

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНО-СИБИРСКОГО ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА (на примере Усть-Игнокского массива Урикско-Ийского грабена)

Т.В. Донская<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, Е.Н. Лепехина<sup>2</sup>, П.А. Львов<sup>2</sup>,  
Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>, З.Л. Мотова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

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

Проведено геологическое, геохронологическое, геохимическое и изотопно-геохимическое изучение магматических пород Усть-Игнокского габбро-диоритового массива Урикско-Ийского грабена Сибирского кратона, а также обобщение оригинальных и опубликованных данных по раннепротерозойским магматическим породам основного состава в Южно-Сибирском постколлизиионном магматическом поясе. Установлено, что Усть-Игнокский массив сложен породами, составляющими непрерывный ряд от биотитовых габбро через габбро-диориты и диориты до кварцевых диоритов. Датирование U-Pb методом по циркону кварцевого диорита Усть-Игнокского массива показало, что они имеют возраст  $1836 \pm 10$  млн лет и могли быть сформированы на завершающей стадии становления Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса.

Породы Усть-Игнокского массива по своему химическому составу соответствуют породам нормальной и умеренной щелочности. Все магматические породы от габбро до кварцевых диоритов характеризуются хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Nb-Ta и Ti на мультиэлементных спектрах, при этом значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  изменяются в них от +0.3 до -0.9. Индикаторные геохимические отношения в габброидах указывают на незначительную контаминацию их источника материалом континентальной коры и свидетельствуют в пользу их формирования в результате плавления обогащенного литосферного мантийного источника. Габбро-диориты — кварцевые диориты Усть-Игнокского массива, наиболее вероятно, были образованы в результате фракционной кристаллизации габброидов.

Анализ геохимических и изотопно-геохимических характеристик магматических пород основного состава Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса показал, что большинство из них было образовано за счет плавления субконтинентальной литосферной мантии с надсубдукционными геохимическими характеристиками, которая могла быть сформирована в ходе субдукционных процессов, предшествовавших становлению структуры Сибирского кратона.

*Габбро, диориты, U-Pb возраст по циркону, геохимия, изотопия Nd, ранний протерозой, Сибирский кратон.*

## EARLY PROTEROZOIC BASIC MAGMATISM IN THE SOUTH SIBERIAN POSTCOLLISIONAL MAGMATIC BELT (by the example of the Ust'-Ignok massif in the Urik-Iya graben)

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, E.N. Lepikhina,  
P.A. L'vov, E.I. Demonterova, and Z.L. Motova

We performed geological, geochronological, geochemical, and isotope-geochemical studies of igneous rocks of the Ust'-Ignok gabbrodiorite massif in the Urik-Iya graben of the Siberian craton and summarized the obtained and published data on early Proterozoic mafic igneous rocks in the South Siberian postcollisional magmatic belt. It has been established that the Ust'-Ignok massif is composed of rocks of the continuous series from biotite gabbro via gabbrodiorites and diorites to quartz diorites. U-Pb zircon dating of quartz diorites of the Ust'-Ignok massif yielded an age of  $1836 \pm 10$  Ma, i.e., the massif rocks might have originated at the final stage of the formation of the South Siberian postcollisional magmatic belt. The rocks of the Ust'-Ignok massif are of normal and medium alkalinity. All igneous rocks from gabbro to quartz diorites show distinct negative anomalies of Nb-Ta and Ti in their multielement patterns, and their  $\epsilon_{Nd}(T)$  values vary from +0.3 to -0.9. The geochemical indicator ratios in the gabbroids point to insignificant contamination of their source with continental-crust material and to their formation through the melting of an enriched lithospheric-mantle source. Gabbrodiorites-quartz diorites of the Ust'-Ignok massif resulted, most likely, from the fractional crystallization of gabbroids. Analysis of the geochemical and isotope characteristics of mafic igneous rocks of the South Siberian postcollisional magmatic belt shows that most of them resulted from the melting of the subcontinental lithospheric mantle with suprasubductional geochemical features. This mantle might have formed during subduction processes preceding the formation of the Siberian craton.

