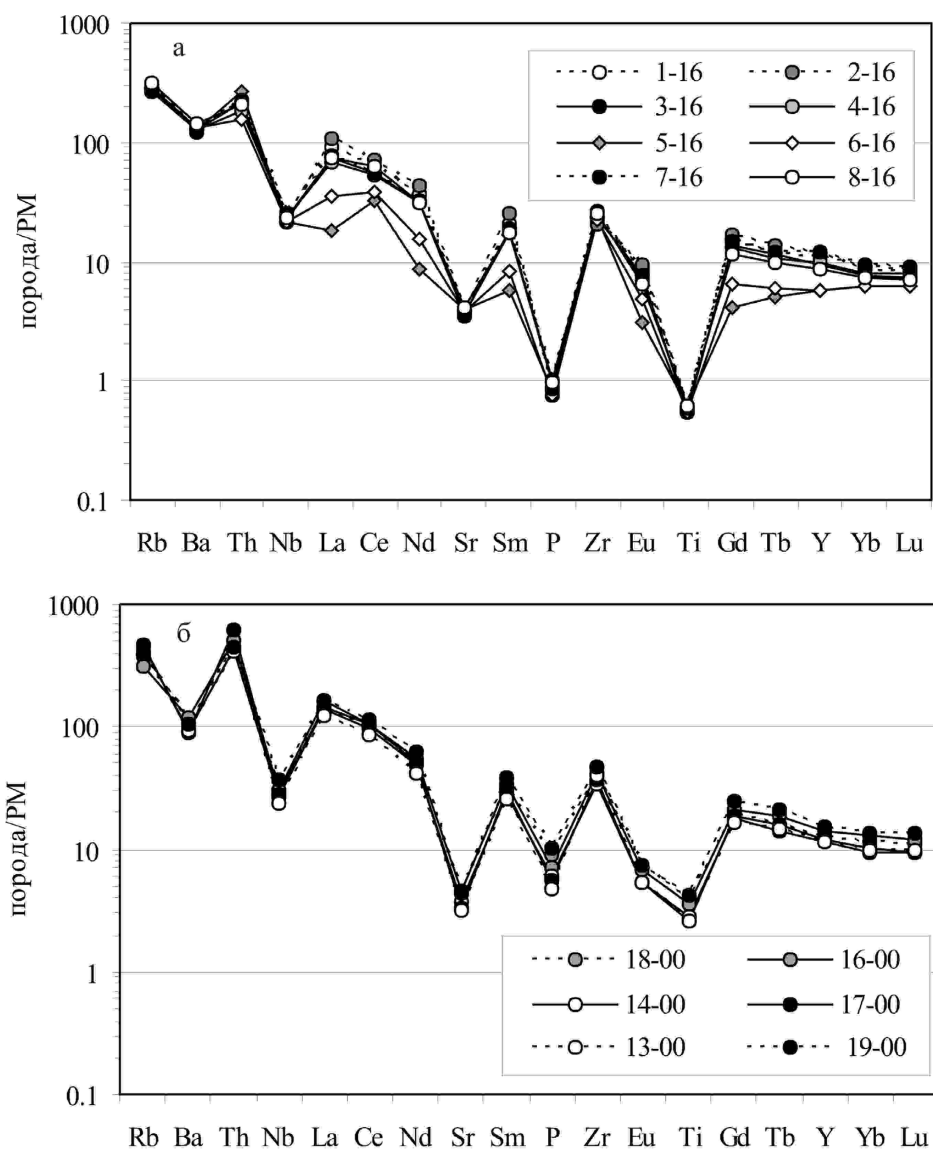


Рис. 3. Мультиэлементные спектры для гранитоидов Топорокского (а) и Подпорогского (б) массивов

Fig. 3. Multielement diagrams for Toporok (a) and Podporog (b) massifs

Биотитовые гранитоиды **Подпорогского массива** являются преимущественно метаалюминиевыми ($A/CNK = 0,9–1,06$) гранитами, реже гранодиоритами (SiO_2 от 67,3 до 73,7%) нормального и субщелочного ряда ($K_2O+Na_2O = 6,3–9,1\%$) (см. табл. 1). Соотношение CaO и щелочей определяет их принадлежность к щелочно-известковым и известково-щелочным разностям. Характерная черта гранитоидов – это высокая железистость ($Fe^*/Fe^*+Mg = 0,85–0,89$) (см. рис. 1). Граниты и гранодиориты имеют повышенное содержание TiO_2 (0,93–0,42%), снижающееся так же, как и содержание FeO , MgO , CaO и P_2O_5 с ростом SiO_2 . Порода отличаются высокая ториеносность ($Th = 36–59$ ppm) и обогащение Rb и легкими лантаноидами в сравнении с лейкогранитами Топорокского массива. Редкоземельные спектры умеренно фракционирован-

ные $(La/Yb)_n = 9–15$ с резкой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,18–0,29$) (рис. 2, б). Мультиэлементные спектры гранитоидов характеризуются резкими минимумами по Ba, Nb, Sr, P, Ti, типичными для большинства А-гранитов (рис. 3, б). Принадлежность к А-типу подтверждается высокой железистостью пород и обогащением высокочargedными элементами ($Nb = 17–27$ ppm, $Zr = 375–520$ ppm, $Y = 42–70$ ppm). В сравнении с топорокскими эти гранитоиды имеют более высокие температуры насыщения Zr в диапазоне 830–870°C (см. табл. 1). Граниты характеризуются отрицательными ϵ_{Nd} (–4,8 и –5,3), а их величины модельного Nd возраста – 2,5–2,6 млрд лет близки к таковым вмещающих гнейсов хайламинской серии – $T_{Nd(DM)} = 2,6–2,8$ млрд лет [Туркина, Ножкин, Баянова, 2006].

Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

Table 2

U–Pb isotope data and age for zircons from Paleoproterozoic granitoids

Зерно	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн лет		C, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$ *	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ *	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ *	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ *	±%	Rho
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
1	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Гранит Подпорожского массива															
17-00-01	363	384	0,9	1703±13	1732±12	102	3,306	0,19	0,1061	0,001	4,42	0,17	0,3025	0,017	0,21
17-00-02	149	159	0,9	1688±15	1791±19	106	3,350	0,18	0,1093	0,001	4,46	0,17	0,2985	0,016	0,17
17-00-03	190	307	0,6	1713±12	1753±15	102	3,284	0,18	0,1073	0,001	4,46	0,17	0,3045	0,017	0,33
17-00-04	196	256	0,8	1749±20	1735±21	99	3,207	0,17	0,1063	0,001	4,50	0,18	0,3118	0,017	0,15
17-00-05	211	179	1,2	1717±13	1730±14	101	3,274	0,18	0,1057	0,001	4,42	0,16	0,3054	0,017	0,37
17-00-06	62	77	0,8	1696±17	1715±23	101	3,332	0,19	0,1055	0,001	4,33	0,17	0,3001	0,017	0,25
17-00-07	112	113	1,0	1708±15	1744±20	102	3,298	0,18	0,1067	0,001	4,42	0,17	0,3032	0,017	0,31
17-00-08	211	247	0,8	1707±16	1730±17	101	3,297	0,18	0,1060	0,001	4,43	0,17	0,3033	0,017	0,22
17-00-09	82	107	0,8	1671±20	1756±27	105	3,386	0,18	0,1072	0,002	4,33	0,17	0,2953	0,016	0,24
17-00-10	173	181	1,0	1704±17	1755±20	103	3,308	0,19	0,1075	0,001	4,54	0,17	0,3023	0,017	0,39
17-00-11	572	648	0,9	1720±13	1758±11	102	3,275	0,18	0,1076	0,001	4,55	0,17	0,3053	0,017	0,25
17-00-12	79	129	0,6	1697±21	1732±28	102	3,322	0,19	0,1059	0,002	4,45	0,18	0,301	0,017	0,25
17-00-13	203	197	1,0	1706±14	1744±18	102	3,300	0,19	0,1066	0,001	4,50	0,17	0,303	0,017	0,33
17-00-14	299	338	0,9	1745±14	1725±15	99	3,216	0,18	0,1057	0,001	4,58	0,17	0,3109	0,017	0,37
17-00-15	390	537	0,7	1670±17	1760±20	105	3,381	0,18	0,1076	0,001	4,42	0,17	0,2958	0,016	0,44
17-00-16	112	122	0,9	1714±17	1729±23	101	3,285	0,18	0,1062	0,001	4,47	0,17	0,3044	0,017	0,30
17-00-17	171	166	1,0	1752±17	1746±22	100	3,203	0,17	0,1067	0,001	4,63	0,18	0,3122	0,017	0,32
17-00-18	285	298	1,0	1728±19	1752±23	101	3,251	0,18	0,1071	0,001	4,54	0,18	0,3076	0,017	0,28
17-00-19	318	289	1,1	1690±17	1781±17	105	3,339	0,18	0,1089	0,001	4,54	0,17	0,2995	0,016	0,27
17-00-20	212	309	0,7	1690±15	1755±16	104	3,336	0,18	0,1074	0,001	4,47	0,17	0,2998	0,016	0,14
17-00-21	123	98	1,2	1819±17	1735±23	95	3,069	0,17	0,1062	0,001	4,79	0,19	0,3258	0,018	0,25
17-00-22	534	663	0,8	1717±20	1774±22	103	3,280	0,18	0,1083	0,001	4,57	0,18	0,3049	0,017	0,37
17-00-23	350	356	0,9	1718±13	1733±14	101	3,273	0,18	0,1059	0,001	4,46	0,17	0,3055	0,017	0,39
17-00-24	353	363	0,9	1764±13	1745±15	99	3,178	0,17	0,1065	0,001	4,64	0,17	0,3147	0,017	0,51
17-00-25	367	523	0,7	1761±12	1843±12	105	3,183	0,17	0,1127	0,001	4,88	0,18	0,3142	0,017	0,37
17-00-26	264	311	0,8	1748±13	1804±16	103	3,212	0,18	0,1101	0,001	4,72	0,18	0,3113	0,017	0,40
17-00-27	450	518	0,8	1743±12	1797±15	103	3,220	0,18	0,1099	0,001	4,69	0,17	0,3106	0,017	0,17
17-00-28	114	131	0,9	1809±18	1756±26	97	3,089	0,17	0,1077	0,002	4,80	0,19	0,3237	0,018	0,36
17-00-29	253	234	1,1	1671±17	1871±19	112	3,380	0,18	0,1145	0,001	4,58	0,18	0,2959	0,016	0,38
Лейкогранит Топорожского массива															
PSPC-18-01	978	346	0,11	1839±60	1905±16	104	3,028	3,63	0,117	0,001	5,324	0,230	0,330	0,012	0,60
PSPC-18-02	1144	638	0,09	1686±55	1867±15	111	3,344	3,68	0,114	0,001	4,725	0,210	0,299	0,011	0,68
PSPC-18-03	1057	466	0,10	1833±62	1874±21	102	3,043	3,96	0,115	0,001	5,200	0,230	0,329	0,013	0,77
PSPC-18-04	963	324	0,10	1765±56	1869±15	106	3,173	3,49	0,114	0,001	5,008	0,220	0,315	0,011	0,71
PSPC-18-05	807	352	0,08	1626±51	1835±16	113	3,484	3,48	0,112	0,001	4,459	0,190	0,287	0,010	0,71

