УДК 550.40:551.71

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ШОШОНИТОВЫЕ МАФИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ИРКУТНОГО БЛОКА (*Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона*): U-Pb BO3PACT И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦИРКОНА O.M. Туркина¹, В.П. Сухоруков¹, Н.В. Родионов²

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Представлены данные по составу и возрасту мафических пород шошонитового ряда в Иркутном блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона). По данным U-Pb датирования магматического циркона формирование монцодиоритов Полуденного массива и габбро-долеритов в эндо- и экзоконтактовой зонах Тойсукского массива произошло на рубежах 1.87 и 1.86—1.85 млрд лет соответственно. Внедрением мафических магм и их андерплейтингом в основание коры в условиях постколлизионного растяжения определяется субсинхронность мафического и гранитоидного магматизма в Иркутном блоке в интервале 1.87—1.84 млрд лет. Породы палеопротерозойских мафических ассоциаций относятся к шошонитовой серии, характеризуются обогащением несовместимыми элементами, в том числе Zr, и низкими отрицательными $\varepsilon_{Nd}(T)$. Эти геохимические и изотопные характеристики указывают на образование из долгоживущего обогащенного мантийного источника субконтинентальной литосферной мантии. В пользу образования циркона из последних порций эволюционировавшего мафического расплава свидетельствуют низкие температуры насыщения цирконием (710—965 °C) и его обогащение U и Th с ростом Th/U, отражающее накопление этих высоко несовместимых элементов в остаточном расплаве.

Палеопротерозой, габбро-долериты, монцодиориты, циркон, мантийные источники

PALEOPROTEROZOIC MAFIC SHOSHONITE ASSOCIATIONS OF THE IRKUT BLOCK (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton): U-Pb AGE AND CONDITIONS OF ZIRCON CRYSTALLIZATION

O.M. Turkina, V.P. Sukhorukov, N.V. Rodionov

The paper presents data on the composition and age of mafic rocks of the shoshonitic series in the Irkut block of the Sharyzhalgai uplift (southwest of the Siberian craton). According to the U–Pb dating of magmatic zircon, monzodiorites of the Poludennyi massif and gabbro-dolerites in the endo- and exocontact zones of the Toisuk pluton formed 1.87 and 1.86–1.85 Ga, respectively. The intrusion of mafic magmas and their underplating into the basement of the crust under postcollisional extension resulted in the near-coeval mafic and granitoid magmatism in the Irkut block between 1.87 and 1.84 Ga. The Paleoproterozoic mafic associations belong to the shoshonitic series and are characterized by enrichment in incompatible elements, including Zr, and low negative $\epsilon_{\rm Nd}(T)$ values. These geochemical and isotopic characteristics point to the magma derivation from a long-lived enriched mantle source, such as the subcontinental lithospheric mantle. The crystallization of zircon from the last portions of the evolved mafic melt is evidenced by low zirconium saturation temperatures (710–965 °C) and zircon enrichment in U and Th with increasing Th/U, reflecting the increase in the concentrations of highly incompatible elements in the residual melt.

Paleoproterozoic, gabbro-dolerite, monzodiorite, zircon, mantle sources

введение

Финальная амальгамация Сибирского кратона из архейских террейнов в результате орогенных (коллизионных) процессов произошла в палеопротерозойское время [Donskaya, 2020]. Главными маркерами коллизионного орогенеза служат разнообразные палеопротерозойские гранитоиды, развитые во всех обнаженных структурах фундамента, в том числе вдоль современного южного края Сибирской платформы, где их становление, вероятно, фиксирует его сочленение с другими континентальными блоками и вхождение в структуру палеопротерозойского суперконтинента Колумбия. Детальный анализ

© Туркина О.М.[∞], Сухоруков В.П., Родионов Н.В., 2023

[™]e-mail: turkina@igm.nsc.ru

показал, что гранитоидный и базитовый магматизм в Южно-Сибирском поясе происходил в диапазоне 1.88—1.84 млрд лет [Donskaya, 2020]. В западной части пояса в пределах Шарыжалгайского и Бирюсинского выступов коллизионный гранитоидный магматизм отвечает интервалу 1.87—1.84 млрд лет [Туркина, Капитонов, 2019 и ссылки]. Тепловой источник для масштабного палеопротерозойского гранитообразования остается предметом дискуссий, что поднимает вопрос о роли мантийного тепла и проявлении субсинхронного мафического магматизма, связанного с андерплейтингом мантийных расплавов в основание коры. В Шарыжалгайском выступе к настоящему времени сведения о мафическом магматизме палеопротерозойского этапа ограничены габбро-долеритами Китойского роя даек (1864 млн лет) [Гладкочуб и др., 2013], габброидами Малозадойского перидотит-габбрового массива (1863 млн лет) [Мехоношин и др., 2016], мелкими телами, сходных с лампрофирами пород р. Китой [Ivanov et al., 2019], масштабы которых не сопоставимы с объемом интрузивных гранитоидов. Таким образом, ключевым остается вопрос идентификации проявлений палеопротерозойского базитового магматизма в Шарыжалгайском выступен в абъротерозойского вание коры. В шарыжалгайском интрузивных с лампрофирами пород р. Китой [Ivanov et al., 2019], масштабы которых не сопоставимы с объемом интрузивных гранитоидов. Таким образом, ключевым остается вопрос идентификации проявлений палеопротерозойского базитового магматизма в Шарыжалгайском выступен на основе геолого-структурных и изотопно-геохронологических методов.

Для определения времени кристаллизации мафических пород циркон, наряду с бадделеитом, служит главным минералом-геохронометром. Вместе с тем для мафических пород дискуссионным остается вопрос о магматическом или ксеногенном происхождении циркона. В случае кристаллизации циркона из мафической магмы важно понять, какие условия приводят к насыщению базитового расплава Zr, в том числе оценить влияние состава расплава. Альтернативно циркон в мафических породах может быть захваченным из коровых пород в промежуточной камере или на уровне становления интрузивных/экструзивных пород, т. е. быть ксеногенным.