*Gabbro, diorite, U-Pb zircon age, geochemistry, Nd isotope data, Paleoproterozoic, Siberian craton*

## ВВЕДЕНИЕ

Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс является одной из ключевых структур Сибирского кратона и протягивается вдоль всего его южного края на расстояние около 2500 км (рис. 1) [Ларин и др., 2003]. Магматические образования этого пояса имеют возраст 1.88—1.84 млрд лет и фиксируют окончательное становление Сибирского кратона как единой структуры, а также возможное вхождение его в суперконтинент Колумбия [Ларин и др., 2003; Didenko et al., 2009]. Порода пояса представлены преимущественно гранитоидами и ассоциирующими с ними вулканитами кислого состава, магматические образования основного—среднего состава отмечаются в пределах Южно-Сибирского пояса в подчиненном количестве (см. рис. 1). В частности, единичные дайки долеритов были отмечены в Бирюсинском, Шарыжалгайском, Байкальском выступах фундамента и на Алданском щите [Шохонова и др., 2010; Gladkochub et al., 2010; Гладкочуб и др., 2012, 2013; Попов и др., 2012; Мехоношин и др., 2016; Ernst et al., 2016; Донская и др., 2019; Ivanov et al., 2019]. К Чара-Олекминскому блоку также приурочены габброиды крупного Чинейского массива с возрастом 1.87 млрд лет [Гонгальский и др., 2008а, б; Попов и др., 2009; Gongalsky et al., 2016], а в Байкальском выступе среди вулканических пород аkitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса отмечаются базальтоиды [Неймарк и др., 1998; Шохонова и др., 2010]. Однако, в связи с тем, что для большинства гранитоидов и вулканитов кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса фиксируется добавление мантийного материала в их источники [Донская и др., 2005, 2008; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017], любая информация о магматических образованиях основного состава как потенциальных поставщиках этого материала представляется чрезвычайно важной.

В статье приводятся результаты петрографического, геохронологического, геохимического и изотопного исследования габброидов—диоритов ранее не изученного Усть-Игнокского массива, расположенного в Урикско-Ийском грабене южной части Сибирского кратона. Отдельной задачей статьи является обобщение оригинальных и опубликованных данных по раннепротерозойским магматическим породам основного состава в Южно-Сибирском постколлизийном магматическом поясе с целью проанализировать возможные составы мантийных источников для этих пород, а также охарактеризовать потенциальные источники мантийного вещества в области магмагенерации гранитоидов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Урикско-Ийский грабен, располагающийся между Шарыжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента, является одной из ключевых структур южного фланга Сибирского кратона с точки зрения изучения раннепротерозойского постколлизийного магматизма (рис. 2). Формирование пород Урикско-Ийского грабена предположительно началось на временном рубеже ~1.91 млрд лет в обстановке