Table 2 (end)

Зерно	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн лет		C, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
1	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
PSPC-18-06	661	195	0,10	1766±57	1900±16	108	3,175	3,49	0,116	0,001	5,062	0,22	0,315	0,011	0,71
PSPC-18-07	662	228	0,11	1990±60	1866±12	94	2,765	3,59	0,114	0,00076	5,691	0,24	0,362	0,013	0,60
PSPC-18-08	1012	907	0,10	1875±57	1866±13	100	2,960	3,55	0,114	0,00082	5,32	0,23	0,338	0,012	0,63
PSPC-18-09	998	360	0,10	1752±56	1847±19	105	3,200	3,84	0,113	0,0012	4,84	0,21	0,313	0,012	0,58
PSPC-18-10	984	363	0,10	1795±56	1839±20	102	3,113	3,42	0,113	0,0012	4,947	0,22	0,321	0,011	0,66
PSPC-18-11	1002	465	0,09	1677±55	1848±19	110	3,364	3,70	0,113	0,0011	4,632	0,2	0,297	0,011	0,65
PSPC-18-12	826	335	0,10	1847±61	1878±17	102	3,011	3,61	0,115	0,001	5,269	0,23	0,332	0,012	0,74
PSPC-18-13	998	638	0,08	1659±53	1862±15	112	3,404	3,74	0,114	0,00093	4,598	0,2	0,294	0,011	0,71
PSPC-18-14	432,2	272	0,09	1723±54	1885±23	109	3,259	3,59	0,115	0,0014	4,831	0,21	0,307	0,011	0,55
PSPC-18-15	1141	433	0,08	1611±51	1846±13	115	3,520	3,52	0,113	0,00079	4,387	0,19	0,284	0,01	0,75
PSPC-18-16	922	357	0,11	1780±59	1861±20	105	3,164	3,80	0,114	0,0013	4,926	0,22	0,316	0,012	0,74
PSPC-18-17	850	390	0,11	1854±56	1872±14	101	3,002	3,30	0,115	0,00085	5,253	0,22	0,333	0,011	0,72
PSPC-18-18	1308	508	0,08	1565±49	1816±18	116	3,638	3,49	0,111	0,0011	4,206	0,18	0,275	0,0096	0,67
PSPC-18-19	874	301	0,09	1604±49	1852±16	115	3,542	3,37	0,113	0,00098	4,394	0,19	0,282	0,0095	0,74
PSPC-18-20	866	279	0,10	1849±58	1858±13	100	3,009	3,61	0,114	0,00078	5,206	0,22	0,332	0,012	0,69
PSPC-18-21	3587	3140	0,08	1687±58	1927±19	114	3,341	4,01	0,118	0,0012	4,847	0,21	0,299	0,012	0,73
PSPC-18-22	568	155	0,10	1909±62	1919±22	101	2,904	3,77	0,118	0,0014	5,583	0,24	0,344	0,013	0,60
PSPC-18-25	1936	490	0,13	1866±62	1899±18	102	3,015	3,92	0,116	0,0011	5,359	0,23	0,336	0,013	0,74

Возраст и изотопный Lu–Hf состав циркона из гранитоидов

Из биотитовых лейкогранитов Топорокского массива датировано 25 зерен циркона, их возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией со-

ставляет 1884 ± 21 млн лет ($СКВО = 0,7$) (табл. 2, рис. 4, а). Циркон из лейкогранитов характеризуется нешироким диапазоном и положительными значениями ϵ_{Hf} (от +3,0 до +0,8), их двухстадийный модельный возраст $T_{Hf}^C(DM)$ составляет 2,3–2,5 млрд лет (табл. 3, рис. 5).