В настоящей работе представлены результаты датирования циркона из двух проявлений базитового магматизма в Шарыжалгайском выступе: габбро-долеритов из мелких тел и мафических включений в краевой зоне Тойсукского массива и монцодиоритов Полуденного массива и дана характеристика этих пород с целью обоснования связи базитового и кислого магматизма, а также выявления причин и условий, приведших к кристаллизации циркона из материнских мафических магм.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИРКУТНОГО БЛОКА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАФИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Иркутный блок на юго-востоке Шарыжалгайского выступа (рис. 1) сложен доминирующей ассоциацией мафических и кислых гранулитов, магматические протолиты которых образовались в неоархейское время (2.70—2.66 млрд лет), подчиненными высокоглиноземистыми парагнейсами, возраст которых оценивается ≤ 2.75 млрд лет, а также палеопротерозойскими (1.95—1.84 млрд лет) парагнейсами, мраморами и кальцифирами и реликтами палеоархейских (~3.4 млрд лет) гранулитов среднего состава [Туркина, 2022]. Все архейские орто- и парапороды испытали высокотемпературный метаморфизм и были инъецированы разномасштабными телами синскладчатых гранитоидов на рубеже 2.55—2.54 млрд лет [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. Второй этап складчатости и гранулитового метаморфизма ограничен временным диапазоном 1.87—1.84 млрд лет и сопровождался масштабным становлением гранитоидов, слагающих крупные интрузивные массивы (Тойсукский, Нижнекитойский) вдоль северо-восточной границы Иркутного блока и многочисленные субпластовые и секущих тела чарнокитов на юге [Туркина, Капитонов, 2019]. Палеопротерозойские гранитоиды имеют секущие контакты с вмещающими архейскими метаморфическими толщами и не деформированы, что определяет их постскладчатую природу.

Исследованные авторами проявления мафического магматизма включают Полуденный габбромонцодиоритовый массив и мелкие тела габбро-долеритов в юго-западном эндо- и экзоконтакте Тойсукского массива (см. рис. 1). Полуденный массив локализован в центральной части Иркутного блока в междуречье Полуденного и Среднего Тойсука (52°01'27.6" с. ш., 103°15'.59.2" в. д.) и представляет собой силлоподобное тело видимого размера 800 × 120 м, вмещающими для которого являются архейские мафические и кислые гранулиты, инъецированные многочисленными жилами гнейсовидных гранитоидов неоархея. Монцодиориты имеют секущие контакты с вмещающими архейскими породами. Во всех частях массива у них массивная текстура и крупносреднезернистая структура, т. е. нет следов деформаций, что определяет их постскладчатый характер. Поскольку после палеопротерозойских орогенных событий наиболее масштабным проявлением базитового магматизма было внедрение даек неопротерозойского нерсинского комплекса (~725—715 млн лет) [Ernst et al., 2016], отвечающих последнему этапу эндогенной активности в Шарыжалгайском выступе, то, согласно геолого-структурным данным, монцодиориты Полуденного массива, вероятно, имеют палеопротерозойский возраст.

В работе [Гладкочуб и др., 2013] впервые был описан рой палеопротерозойских габбро-долеритовых даек на левобережье среднего течения р. Китой. Маломощные (до 0.8 м) дайки наблюдаются в скальных обнажениях, характеризуются субмеридиональным простиранием и крутым падением, последнее резко отличает их от пологозалегающих неопротерозойских даек нерсинского комплекса. Вмещающими для даек Китойского ареала служат преимущественно неоархейские неоднородные гнейсовидные гранитоиды. Сходные, как будет показано ниже, по составу габбро-долериты установлены в



Рис. 1. Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа.

 1 — нижнепротерозойские отложения; 2 — метаосадочно-вулканогенные отложения Онотского ЗКП; 3 — архейские гранулитогнейсовые комплексы Китойского (a) и Иркутного (б) блоков; 4 — палеопротерозойские гранитоиды; 5 — архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 6 — архейские гранитоиды; 7 — тектонические границы: a — разломы, б — надвиги;
8 — геологические границы (a), границы несогласного залегания (б), 9 — проявления палеопротерозойского мафического магматизма: 1 — Полуденный массив, 2 — мафические включения и дайка в приконтактовой зоне Тойсукского массива, 3 — Китойский дайковый рой, 4 — Малозадойский массив. На врезке А — главные тектонические элементы Сибирского кратона:
I — супертеррейны, 2 — палеопротерозойские орогенные пояса, 3 — выступы фундамента (в кружках): 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 — схема блоков Шарыжалгайского выступа. юго-западной экзо- и эндоконтактовой зонах Тойсукского монцодиорит-гранитного массива в междуречье Большого Задоя и Тойсука (см. рис. 1). В левом борту р. Большой Задой (52°08'34.8" с. ш., 103°07'.03.9" в. д) отдельные фрагменты габбро-долеритов видимой мощности до 0.5 м установлены в коренных выходах, сложенных архейскими полосчатыми гнейсовидными гранитами. Недостаточная обнаженность не позволяет определить размеры и простирание этого предположительного дайкового тела. Многочисленные включения габбро-долеритов удлиненной, неправильной и овальной формы встречаются и в эндоконтактовой зоне среди крупнозернистых биотит-амфиболовых монцодиоритов и монцонитов Тойсукского массива (координаты тел, использованных для датирования, 52°09'40.0" с. ш., 103°14'.07.2" в. д.). Видимые размеры тел составляют 0.3—0.8 м. В обоих случаях габбро-долериты имеют массивные текстуры, мелкозернистые структуры и не подвержены деформациям. По структурному положению габбро-долериты, локализованные в гнейсовидных гранитоидах архея, сходны с дайками Китойского роя. В Тойсукском массиве разномасштабные включения габбро-долеритов имеют резкие контакты с биотит-амфиболовыми монцодиоритами и пересекаются мелкими жилами пегматоидных гранитов, что предполагает их близость по времени формирования с породами массива.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлюоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan 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 °C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5 % HNO₃ 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 составляют от 0.005 до 0.1 г/т, точность анализа 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 УрО РАН (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 ± 1 % (2 σ), изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd \pm 0.3 % (2 σ), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd \pm 0.003 % (2 σ). Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.241572. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение (N = 16) отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638) [Jacobsen, Wasserburg, 1984].

U-Pb датирование цирконов для трех образцов (обр. 7-21, 14-21 и 15-21) выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по принятой методике [Williams et al., 1998]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера — 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2005]. U-Pb отношения нормализовались относительно стандартного циркона TEMORA-2 с возрастом 416.75 млн лет [Black et al., 2004]. Концентрации свинца, урана и тория в измеряемых цирконах были получены, используя стандарт циркона 91500. Для образца 22-21 измерения концентраций изотопов Th, U и Pb проводились на массспектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) с применением лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd : YAG лазера с длиной волны 213 нм (LA-ICP-MS) (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении 248 ThO^{+/232}Th⁺ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по изотопам ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов осуществлялось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ²³⁸U (аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 и Plesovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT 3 [Ludwig, 2012].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ МОНЦОДИОРИТОВ И ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ

Детальная характеристика пород приводится для образцов, использованных для геохронологического изучения, с учетом общих черт минерального и химического состава исследованных пород.