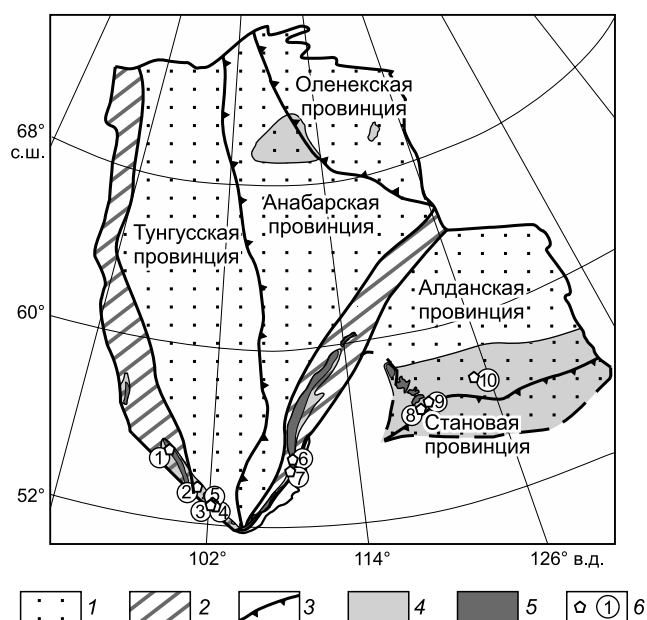
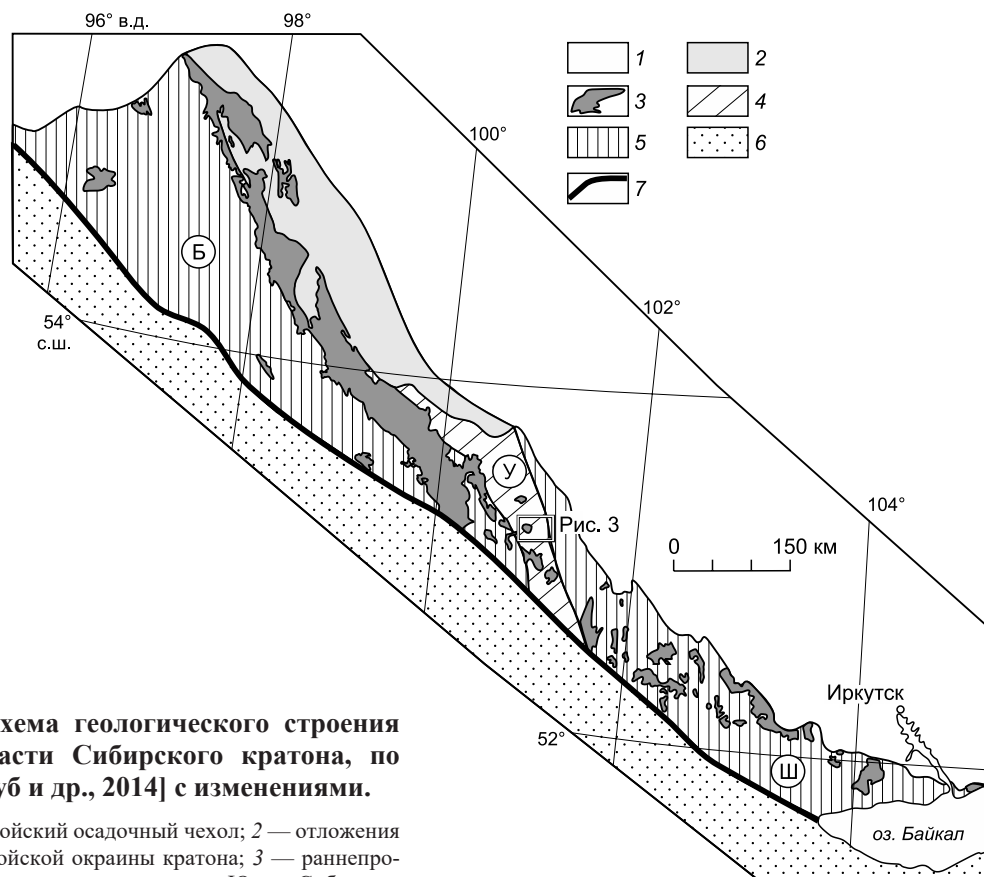


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и расположение Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, по [Розен, 2003; Ларин и др., 2003; Gladkochub et al., 2006] с изменениями.