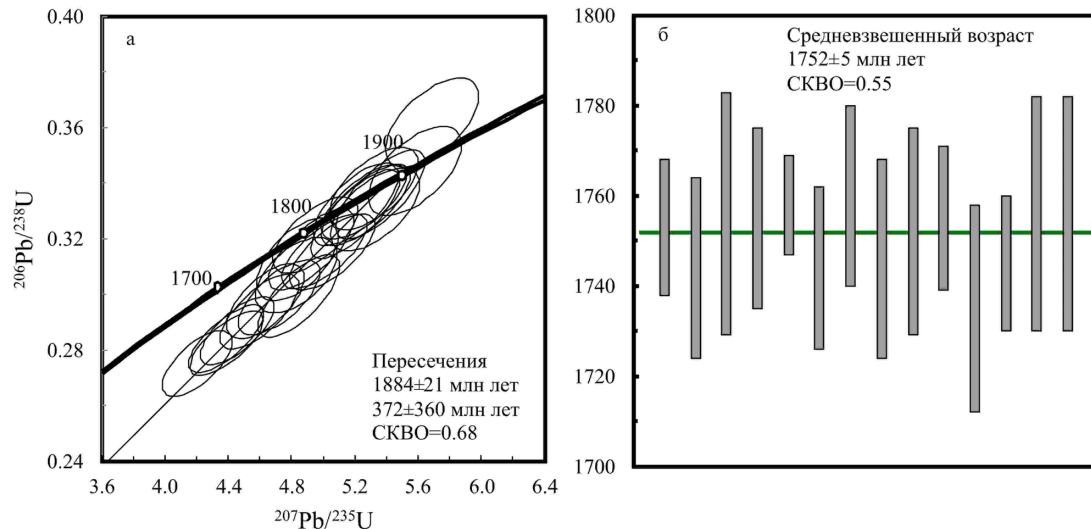


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранита Топорокского массива (а) и диаграмма средневзвешенного $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста цирконов из гранита Подпорогского массива (б)

Fig. 4. U–Pb concordia diagrams for zircon from Toporok massif leucogranite (a) and diagram for weighted average $^{207}Pb/^{206}Pb$ age for zircon from Podporog massif granite (b)

Таблица 3

Изотопный Lu–Hf состав цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

Table 3

Lu–Hf isotope composition of zircons from Paleoproterozoic granitoids

Зерно	$\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}$	$\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}$	$\pm\sigma$	$\epsilon_{Hf}(T)$	$\pm 1\sigma$	$T_{Hf}^C(DM)$, млн лет
Гранит Топорокского массива (1 880 млн лет)						
PSPC-18-04	0,001428	0,281694	0,000008	2,2	0,3	2395
PSPC-18-05	0,001722	0,281704	0,000010	2,1	0,4	2397
PSPC-18-06	0,001225	0,281689	0,000008	2,2	0,3	2390
PSPC-18-07	0,000829	0,2816671	0,000007	2,0	0,3	2407
PSPC-18-08	0,001457	0,2816991	0,000009	2,3	0,3	2386
PSPC-18-17	0,001071	0,2816896	0,000009	2,5	0,3	2377
PSPC-18-18	0,001059	0,2817044	0,000008	3,0	0,3	2343
PSPC-18-19	0,001248	0,2816859	0,000008	2,1	0,3	2399
PSPC-18-22	0,002007	0,2816869	0,000010	1,2	0,4	2456
PSPC-18-25	0,004366	0,2817606	0,000011	0,8	0,4	2480
Гранит Подпорогского массива (1 750 млн лет)						
17-00-05	0,000322	0,281582	0,000006	–3,5	0,2	2635
17-00-07	0,000619	0,281598	0,000008	–3,2	0,3	2622
17-00-08	0,000763	0,281598	0,000009	–3,4	0,3	2634
17-00-09	0,000397	0,281582	0,000008	–3,6	0,3	2642
17-00-10	0,000597	0,281593	0,000008	–3,4	0,3	2633
17-00-13	0,000442	0,281587	0,000007	–3,4	0,3	2633
17-00-14	0,000792	0,281591	0,000008	–3,7	0,3	2650
17-00-17	0,000473	0,281575	0,000007	–3,9	0,3	2662
17-00-18	0,000433	0,281579	0,000007	–3,7	0,2	2650
17-00-21	0,000367	0,281596	0,000007	–3,0	0,2	2609
17-00-23	0,000666	0,281585	0,000007	–3,8	0,3	2655
17-00-24	0,000658	0,281585	0,000009	–3,7	0,3	2653

Примечание. Номера зерен соответствуют табл. 2. 1σ – ошибка измерения без учета инструментального дрейфа.