Полуденный массив сложен доминирующими кварцевыми монцодиоритами, редко встречаются монцогаббро. Монцодиорит (обр. 22-21) это среднезернистая порода с минеральной ассоциацией Pl + Cpx + Opx + Bt + Amph + Fsp + Qtz (puc. 2, *a*). Содержание главных минералов составляет (об. %): Pl — 57, Cpx — 13, Opx — 5, Bt — 2, Amph — 3, Fsp — 10, Qtz — до 10. Клино- и ортопироксены со структурами распада твердого раствора в виде тонких ламеллей рудного минерала, амфибол развивается по пироксену. Щелочной полевой шпат, для которого характерны пертиты, часто встречается в виде микрографических срастаний с кварцем в интерстициях. Содержание апатита достигает 1 %, другие акцессорные минералы — это ильменит и циркон. Структура породы гипидиоморфно-зернистая с элементами пойкилитовой и микрографической.

Для датирования использованы три образца габбро-долеритов (обр. 7-21, 14-21 и 15-21), все они имеют близкий минеральный состав (см. рис. 2, *б*—*г*). Породы содержат вкрапленники плагиоклаза. Типичная минеральная ассоциация основной массы включает Срх (10—15 %) + Орх (12—15 %) + Pl (55—60 %) + Bt (5—7 %) + Fsp (4—6 %) + Qtz (до 1—2 %). Пироксены имеют структуры распада твердых растворов в виде тонких ламеллей рудного минерала. Биотит образует удлиненные лейсты в срастаниях с пироксенами. Щелочной полевой шпат содержит многочисленные включения апатита и реже мелкие зерна циркона. В некоторых включениях габбро-долеритов по пироксенам развивается вторич-





			1 1	1 5					
10	1	2	3	4	5	6	7	8	
Компонент	22-21	27-21	7-21	5-21	14-21	15-21	61-21	67-21	
SiO ₂	53.95	52.93	49.75	49.00	48.05	52.17	50.48	48.58	
TiO ₂	1.69	1.93	0.91	0.86	2.57	2.01	0.53	1.14	
Al_2O_3	14.63	14.96	11.98	12.32	14.64	14.64	13.42	14.19	
Fe ₂ O ₃ *	12.17	12.34	10.19	9.73	16.47	13.00	9.42	10.41	
MnO	0.16	0.15	0.15	0.16	0.19	0.17	0.15	0.15	
MgO	4.18	3.88	10.20	10.90	5.27	4.37	9.39	7.60	
CaO	8.17	8.31	9.98	9.72	8.02	7.77	10.73	9.59	
Na ₂ O	2.55	2.55	1.78	1.97	2.91	2.73	2.15	2.38	
K,0	1.72	1.64	2.75	2.78	1.16	1.63	1.71	2.36	
P ₂ O ₅	0.43	0.41	0.52	0.64	0.64	0.59	0.30	0.77	
П.п.п.	0.04	0.03	0.75	0.90	0.24	0.18	0.96	1.59	
Сумма	99.82	99.29	99.42	99.44	99.92	99.14	99.64	99.27	
Th	4.6	4.3	8.5	9.1	1.20	1.16	9.6	6.7	
Rb	44	39	84	88	26	50	56	79	
Ba	751	780	1780	1918	1036	1157	1136	1788	
Sr	385	420	668	616	460	490	426	870	
La	37	37	68	67	46	51	51	95	
Ce	75	74	141	140	97	105	104	200	
Pr	9.1	9.0	17.9	17.6	12.5	13.6	12.5	25.0	
Nd	37	36	66	66	48	53	47	98	
Sm	6.9	6.2	11.5	12.1	9.0	10.7	7.5	16.4	
Eu	1.7	1.7	2.6	2.5	2.3	2.3	1.6	3.4	
Gd	6.2	5.7	8.9	9.1	7.7	9.0	6.2	11.4	
Tb	0.88	0.88	1.05	1.06	1.07	1.22	0.73	1.28	
Dy	5.2	5.2	5.2	5.5	5.9	7.1	3.6	6.2	
Но	1.01	1.05	0.87	0.96	1.10	1.32	0.65	1.10	
Er	2.9	2.8	2.3	2.5	2.8	3.5	1.81	2.7	
Tm	0.42	0.41	0.33	0.35	0.41	0.52	0.27	0.37	
Yb	2.8	2.7	1.9	2.2	2.6	3.2	1.8	2.3	
Lu	0.40	0.39	0.28	0.31	0.38	0.46	0.27	0.32	
Zr	146	149	207	330	216	238	133	213	
Hf	3.8	3.7	4.7	7.6	4.7	5.7	3.4	4.9	
Та	0.47	0.48	0.43	0.51	0.68	0.67	0.30	0.41	
Nb	7.6	7.3	9.7	13.0	12.6	12.6	6.2	9.6	
Y	29	28	27	29	33	39	18.8	30	
Cr	101	91	1063	1144	137	88	1059	437	
Ni	40	29	132	204	113	32	177	127	
Co	36	34	49	48	65	36	45	42	
v Matt	41	241	240	184	3/3	257	180	182	
IVIE#	41	0 2	22.5	20.7	12	40	10.5	29	
$(La/ID)_n$ (La/Sm)	0.0	3.3	23.3	20.7		3.0	19.5	20	
(Gd/Vb)	1.8	17	3.7	3.5	21	2.0	28	4.0	
$T \circ C$	856	870	708	773	2. 4 701	2. <i>3</i> 905	674	775	
1, U	0.00	0/7	/00	115	/ / / 1	905	0/4	115	

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в монцодиоритах и габбро-долеритах Иркутного блока

Примечание. 1, 2 — монцодиориты Полуденного массива, 3—8 — габбро-долериты: 3—4 — фрагмент дайки, 5—6 — включения в гранитоидах Тоусукского массива; 7—8 — типичные габбро-долериты Китойского роя. Мg# – магнезиальность. Fe₂O₃* — общее железо. *T* — температура насыщения цирконием, рассчитанная по [Shao et al., 2019].



Рис. 3. Диаграммы Mg#—TiO₂ (a) и Mg#—P₂O₅ (б) для палеопротерозойских габбро-долеритов и монцодиоритов.

Габбро-долериты: 1 — фрагмент дайки, 2 — включения в Тойсукском массиве, 3 — Китойского роя даек; 4 — монцодиориты Полуденного массива.