1 — основные провинции (супертеррейны); 2 — раннепротерозойские складчатые пояса; 3 — шовные зоны; 4 — выступы фундамента; 5 — раннепротерозойский Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс; 6 — выходы раннепротерозойских магматических пород основного состава. Цифры в кружках: 1 — долериты, вулканиты основного состава мальцевской толщи Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа; 2 — габброиды Усть-Игнокского массива Урикско-Ийского грабена; 3 — габбро-долериты даек р. Китой Шарыжалгайского выступа; 4 — габброиды Малозадойского массива Шарыжалгайского выступа; 5 — долериты, лампрофиры небольших массивов р. Китой Шарыжалгайского выступа; 6 — базальтоиды аkitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа; 7 — долериты даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа; 8 — габброиды чинейского комплекса Алданского щита; 9 — дайки долеритов и габбро-долеритов куранахского комплекса Алданского щита; 10 — дайки долеритов и габбро-долеритов каларо-нимнырского комплекса Алданского щита.

7 — долериты даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа; 8 — габброиды чинейского комплекса Алданского щита; 9 — дайки долеритов и габбро-долеритов куранахского комплекса Алданского щита; 10 — дайки долеритов и габбро-долеритов каларо-нимнырского комплекса Алданского щита.



**Рис. 2. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона, по [Гладкочуб и др., 2014] с изменениями.**

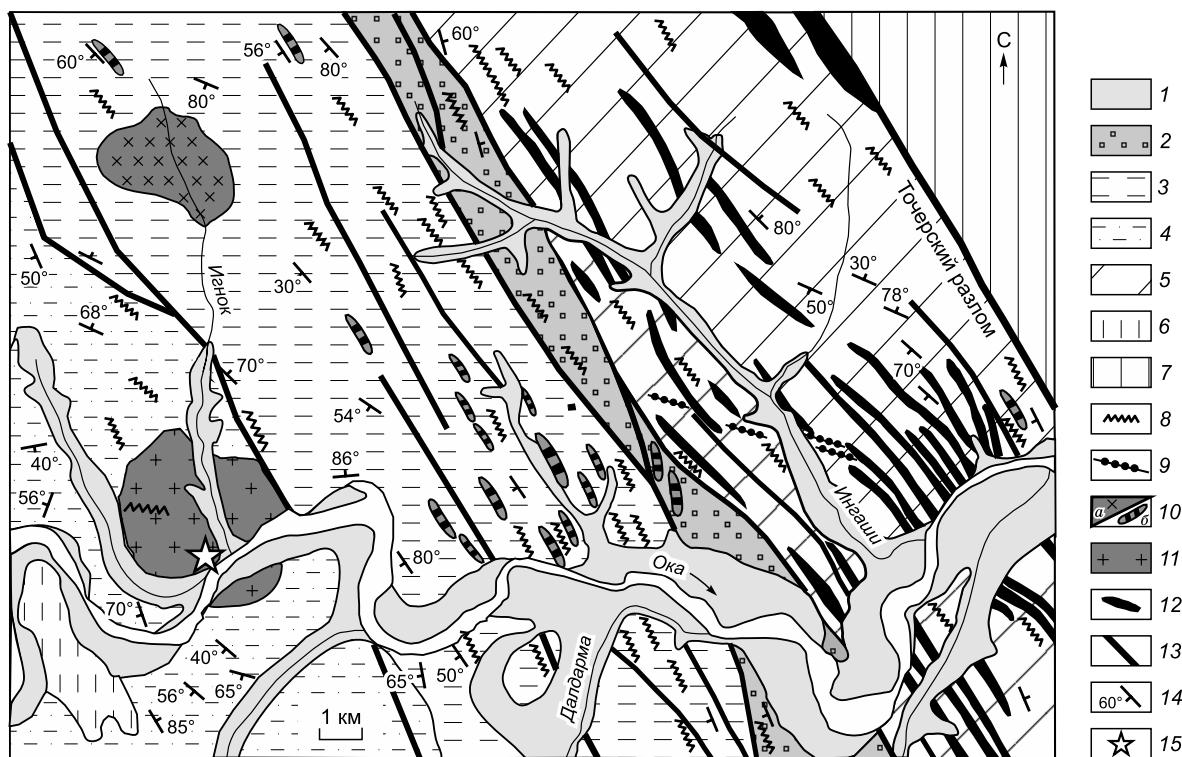
1 — фанерозойский осадочный чехол; 2 — отложения неопротерозойской окраины кратона; 3 — раннепротерозойские магматические породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса; 4 — раннепротерозойский Урикско-Ийский грабен (У); 5 — раннедокембрийские выступы фундамента (Б — Бирюсинский; Ш — Шарыжалгайский); 6 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 7 — Главный Саянский разлом.