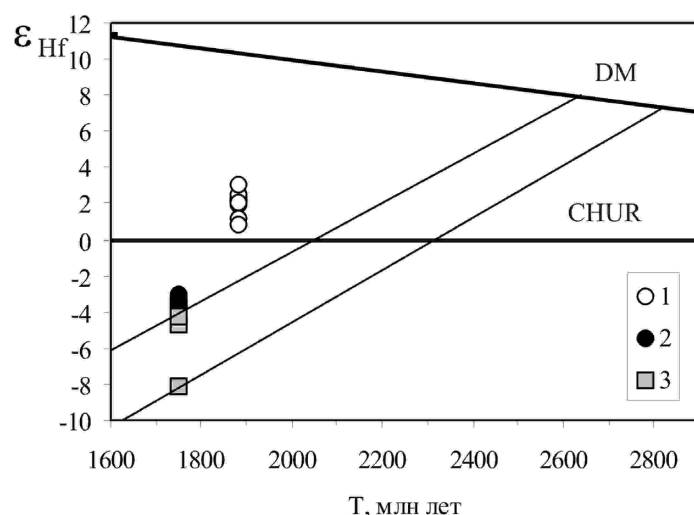


Рис. 5. Диаграмма $T - \epsilon_{\text{Hf}}$ для цирконов из гранитоидов

1 – Топорокский массив; 2 – Подпорогский массив; 3 – раннедокембрийские гнейсы Бирюсинского блока (пересчитано из величин ϵ_{Nd} по уравнению $\epsilon_{\text{Hf}} = \epsilon_{\text{Nd}} \times 1,36 + 3$)

Fig. 5. $T - \epsilon_{\text{Hf}}$ diagram for zircons from granitoids

1 – Toporok and 2 – Podporog massif; 3 – early Precambrian gneiss of Biryusa terrain (recalculated of ϵ_{Nd} values by use of $\epsilon_{\text{Hf}} = \epsilon_{\text{Nd}} \times 1.36 + 3$ equation)

Возраст гранитов Подпорогского массива (1747 ± 4 млн лет) ранее был определен U–Pb методом по циркону (ID TIMS). Перед анализом Lu–Hf изотопного состава 29 зерен циркона из того же образца (обр. 17-00) были датированы методом LA ICP-MS (табл. 2). Дискордантность возрастных значений не превышает 6%. Из всей совокупности 4 зерна имеют более древний возраст от 1797 до 1871 млн лет, эти цирконы, по-видимому, унаследованы от предшествующих тоналитов. Средневзвешенный возраст 14 зерен циркона составляет 1752 ± 5 млн лет ($\text{СКВО} = 0,55$) и тождествен ранее определенному значению (рис. 4, б). Этот возраст был принят при расчете ϵ_{Hf} и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$. Цирконы из гранита Подпорогского массива имеют узкий диапазон инициальных изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и величин ϵ_{Hf} (от $-3,9$ до $-3,0$) и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 2,6\text{--}2,7$ млрд лет (табл. 3, рис. 5).

Обсуждение результатов

Источники и условия образования гранитов. Преимущественно метаалюминиевый характер изученных гранитоидов свидетельствует против участия в их образовании метапелитовых источников. Плавление метапелитовых субстратов приводит к образованию гранитов с высокими Rb/Ba (>1) и Rb/Sr (>3) отношениями [Sylvester, 1998]. Такими характеристиками обладают лейкократовые двуслюдяные граниты Бирюсинского блока, относящиеся к S-типу, с высоким содержанием Rb (230–380 ppm) и низким Ba (160–390 ppm), что определяет высокие Rb/Ba (0,7–1,9) и Rb/Sr (4,0–6,8) отношения [Донская

и др., 2014]. В сравнении с S-гранитами породы Топорокского и Подпорогского массивов обладают пониженными Rb/Ba (0,19–0,22 и 0,29–0,48) и Rb/Sr (2,1–2,6 и 2,1–4,5), что свидетельствует в пользу магматического или грауваккового, а не пелитового источника. Фракционирование Rb, Sr и Ba в гранитных системах определяется слюдами и полевыми шпатами. Повышенное содержание в гранитоидах Подпорогского и Топорокского массивов Ba (560–830 и 850–1020 ppm соответственно), отчетливый Eu минимум и низкие концентрации Sr (60–90 ppm) отражают наличие среди реститовых / фракционирующих фаз плагиоклаза и отсутствие биотита. По экспериментальным данным биотит полностью исчерпывается при дегидратационном плавлении тоналит-гранодиоритовых и граувакковых субстратов при $T \geq 850\text{--}900^\circ\text{C}$ в условиях низкого P (4–6 кбар) [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006; Vielzeuf, Montel, 1994]. Это предполагает высокие температуры образования расплавов, обогащенных Ba, и согласуется с температурами кристаллизации гранитов Подпорогского и Топорокского массивов (до 870 и 820°C), оцененными по насыщению цирконием. Другой причиной высоких концентраций Ba может быть плавление обогащенного источника. Высокие концентрации Ba (200–800 ppm) характерны для архейских гнейсов и гранитогнейсов хайломинской серии, что позволяет рассматривать эти метаморфические породы Бирюсинского блока в качестве потенциальных источников гранитоидных расплавов. Отсутствие обеднения тяжелыми лантаноидами на спектрах РЗЭ гранитов указывает на плавление вне области устойчивости рести-

тового граната, что ограничивает $P \leq 6\text{--}8$ кбар [Patino Douce, Beard, 1995; Vielzeuf, Montel, 1994]. Эта оценка согласуется с выводом о том, что образование А-гранитов из коровых кварц-полевошпатовых источников возможно только при низком давлении, поскольку рост P приводит к формированию высокопелаллюминиевых расплавов [Frost, Frost, 2011].