ный амфибол. Структура пород порфировидная, основная масса мелкозернистая долеритовая и/или габбро-офитовая. Один из габбро-долеритов (обр. 7-21) при сходном минеральном составе отличается равномерно-зернистой афировой структурой и более крупным размером зерен.

Породам Полуденного массива свойствен узкий диапазон концентраций главных элементов. Монцодиориты (SiO₂ = 53—54 мас. %) имеют низкий Mg# = 41—38 и повышенное содержание TiO₂ (1.7— 1.9 мас. %), P₂O₅, нормальную щелочность при повышенном K₂O (табл. 1, рис. 3). Они характеризуются фракционированным распределением P3Э: (La/Sm)_n = 3.3—3.5, (Gd/Yb)_n = 1.7—1.8), повышенными концентрациями Ba, Th, легких лантаноидов и высокозарядных элементов (Zr =146 г/т) (рис. 4, *a*). На мультиэлементных спектрах проявлено обогащение Rb и Ba и резкий Nb минимум (см. рис. 4, *б*).

Габбро-долериты из фрагмента дайки (обр. 5-21, 7-21) отличаются высоким Mg# (66-67), тогда как из включений (обр. 14-21 и 15-21) имеют пониженную магнезиальность (Mg# = 39-49) (см. табл. 1, рис. 3). С уменьшением Mg# возрастает содержание $Fe_2O_3^*$, TiO₂ (от 0.9 до 2.0—2.6 мас. %) и слабо P_2O_5 (0.52—0.64 мас. %). Все габбро-долериты характеризуются высокими концентрациями K₂O, Ba (1036—1918 г/т), Th, легких РЗЭ, повышенными Zr (207—238 г/т) и Nb (9.7—12.6 г/т). Габбро-долериты из включений при снижении Mg# обладают пониженным содержанием Ba и Th. Типичная черта данных пород это фракционированные спектры РЗЭ с повышенными (La/Sm)_n (3.0—3.7) и (Gd/Yb)_n (2.3—3.7) отношениями (см. рис. 4, *a*). На мультиэлементных спектрах габбро-долерита в различной степени проявлено обеднение Nb, а для высокомагнезиального габбро-долерита — обеднение Ti (см. рис. 4, *б*). Аналогичные черты состава, включающие повышенные концентрации K₂O, P₂O₅ и некогерентных ред-ких элементов и характер мультиэлементных спектров, имеют габбро-долериты из даек Китойского роя (см. рис. 4, *б*).

Монцодиориты Полуденного массива и габбро-долериты приконтактовой зоны Тойсукского массива характеризуются близким изотопным составом (табл. 2). Все они имеют отрицательные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -6.1 до -9.1. Изотопные параметры свидетельствуют в пользу обогащенного мантийного источника, что коррелирует с редкоэлементным составом мафических пород, имеющих высокие концентрации несовместимых редких элементов.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ МОНЦОДИОРИТОВ И ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ

Результаты датирования циркона из монцодиорита Полуденного массива приведены в табл. SI (дополнительные материалы https://sibran.ru/journals/suppl_Turkina.pdf). Из монцодиорита (обр. 22-21) было выделено более сотни зерен циркона, который представлен призматическими зернами (100—250 мкм), редко имеющими грани пирамиды. Для зерен циркона характерны многочисленные твердофазные включения. В режиме катодолюминесценции (КЛ) циркон преимущественно имеет грубую зональность с чередованием темных и светлых полос (рис. 5, *a*).



Рис. 4. Редкоземельные (*a*) и мультиэлементные (*б*) спектры для палеопротерозойских габбро-долеритов и монцодиоритов.

Габбро-долериты: (обр. 7-21, 5-21) — фрагмент дайки, (обр. 14-21, 15-21) — включения в Тойсукском массиве, (обр. 61-21, 67-21) — Китойского роя даек, (обр. 22-21, 27-21) — монцодиориты Полуденного массива.

Циркон из монцодиорита отличается широким диапазоном концентраций U (170—1739 г/т) и Th/U (0.1—2.9), с преобладанием зерен с Th/U > 1(рис. 6). Средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 48 зерен циркона с дискордантностью (D) \leq 3 % составляет 1873 \pm 10 млн лет (СКВО = 0.11) (рис. 7) и в пределах ошибки равен их конкордантному возрасту – 1867 \pm 2 млн лет (СКВО = 1.9). При расчете были исключены семь зерен, возраст которых отличается в пределах ошибки от основной совокупности (1892—1930 млн лет), их более древний возраст позволяет предполагать, что они были захвачены из вмещающих архейских пород и испытали потерю радиогенного Pb под влиянием мафического расплава. Несмотря на широкий диапазон и высокие концентрации U, для циркона отсутствует корреляция между содержанием U и возрастом, что позволяет принять полученное значение 1873 млн лет в качестве оценки времени образования монцодиорита.

Результаты датирования циркона из габбро-долеритов приведены в табл. 3. В габбро-долерите (обр. 7-21) циркон представлен удлиненными кристаллами (100—150 мкм) незональными в КЛ и реже с грубополосчатой зональностью (см. рис. 5, δ). Подобно циркону из пород Полуденного массива он нередко содержит твердофазные включения. Выделяются две группы по содержанию U: 384—690 и 940—3487 г/т. Доминирующие высокоурановые цирконы обогащены Th (1090—5259 г/т), низкоурановые — обеднены Th (74—498 г/т), те и другие имеют широкий диапазон Th/U (0.2—2.8) с тенденцией роста в зернах с высокими концентрациями (см. рис. 6). Высокоурановые цирконы характеризуются повышенной дискордантностью (D = 4—14 %). Вся совокупность 16 зерен имеет возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией 1858 ± 7 млн лет (СКВО = 0.27) (рис. 8, a).

N⁰	Hoven of monuto	Sm	Nd	147Sm /144Nd	143NIA/144NIA	$\varepsilon_{\rm Nd}(T)$	
Π/Π	помер образца	г/т	Г	SII/ Minu	ing/ing/ing		
1	22-21	6.9	37.1	0.1129	0.511215 ± 6	-7.7	
2	27-21	6.3	33.4	0.1137	0.511223 ± 7	-7.8	
3	7-21	10.4	59.9	0.1047	0.511021 ± 5	-9.6	
4	14-21	10.3	56.4	0.1101	0.511262 ± 5	-6.1	
5	15-21	10.2	54.1	0.1142	0.511293 ± 12	-6.5	
6	61-21	8.0	47.7	0.1014	0.511003 ± 7	-9.1	

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для палеопротерозойских мафических пород Иркутного блока

Примечание. 1, 2 — монцодиориты Полуденного массива, 3—5 — габбро-долериты из экзо- и эндоконтактовой зоны Тойсукского массива, 6 — габбро-долерит Китойского роя даек. Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ рассчитаны на 1.86 млрд лет.