Вклад древних коровых и ювенильных источников в образование гранитоидов. Очевидно, что образование лейкогранитов Топорокского массива не могло быть связано с плавлением архейской коры. Высокие положительные величины ϵ_{Hf} (от +3,0 до +0,8) для лейкогранитов Топорокского массива не позволяют связывать их образование с плавлением архейской коры и скорее свидетельствуют о плавлении источника с ювенильными изотопными характеристиками. Высокая кремнекислотность пород, обогащение K_2O , Rb, Ba, легкими РЗЭ позволяют предполагать кварц-полевошпатовый, а не мафический источник. По таким петрохимическим параметрам, как содержание SiO_2 и высокая железистость и слабопераллюминиевый характер, лейкограниты обнаруживают наибольшее сходство с расплавами, экспериментально полученными из гранодиоритов при $P = 4$ кбар [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006] (см. рис. 1).

В пределах Бирюсинского блока до настоящего времени не установлены коровые субстраты кварц-полевошпатового состава с ювенильными изотопными характеристиками. На основании изотопных характеристик метасадочных отложений Туманшетского прогиба ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1,9\text{--}2,7$ млрд лет), примыкающего с юго-востока к Бирюсинскому блоку, предполагается, что область сноса терригенного материала была представлена как архейской, так и палеопротерозойской корой [Дмитриева, Ножкин, 2012]. Палеопротерозойский ювенильный источник предполагается также для детритовых цирконов из парагнейсов в Иркутном блоке Шарыжалгайского выступа на юго-западе Сибирского кратона. Детритовые цирконы из парагнейсов с возрастом от 2,4 до 1,95 млрд лет характеризуются широким диапазоном преимущественно положительных ϵ_{Hf} от +9,8 до –3,3 [Туркина, Бережная, Сухоруков, 2016], который перекрывается с величинами ϵ_{Hf} для цирконов из лейкогранитов Топорокского массива. Парагнейсы Иркутного блока, образованные при метаморфизме терригенных пород ряда пелиты – граувакки, имеют повышенную глиноземистость ($A/\text{CNK} = 1,1\text{--}2,4$) и очевидно не могли быть источником слабопераллюминиевых лейкогранитов. Скорее можно предположить, что не установленная на современном эрозионном срезе ювенильная палеопротерозойская кора служила источником кислого расплава для образования как лейкогранитов, так и детритовых цирконов для парагнейсов.

Для гранитов Подпорогского массива отрицательные ϵ_{Hf} (–3,9 до –3,0) и величины $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ (2,6–2,7 млрд лет) указывают на архейский коровый источник, что согласуется с модельным Nd возрастом гранитов, который имеет близкий диапазон (2,5–2,6 млрд лет) и служит оценкой минимального возраста корового источника. Величины ϵ_{Nd} (–4,8 и –5,3) для гранитов перекрываются со значениями для гнейсов хайламинской серии и S-гранитов (ϵ_{Nd} от –8,2 до –5,4 и –6,4 соответственно на 1,75 млрд лет), что позволяет рассматривать подпорогские граниты как продукты плавления архейской коры Бирюсинского блока. В пользу доминирования корового источника при образовании гранитов Подпорогского массива свидетельствуют повышенные Y/Nb (2,6–3,0), которые характерны для А-гранитов, формирующихся без участия мантийных мафических расплавов [Eby, 1992]. Таким образом, совокупность геохимических и изотопных данных по гранитам и цирконам из них позволяет предполагать, что доминирующим источником для пород Подпорогского массива была архейская кора Бирюсинского блока.

Заключение

Палеопротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока на юго-западе Сибирского кратона характеризуются контрастными по изотопному составу коровыми источниками. Лейкограниты Топорокского массива с возрастом 1,88 млрд лет обладают невысокими концентрациями Rb, Th, легких РЗЭ и высокозарядных элементов и соответствуют высокодифференцированным калиевым гранитам I-типа. Гранодиорит-граниты Подпорогского массива (1,75 млрд лет) характеризуются высокой железистостью, обогащены легкими РЗЭ, Th и высокозарядными элементами, что определяет их принадлежность к А-типу. О высоких температурах генерации гранитоидов свидетельствуют оценки температур насыщения цирконием для пород Подпорогского (830–870°C) и Топорокского (800–820°C) массивов. Образование гранитоидов было связано с плавлением коровых кварц-полевошпатовых источников, имеющих разную коровую предысторию. Цирконы из лейкогранитов Топорокского массива имеют положительные ϵ_{Hf} (+3,0 до +0,8) и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 2,33\text{--}2,5$ млрд лет, что предполагает образование лейкогранитов путем плавления ювенильной палеопротерозойской коры. Изотопные параметры цирконов (ϵ_{Hf} –3,9 до –3,0) и гранитоидов (ϵ_{Nd} (–4,8 и –5,3) Подпорогского массива указывают на доминирующий вклад архейского источника, подобного гнейсам Бирюсинского блока.

Работа выполнена в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0003).