а — монцодиорит (обр. 22-21), *б*—*г* — габбро-долериты: *б* — обр. 7-21, *в* — обр. 14-21, *г* — обр. 15-21. Цифрами указан ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст циркона (млн лет).

В мелкозернистых габбро-долеритах из двух включений (обр. 14-21 и 15-21) доминирует мелкий (70—150 мкм) призматический циркон (см. рис. 5, *в*—*г*). В образце 15-21 циркон незонален, по концентрации U выделяются две группы: U = 208—1414 и U = 2849—8661 г/т (см. рис. 6). Высокоурановые зерна характеризуются снижением ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста вследствие повышенной дискордантности (D = 4—55 %). За исключением трех зерен с Th/U = 1.3—2.1, большинство цирконов имеют Th/U ot 0.1 до 0.48. Для 19 зерен возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1857 ± 10 млн лет (СКВО = 3.9), а для 15 зерен с $D \le 5$ % средневзвешенный возраст равен 1855 ± 4 млн лет (СКВО = 1.6) (см. рис. 8, *в*—*г*). Учитывая лучшие параметры второго значения, возраст 1855 млн лет может служить оценкой времени кристаллизации циркона из габбро-долерита. Два древних циркона из данного образца размером ≥ 100 мкм представляют слабозональное в КЛ зерно и оболочку с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастами 2531 и 1910 млн лет соответственнои и, вероятно, имеют ксеногенную природу. В габбро-долерите (обр. 14-





Рис. 6. Диаграмма Th—U для цирконов из палеопротерозойских монцодиоритов и габбро-долеритов.



Рис. 7. Средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст циркона из монцодиоритов Полуденного массива.

Таблица З.	Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из палеопротерозойских
	габбро-долеритов Иркутного блока

							Anne	pJ									
3ep-		U Th	Th	Th 232Th	²⁰⁶ Pb*,	Возраст, млн пет		מ	238 I I		207 Ph *		207 Ph *		206 Ph *		
НО	²⁰⁶ Pb _c			²³⁸ U	г/т	206Pb	²⁰⁷ Pb	2, %	²⁰⁶ Pb*	±%	$\frac{10}{206}$ Pb*	±%	²³⁵ U	±%	²³⁸ U	±%	Rho
		Г	/T			²³⁸ U	²⁰⁶ Pb										
	-						Габбро-дол	ерит,	обр. 7-2	21		امعد	-				المحمد
1	0.07	602	353	0.61	171	1843 ± 18	1859.4 ± 9.8	1	3.021	1.1	0.1137	0.54	5.189	1.2	0.331	1.1	0.896
2	0.03	1538	2647	1.78	407	1730 ± 16	1862.9 ± 5.8	8	3.249	1.1	0.11392	0.32	4.835	1.1	0.3078	1.1	0.957
3	0.01	4697	12645	2.78	1180	1649 ± 15	1875.7 ± 5.3	14	3.43	1.1	0.11473	0.29	4.613	1.1	0.2916	1.1	0.964
4	0.01	2506	3861	1.59	626	1646 ± 16	1867.5 ± 6.5	13	3.437	1.1	0.11421	0.36	4.581	1.2	0.2909	1.1	0.951
5	0.06	384	102	0.20	106	1800 ± 17	1861 ± 11	3	3.104	1.1	0.11379	0.59	5.054	1.3	0.3221	1.1	0.881
6	0.04	538	183	0.35	152	1831 ± 18	1862.9 ± 8.9	2	3.045	1.1	0.11392	0.49	5.159	1.2	0.3284	1.1	0.914
7	0.05	1137	1949	1.77	305	1748 ± 16	1860.9 ± 6.4	6	3.209	1.1	0.11379	0.35	4.889	1.1	0.3116	1.1	0.950
8	0.02	3487	5259	1.56	963	$\Gamma/9 \pm \Gamma/$	1860.8 ± 4.4	4	3.11	1.1	0.11379	0.24	5.044	1.1	0.3215	1.1	0.974
9	0.04	1610	1090	0.70	423	1718 ± 16	1863.7 ± 5.3	8	3.274	1.1	0.11397	0.29	4.8	1.1	0.3055	1.1	0.964
10	0.16	1379	288	0.22	385	1812 ± 42	1864.5 ± 9.8	3	3.081	2.6	0.11402	0.54	5.1	2.7	0.3246	2.6	0.980
11	0.05	940	1419	1.56	242	1688 ± 16	1865.8 ± 8.6		3.341	1.1	0.1141	0.48	4.709	1.2	0.2993	1.1	0.916
12	0.03	10/2	1449	1.40	292	$1/2 \pm 1/$	1863.8 ± 6.4	5	3.161	1.1	0.11398	0.36	4.9/1	1.1	0.3163	1.1	0.949
13	0.04	1156	164/	1.4/	304	$1/21 \pm 10$	$18/0.7 \pm 6.2$	9	3.269	1.1	0.11441	0.35	4.826	1.1	0.3059	1.1	0.952
14	0.07	1081	014 4220	0.59	312	1800 ± 18 1742 ± 16	1858 ± 10		2.979	1.1	0.11303	0.58	5.259	1.3	0.3357	1.1	0.890
15	0.02	2608	4329	1.72	101	$1/43 \pm 10$ 1709 ± 17	1804.2 ± 4.2		3.221	1.1	0.11432	0.23	4.894	1.1	0.3105	1.1	0.977
10	0.05	690	498	0.75	191	$1/98 \pm 1/$	1800.2 ± 7.9	3	5.108	1.1 21	0.113/3	0.44	3.047	1.2	0.3218	1.1	0.928
1	0.12	157	67	0.44	447	1844 + 20	1925 17		2 02	41 1 2	0 1122	0.02	5 1 2 2	1.5	0.2211	1.2	0 002
2	0.12	302	200	0.44	86.2	1844 ± 20 1847 ± 18	1853 ± 17 1852 ± 12	0	3.02	1.2	0.1122	0.95	5.125	1.3	0.3310	1.2	0.802
2	0.00	287	209	0.71	81.4	$10 + 7 \pm 10$ 1836 ± 18	1052 ± 12 1851 ± 13	1	3.013	1.1	0.11321	0.00	5 1/3	1.5	0.3206	1.1	0.801
4	0.10	464	301	0.75	134	1850 ± 18 1874 + 18	18537 ± 93	_1	2 965	1.2	0.11334	0.51	5 271	1.7	0.3270	1.2	0.000
5	0.03	932	759	0.84	259	$18/4 \pm 10$ 1809 ± 17	1835.7 ± 7.5 1845 3 + 7 7	2	3 087	1.1	0.11282	0.31	5.038	1.2	0.3239	1.1	0.930
6	0.05	205	111	0.56	59.9	1881 + 19	1852 ± 15	_2	2 952	1.1	0.11202	1 1	5 289	1.2	0.3387	1.1	0.741
7	0.11	365	196	0.56	103	1834 + 18	1052 ± 13 1853 ± 13	1	3 039	1.2	0.11328	0.74	5.14	1.0	0.3291	1.2	0.832
8	0.11	223	197	0.91	63.3	1837 ± 18	1862 ± 16	1	3.034	1.2	0.1138	0.89	5.174	1.5	0.3296	1.2	0.793
9	0.05	246	107	0.45	70.3	1857 = 18 1846 ± 18	1802 = 10 1844 ± 15	0	3.016	1.1	0.11275	0.82	5.155	1.4	0.3316	1.1	0.812
10	0.07	195	135	0.72	56.4	1873 ± 19	1851 ± 17	_1	2.966	1.2	0.1132	0.92	5.26	1.5	0.3371	1.2	0.786
11	0.09	296	236	0.82	84.5	1845 ± 18	1852 ± 14	0	3.017	1.1	0.11327	0.75	5.176	1.4	0.3314	1.1	0.831
							Габбро-дол	ерит,	обр. 15-	21				1			
1	0.07	3065	188	0.06	835	1774.8 ± 2.9	1837.9 ± 7.1	4	3.1552	0.19	0.11236	0.39	4.91	0.44	0.31694	0.19	0.435
2	0.03	1249	421	0.35	353	1835.2 ± 4.1	1859.4 ± 6.4	1	3.0364	0.25	0.1137	0.36	5.163	0.44	0.32934	0.25	0.581
3	0.10	617	119	0.20	179	1870 ± 4.8	1859.7 ± 9.5	-1	2.9714	0.3	0.11372	0.53	5.277	0.61	0.33654	0.3	0.490
4	0.38	208	96	0.48	53.8	1690.5 ± 7.6	1853 ± 25	10	3.335	0.51	0.1133	1.4	4.685	1.5	0.2998	0.51	0.354
5	0.26	4068	1089	0.28	612	1038.3 ± 1.6	1610.1 ± 6.1	55	5.7219	0.17	0.09925	0.33	2.3917	0.37	0.17477	0.17	0.454
6	0.04	1062	368	0.36	299	1825 ± 3.7	1872.8 ± 7	3	3.0559	0.24	0.11455	0.39	5.168	0.46	0.32724	0.24	0.517
7	0.04	1125	1375	1.26	313	1807.5 ± 4.1	1845.5 ± 6.7	2	3.0899	0.26	0.11283	0.37	5.035	0.45	0.32364	0.26	0.570
8	0.03	1431	2881	2.08	408	1845.4 ± 3.4	1853.7 ± 6.2	0	3.0171	0.21	0.11334	0.34	5.18	0.4	0.33145	0.21	0.531
9	0.02	1424	612	0.44	401	1825.6 ± 3.4	1855.9 ± 7.5	2	3.0548	0.22	0.11348	0.41	5.122	0.47	0.32736	0.22	0.462
10	0.03	1250	1993	1.65	507	2492.1 ± 5	2531.4 ± 6.1	2	2.1189	0.24	0.16735	0.36	10.89	0.44	0.4719	0.24	0.558
12	0.01	2849	1324	0.48	812	1846.3 ± 2.7	1856.5 ± 7	1	3.0154	0.17	0.11352	0.39	5.191	0.42	0.33163	0.17	0.399
14	0.96	95	45	0.49	35.9	2337 ± 17	1910 ± 31	-18	2.288	0.86	0.117	1.7	7.05	1.9	0.437	0.86	0.446
15	0.11	380	142	0.39	110	1864.6 ± 7.1	1858 ± 13	0	2.981	0.44	0.11362	0.69	5.254	0.82	0.3354	0.44	0.532

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1 б. Рb_c и Pb^{*} — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибки калибровки стандарта TEMORA – 0.43; 0.41; 0.41 и 0.32 %. *D* —дискордантность, рассчитана по уравнению $D = 100 \cdot [(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \text{ возраст}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ возраст}) - 1]. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/^{235}U и ²⁰⁶Pb*/^{238}U.$



Рис. 8. Диаграммы с конкордией и средневзвешенного ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста цирконов из габбро-долеритов.

а-г — пояснения см. в тексте.

21) зерна циркона незональны в КЛ или обладают слабой ростовой зональностью во внешних зонах (см. рис. 5, *г*). Они имеют пониженные концентрации U (157—932 г/т), Th (67—759 г/т) и Th/U = 0.44—0.91 (см. рис. 6). Конкордантный и средневзвешенный возраста 11 зерен циркона составляют 1850 ± 7 млн лет (СКВО = 0.14) (см. рис. 8, δ) и 1850 ± 8 млн лет (СКВО = 0.21) и в пределах ошибки идентичны возрасту циркона из других габбро-долеритов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия образования циркона в палеопротерозойских мафических породах. Характерной чертой датированных цирконов являются широкие вариации концентраций U и Th и величины Th/U (см. рис. 6). Th/U отношение в интервале 1-2 является доминирующим для цирконов из монцодиоритов и габбро-долеритов из фрагмента дайки, тогда как габбро-долериты из включений в породах Тойсукского массива содержат цирконы преимущественно с Th/U < 1. Отмечается тенденция к росту Th/U с увеличением содержания U и Th. При близости коэффициентов распределения этих элементов широкий диапазон концентраций U и Th в цирконе может быть следствием различной степени их накопления в остаточном расплаве при отсутствии других минералов-концентраторов. Поскольку Th является более несовместимым элементом при кристаллизации мафического расплава, чем U, это может быть одной из

причин увеличения Th/U в цирконах, обогащенных этими элементами. Таким образом, одновременное обогащение циркона U и Th с ростом Th/U свидетельствует в пользу формирования циркона из дифференцированного мафического расплава и может рассматриваться в качестве типоморфного признака таких цирконов.