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 1–23.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 7. С. 1028–1043.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л., Львов П.А. Новый Саяно-Бирюсинский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс в южной части Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса : материалы совещания. Иркутск, 2016. С. 82–84.
- Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Киризова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизийные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 4. С. 386–391.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 1, № 3. С. 284–306.
- Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный состав и источники расплавов для палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа (Ю-З Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса : материалы совещания. Иркутск, 2015. С. 236–238.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1292–1306.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизийных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 181–199.
- Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for origin of metaluminous ferroan granitoids // J. Petrology. 2006. V. 47. P. 2405–2431.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planetary Science Letters. 2008. V. 273. P. 48–57.
- Eby G.N. The Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrology. 2011. V. 52. P. 39–53.
- Griffin W.L., Xiang Wang, Jackson S.E., Pearson N.J., Suzanne Y O'Reilly, Xisheng Xu, Xinmin Zhou. Zircon chemistry and magma mixing. SE China: In-situ analysis of Hf isotopes. Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.
- Kemp A.I.S., Foster G.L., Scherstén A., Whitehouse M.J., Darling J., Storey C. Concurrent Pb-Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS. with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas // Chemical Geology. 2009. V. 261. P. 244–260.
- Kurhila M., Andersen T., Råmo O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu-Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // Lithos. 2010. V. 115. P. 263–271.
- Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // J. Petrology. 1995. V. 36. P. 707–738.
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.
- Turkina O.M. Paleoproterozoic granitoid magmatism of granite-greenstone and granulite-gneiss terranes of the south-western Siberian craton // Precambrian high-grade mobile belts. Abstracts. Petrozavodsk : KRC RAS, 2014. P. 112–113.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contribution. Mineral. Petrol. 1994. V. 117. P. 375–393.
- Villasaca C., Orejana D., Belousova E.A. Recycled metagneous crustal sources for S- and I-type Variscan granitoids from the Spanish System batolite: constraints from Hf isotope zircon composition // Lithos. 2012. V. 153. P. 84–93.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planetary Science Letters. 1983. V. 6. P. 295–304.

Авторы:

Туркина Ольга Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: turkina@igm.nsc.ru

Прияткина Надежда Сергеевна, аспирант, Университет Ньюкасла, Ньюкасл, Австралия.

E-mail: nadezhda.priyatkina@gmail.com

O.M. Turkina¹, N.S. Priyatkina²¹ V S Sobolev Institute of geology and mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia² NSW Institute of Frontiers Geoscience, University of Newcastle, Newcastle, Newcastle, Australia**Lu–Hf ISOTOPE COMPOSITION OF ZIRCON AND GEOCHEMISTRY OF PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF BIRJUSA TERRANE (SOUTH-WESTERN SIBERIAN CRATON)**

This paper presents whole-rock geochemical, Nd isotopic and zircon U–Pb and Hf isotopic data for Paleoproterozoic granites of the Birjusa terrane (SW Siberian craton). The leucogranites of the Toporok pluton are intruded the Paleoproterozoic metasedimentary-volcanic units (the Elash trough) whereas the granodiorite-granites of the Podporog massif cut the Archaean metamorphic complex of the Birjusa terrane. LA-ICP-MS U–Pb dating of zircon grains yield ages of 1884 and 1747 Ma for granites of the Toporok and Podporog massifs respectively. The Toporok granitic rocks are weakly peraluminous, high ferroan ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} = 0,94\text{--}0,96$) and calc-alkaline leucogranites. These rocks have moderate concentrations of Rb, Th, LREE and HFSE and correspond to evolved potassium I-granite. The granodiorite-granites of the Podporog massif are weakly peraluminous, ferroan ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgP} = 0,85\text{--}0,89$) rocks showing calc-alkalic to alkali-calcic composition. By contrast, the Podporog granitoids are more enriched in incompatible elements such as Th, LREE and HFSE that is typified them as A-granite. On chondrite-normalized REE patterns, both type granites show moderately fractionated patterns ($\text{La}/\text{Yb}_n = 8\text{--}15$) that are characterised by moderate to strongly negative Eu anomalies of $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,44\text{--}0,48$ and $0,18\text{--}0,29$ for the Toporok and Podporog massifs, respectively. The zircon saturation temperatures of the granites of the Toporok and Podporog massifs of $800\text{--}820^\circ\text{C}$ and $830\text{--}870^\circ\text{C}$, respectively suggest a high minimum initial magma temperatures. The overall geochemical features of these granitoids together with evidence from experimental results are consistent with their generation by partial melting of quartzofeldspathic sources at pressures of ~ 4 kbar. The plutons show significant variation in initial Hf isotope composition: the 1,88 Ga Toporok granites have wider range of initial ϵ_{Hf} values between $+3,0$ to $+0,8$ and $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ of $2,3\text{--}2,5$ Ga, the 1,75 Ga Podporog granite have a relatively narrow range ϵ_{Hf} values from $-3,9$ to $-3,0$ and $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ of $2,6\text{--}2,7$ Ga. The differences in the Hf isotope composition suggest that significantly different source rock contributed to the melts that produced two types of granites. Zircons of the Toporok leucogranite with positive ϵ_{Hf} values suggest the melting of the Paleoproterozoic juvenile source and indicate minor contribution from an older continental crust. In contrast, the isotope characteristics of zircons and granite ($\epsilon_{\text{Nd}} -4,8$ and $-5,3$) of the Podporog massif indicate predominately the Archaean crustal source which is similar in isotope characteristics to gneisses of the Birjusa terrane. Thus, isotope characteristics of granitoids and their zircons indicate partial melting diverse an old Archaean and juvenile Paleoproterozoic crustal sources during formation of granites of the Birjusa terrane.