Характерная черта пород двух исследованных мафических комплексов — это обогащение некогерентными элементами, в том числе цирконием. Максимальные концентрации Zr имеют габбро-долериты, в том числе и высокомагнезиальные их разности (Mg# = 66, Zr = 207 г/т), следовательно, высокие концентрации Zr это исходная черта их материнского расплава. В случае монцодиоритов причиной обогащения Zr могло быть фракционирование более магнезиального материнского расплава. Связь повышенных концентраций Zr в исследованных породах с захватом циркона из коровых пород на уровне становления или в промежуточных камерах маловероятна, поскольку среди всех датированных цирконов установлено только два более древних зерна (~2.5 и 1.9 млрд лет) в габбро-долерите. Следует отметить, что монцодиориты Тойсукского массива, среди которых развиты габбро-долериты, также лишены ксеногенных архейских цирконов [Туркина, Капитонов, 2019].

Для оценки условий формирования были рассчитаны температуры насыщения цирконием по уравнению из работы [Shao et al., 2019]. Для габбро-долеритов они находятся в диапазоне 708—905 °C, а монцодиоритов — 839—965°C (см. табл. 1). В том и другом случае эти температуры отчетливо ниже, чем вероятные температуры генерации мафических расплавов, следовательно, образование циркона происходило на поздних стадиях кристаллизации. Это заключение согласуется с приуроченностью циркона к микрографическим срастаниям щелочного полевого шпата и кварца, что предполагает кристаллизацию циркона, вероятно, из последних капель расплава, обогащенных Zr. Этот вывод согласуется с обогащением циркона Th и U, что также свидетельствует в пользу вывода об образовании циркона из дифференцированного остаточного расплава.

Палеопротерозойский этап мафического и кислого магматизма на юго-западе Сибирского кратона. Результаты геохронологического исследования циркона показали идентичность по возрасту сходных по геохимическим характеристикам габбро-долеритов, слагающих тела различной морфологии в экзо- и эндоконтактовой зоне Тойсукского массива, а также их близость с монцодиоритами Полуденного массива. Все эти проявления базитового магматизма были сформированы на рубеже 1873-1851 млн лет. Суммируя все данные по возрасту палеопротерозойских базитов, время их формирования ограничено интервалом 1.87—1.85 млрд лет (табл. 4). Как установлено ранее [Донская и др., 2002; Сальникова и др., 2007; Туркина, Капитонов, 2019; и др.], формирование палеопротерозойских гранитоидов в Шарыжалгайском выступе произошло в довольно узком временном диапазоне 1.87—1.84 млрд лет. В Иркутном блоке к этому рубежу относится становление наиболее крупного Тойсукского монцодиоритгранитного массива и многочисленных мелких тел чарнокитов и гранитоидов на юго-востоке блока. Таким образом, геохронологическая информация свидетельствует о синхронности базитового и гранитоидного магматизма. Наряду с мелкими массивами габброноритов, монцодиоритов и дайками, к продуктам палеопротерозойского мафического магматизма относятся и монцодиориты и гранодиориты Тойсукского массива, слагающие около трети этого крупнейшего в Шарыжалгайском выступе батолита и образованные при участии мафической магмы [Туркина, Капитонов, 2019]. Мафический магматизм в Иркутном блоке происходил в условиях постколлизионного растяжения, которые были благоприятны для андерплейтинга мантийных расплавов в основание коры. Проявления базитового магматизма на всей площади Иркутного блока предполагают наличие обширной термальной аномалии в мантии, которая могла обеспечить в результате андерплейтинга мантийных магм прогрев коры и явиться причиной

№ п/п	Ассоциация	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Источник	
1	Малозадойский массив	Габбронориты	Бадделеит	1863 ± 1	[Мехоношин и др., 2016]	
2	Полуденный массив	Монцодиорит	Циркон	1873 ± 10	[Данная работа]	
3	Китойский рой	Габбро-долерит	»	1864 ± 4	[Гладкочуб и др., 2013]	
4	Фрагмент дайки р. Бол. Задой	»	»	1858 ± 6.5	[Данная работа]	
6	Включения в Тойсукском массиве	»	»	1855 ± 4.2	»	
				1851 ± 7.7	»	
7	Тойсукский массив	Монцодиориты	»	1838 ± 6	[Туркина, Капитонов, 2019]	
8	Дайки среднего течения р. Китой	Лампрофиры	»	1864.7 ± 1.8	[Ivanov et al., 2019]	

Таблица 4. Возраст палеопротерозойских базитовых ассоциаций Иркутного блока и зоны его сочленения с Китойским



Рис. 9. Диаграмма Ta/Yb–Ce/Yb для монцодиоритов и габбро-долеритов.

Поля пород шошонитовой (Ш), известково-щелочной (ИЩ) и толеитовой (Т) серий, по [Pearce, 1982]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

как регионального гранулитового метаморфизма (7— 8 кбар, 850—870 °С) [Сухоруков, 2013; Сухоруков, Туркина, 2018], так и гранитообразования.

Состав и мантийные источники палеопротерозойских базитов. Изученные монцодиориты и габбродолериты, так же как и одновозрастные габбро-долериты Китойского роя даек, имеют ряд общих характеристик. Это присутствие биотита и щелочного полевого шпата, обогащение K₂O, Ва и некогерентными редкими элементами: Th и легкими РЗЭ, Zr, все эти черты типичны для

пород шошонит-латитового ряда (рис. 9). Как монцодиориты, так и габбро-долериты характеризуются сильнофракционированными мультиэлементными спектрами за счет обогащения легкими РЗЭ и Th (см. рис. 4). К проявлениям шошонитового магматизма в рассматриваемом регионе, по данным [Ivanov et al., 2019], относятся также сходные с лампрофирами породы мелких тел в среднем течении р. Китой, обогащенные Ba, Th, Zr и легкими РЗЭ.

Идентичность по возрасту и сходство по геохимическим характеристикам предполагает формирование монцодиоритов и габбро-долеритов из одного типа материнских расплавов, генерация которых происходила из обогащенного мантийного источника. В пользу обогащенного мантийного источника свидетельствуют индикаторные отношения редких элементов. При плавлении перидотитов коэффициенты распределения (*Kd*) твердые фазы/расплав $Kd_{Nb} < Kd_Y$, т. е. Nb является более несовместимым элементом, чем Y. Согласно расчетным оценкам, плавление близкого к примитивно-мантийному источнику приводит к слабому увеличению (Nb/Y)_{PM} до 1.3 [Туркина и др., 2022]. Величины (Nb/Y)_{PM} составляют 1.7 и 2.0—2.8 для монцодиоритов и габбро-долеритов соответственно, что указывает на обогащенный характер их мантийных источников.