Keywords: granitoids, zircon, Lu–Hf isotope composition, melt source.

REFERENCES

- Dmitrieva N.V., Nozhkin A.D. Geochemistry of Paleoproterozoic metaterrigenous rocks of the Biryusa block in the southwestern Siberian craton // *Lithology and Mineral Resources*. 2012. № 2. pp. 138–159.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Mazukabzov A.M. Petrogenesis of Early Proterozoic postcollisional granitoids in the southern Siberian craton // *Petrology*. 2005. V. 13. № 3. pp. 229–251.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Wingate M.T.D. Early Proterozoic postcollisional granitoids of the Biryusa block of the Siberian craton // *Russian Geology and Geophysics*, 2014. V. 55. № 7. pp. 812–823
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Motova Z.L., L'vov P.A. *Novyy Sayano-Biryusinskiy ranneproterozoyskiy vulkanoplutonicheskiy poyas v yuzhnoy chasti Sibirskogo kratona* [The new Sayano-Biryusin Early Proterozoic volcanoplutonic belt in the southern part of the Siberian Craton] // *Geodinamicheskaya eolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa*. Mat. soveshch. Irkutsk. 2016. pp. 82–84. In Russian
- Levitskii V.I., Mel'nikov A.I., Reznitskii L.Z., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Kozakov I.K., Makarov V.A., Plotkina Yu.V. Early Proterozoic postcollisional granitoids in southwestern Siberian craton // *Russian Geology and Geophysics*. 2002. V. 43. № 8. pp. 717–731.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B. Paleoproterozoic collisional and intraplate granitoids of the southwest margin of the Siberian craton: Petrogeochemical features and U–Pb geochronological and Sm–Nd isotopic data // *Doklady Earth Science*. 2009. V. 428. № 7. pp. 1192–1197.
- Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bayanova T.B.. Sources and formation conditions of Early Proterozoic granitoids from the southwest margin of the Siberian craton // *Petrology*. 2006. V. 14. № 3. pp. 262–283.
- Turkina O.M., Priyatkina N.S. *Izotopnyy sostav i istochniki rasplavov dlya paleoproterozoyskikh granitoidov Sharyzhalgayskogo vystupa (Yu-Z Sibirskogo kratona)* [Isotopic composition and sources of melts for the Paleoproterozoic granitoids of the Sharyzhalgai Ledge (SW of the Siberian Craton)] // *Geodinamicheskaya eolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa*. Materialy soveshchaniya. Irkutsk. 2015. pp. 236–238. In Russian
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Sukhorukov V.P. Isotope Lu–Hf composition of detrital zircon from paragneisses of the Sharyzhalgai uplift: evidence for the Paleoproterozoic crustal growth // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. № 7. pp. 1013–1023.
- Turkina O.M., Kapitonov I.N. Lu–Hf isotope composition of zircon as an indicator of the sources for Paleoproterozoic collisional granites (Sharyzhalgai uplift, Siberian craton) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. № 2. pp. 149–164/

- Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for origin of metaluminous ferroan granotoids // *J. Petrology*. 2006. V. 47. pp. 2405–2431.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planetary Science Letters*. 2008. V. 273. pp. 48–57.
- Eby G.N. The Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. pp. 641–644.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrology*. 2011. V. 52. pp. 39–53.
- Griffin. W. L., Xiang Wang, Jackson S.E., Pearson N.J., Suzanne Y O'Reilly, Xisheng Xu, Xinmin Zhou. Zircon chemistry and magma mixing. SE China: In-situ analysis of Hf isotopes. Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*. 2002. V. 61. pp. 237–269.
- Kemp A.I.S., Foster G. L., Scherstén A., Whitehouse M.J., Darling J., Storey C. Concurrent Pb–Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS. with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas: *Chemical Geology*. 2009. V. 261. pp. 244–260.
- Kurhila M., Andersen T., Rämö O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu–Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // *Lithos*. 2010. V. 115. pp. 263–271.
- Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrology*. 1995. V. 36. pp. 707–738.
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 29–44.
- Turkina O.M. Paleoproterozoic granitoid magmatism of granite-greenstone and granulite-gneiss terranes of the south-western Siberian craton // *Precambrian high-grade mobile belts. Abstracts*. Petrozavodsk: KRC RAS. 2014. pp. 112–113.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contribution. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. pp. 375–393.
- Villaseca C., Orejana D., Belousova E.A. Recycled metaigneous crustal sources for S- and I-type Variscan granitoids from the Spanish System batolite: constraints from Hf isotope zircon composition // *Lithos*. 2012. V. 153. pp. 84–93.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planetary Science Letters*. 1983. V. 6. pp. 295–304.

Authors:

Turkina Olga M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Leading Research Scientist, V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: turkina@igm.nsc.ru

Priyatkina Nadezhda S., Graduate Student, NSW Institute of Frontiers Geosciences, Newcastle, Australia