Это заключение согласуется с изотопным составом Nd исследованных пород. Монцодиориты Полуденного массива характеризуются $\varepsilon_{Nd}(T)$ –7.7 и –7.8, более широкий диапазон отрицательных $\varepsilon_{Nd}(T)$ имеют габбро-долериты (от -6.1 до -9.6) (см. табл. 2). Аналогичный изотопный состав и у монцодиоритов Тойсукского массива — $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -5.3 до -10.2 [Туркина, Капитонов, 2019]. Столь низкие значения $\varepsilon_{\text{Na}}(t)$ не могут быть связаны с контаминацией коровым материалом. Кора Иркутного блока, судя по изотопному Nd составу палеопротерозойских гранитов, характеризуется на время 1.86 млрд лет $\varepsilon_{Nd}(T)$ в диапазоне от -6 до -12 [Туркина, 2022]. Вклад корового компонента в генезис мафических пород должен составлять не менее 30 %, что не согласуется с их составом, прежде всего высокой магнезиальностью. Кроме того, отсутствует корреляция между величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ и главными индексами коровой контаминации, такими как содержание SiO₂, Mg#, (La/Sm)_n. Следовательно, изотопные параметры палеопротерозойских базитов указывают на долгоживущий обогащенный мантийный источник, такой как субконтинентальная литосферная мантия. Ранее модель формирования при дифференциации мафических магм из обогащенного мантийного источника, такого как архейская субконтинентальная литосфера, рассматривалась для монцодиоритов Тойсукского массива. Метасоматоз и формирование обогащенной субконтинентальной литосферной мантии могли быть связаны с неоархейским этапом. Этому этапу в Иркутном блоке отвечает образование протолитов мафических гранулитов (2.66 млрд лет), имеющих типичные для субдукционных вулканитов повышенные концентрации LILE и деплетирование Nb [Turkina et al., 2012]. Количественные оценки [Туркина, Капитонов, 2019] показали, что эволюция неоархейской мантии с низким 147 Sm/ 144 Nd = 0.125 приводит на рубеже 1.86 млрд лет к снижению $\varepsilon_{Nd}(T)$ до значений от -6.3 до -10.5, что отвечает диапазону этого параметра для габбро-долеритов и монцодиоритов. В пользу образования этих пород за счет субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной при метасоматозе под действием флюидов/расплавов из погружающейся океанической плиты, свидетельствует их резкое обеднение Nb относительно Th и легких РЗЭ, что является типичным для базальтов субдукционных обстановок. Таким образом, вероятной моделью образования изученных мафических ассоциаций является плавление субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной в результате предшествующих неоархейских субдукционных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным U-Pb датирования магматического циркона формирование монцодиоритов Полуденного массива и габбро-долеритов в эндо- и экзоконтактовой зонах Тойсукского массива произошло на рубеже 1.87—1.85 млрд лет. Внедрением мафических магм и их андерплейтингом в основание коры, вызванными подъемом мантийного диапира в условиях постколлизионного растяжения, определяется субсинхронность мафического и гранитоидного магматизма в Иркутном блоке в интервале 1.87—1.84 млрд лет. Исходные магмы для палеопротерозойских мафических ассоциаций характеризуются обогащением несовместимыми элементами, в том числе Zr, и низкими отрицательными $\varepsilon_{Nd}(T)$. Эти геохимические и изотопные характеристики указывают на образование из долгоживущего обогащенного мантийного источника субконтинентальной литосферной мантии. В пользу образования циркона из последних порций эволюционировавшего мафического расплава свидетельствует его приуроченность к микрографическим срастаниям щелочного полевого шпата и кварца. На позднюю кристаллизацию циркона указывают также низкие температуры насыщения цирконием (710—965 °C) и его обогащение U и Th с ростом Th/U, отражающее накопление этих высоко несовместимых элементов в остаточном расплаве.

Авторы благодарят д.г.-м.н. С.Н. Руднева, а также сотрудников ЦКП МИИ (г. Новосибирск) к.г.м.н. И.В. Николаеву, к.г-м.н. С.В. Палесского, Д.В. Семенову, А.В. Карпова, Н.Г. Карманову, выполнивших аналитические работы, и к.г.-м.н. Н.Г. Бережную (ЦИИ ВСЕГЕИ) за помощь в подготовке циркона для исследования.

Изотопное датирование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 20-05-00265). Обобщение данных по палеопротерозойскому магматизму проведено в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия, 2018, № 3, с. 209—221, doi: 10.7868/S0016752518030019.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Скляров Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Э., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского позднеколлизионного базитового магматизма в Присаянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 440—444, doi: 10.7868/S0869565213160160.

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

Мехоношин А.С., Эрнст Р.Э., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1043—1057, doi: 10.15372/GiG20160513.

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.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 1, № 4, с. 3—19.

Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1314—1335, doi; 10.1016/j.rgg.2013.07.017.

Сухоруков В.П., Туркина О.М. *РТ*-тренд метаморфизма и возраст мигматитов северо-западной части Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (6), с. 837—856, doi: 10.15372/GiG20180606.

Туркина О.М. Раннедокембрийская эволюция коры Иркутного 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, doi:10.2113/RGG20204255.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (4), с. 489—513, doi: 10.15372/RGG2019026.

Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю. Состав и изотопные параметры метабазальтов и габброидов Онотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирского кратона) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // Петрология, 2022, т. 30, № 5, с. 520—544, doi: 10.31857/S0869590322040069.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved 206Pb/218U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol., 2004, v. 205, p. 115—140.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Res., 2020, v. 348, 105869, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105869.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nat. Geosci., 2016, v. 9, p. 464—469.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues / Ed. P. Sylvester. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser., 2008, v. 40, p. 307—311.

Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I. Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting // Lithos, 2019, v. 328—329, p. 88—100, doi: 10.1016/j.lithos.2019.01.015.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

Ludwig K.R. SQUID 1.13a. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Berkeley, Calif., 2005, v. 2, 19 p.

Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2012, v. 5, p. 1–71, http://www.bgc.org/isoplot.html.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. New York, Wiley, 1982, p. 525—548.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Res., 2005, v. 136, p. 353—368, doi: 10.1016/j.precamres.2004.12.003.

Shao T., Xia Y., Ding X., Cai Y., Song M. Zircon saturation in terrestrial basaltic melts and its geological implications // Solid Earth Sci., 2019, v. 4, p. 27–42, doi: 10.1016/j.sesci.2018.08.001.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse, M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol., 2008, v. 249 (1–2), p. 1–35, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.

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, Sharyzhal-gay Uplift: Implications for the Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // Gondwana Res., 2012, v. 21, p. 801—817, doi: 10.1016/j.gr.2011.09.012.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Rev. Econ. Geol., SEG, 1998, v. 7, p. 1–35.