растяжения, связанной с коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков [Гладкочуб и др., 2014; Донская и др., 2018]. Завершились данные коллизийные события внедрением образований, входящих в структуру Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, главным образом гранитоидов [Гладкочуб и др., 2014]. Большинство постколлизийных гранитоидов располагается в юго-западной и южной частях грабена, где они прорывают осадочные отложения нижней большереченской свиты (аналог ингашинской свиты, расположенной в северо-восточной части грабена) (см. рис. 2). U-Pb возраст постколлизийных гранитоидов в пределах разных массивов Урикско-Ийского грабена варьирует от  $1875 \pm 8$  до  $1827 \pm 6$  млн лет [Галимова и др., 2012], что совпадает с возрастом магматических пород всего Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

Усть-Игнокский массив находится в центральной части Урикско-Ийского грабена, в районе устья р. Игнок при впадении в р. Ока (рис. 3). Массив сложен преимущественно магматическими породами основного—среднего состава. Породы массива прорывают осадочно-вулканогенные отложения нижней подсвиты далдарминской свиты, которая слагает среднюю часть разреза Урикско-Ийского грабена (см. рис. 3). Площадь массива составляет не более 20 км<sup>2</sup> [Галимова и др., 2012].

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД УСТЬ-ИГНОКСКОГО МАССИВА

Детальные исследования пород Усть-Игнокского габбро-диоритового массива были проведены на левом берегу Оки с двух сторон от устья р. Игнок (см. рис. 3). Данный массив сложен породами, составляющими непрерывный ряд от биотитовых габбро через габбро-диориты и диориты до кварцевых диоритов. Породы массива прорваны жилами аплитов. Кроме того, в пределах массива было обнаружено тело среднезернистых габброидов, не имеющих прямого контакта с остальными породами массива. Возможно, эти породы относятся к первой фазе Усть-Игнокского массива, но с такой же долей вероят-



**Рис. 3. Схема геологического строения центральной части Урикско-Ийского грабена (междуречье Ингаш—Игнок), по [Гладкочуб и др., 2014; Донская и др., 2018] с изменениями.**

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2—6 — отложения Урикско-Ийского грабена: 2 — ермосохинская свита, 3 — верхняя подсвита далдарминской свиты, 4 — нижняя подсвита далдарминской свиты, 5 — ингашинская свита, 6 — большереченская свита; 7 — раннедокембрийские комплексы Шарьжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона; 8—11 — интрузивные комплексы: 8 — неопротерозойские долериты, 9 — лампроиты, 10 — палеомезопротерозойские гранитоиды чернозиминского (игнокского) комплекса: *a* — массивы, *b* — крупные дайковые тела, 11 — палеопротерозойские габброиды — диориты Усть-Игнокского массива; 12 — палеопротерозойские метадолериты ангаульского комплекса; 13 — разломы; 14 — залегание слоистости; 15 — места отбора пр. 1665 на геохронологические исследования.

ности эти габброиды могут оказаться и ксенолитами, и более молодыми секущими телами, так как их возраст неизвестен, а их геохимические характеристики отличаются от остальных пород массива [Донская и др., 2018]. В настоящей статье аплиты и габброиды с неопределенной геологической позицией не рассматриваются.

Отличительной чертой всех проанализированных магматических пород Усть-Игнокского массива от габбро до кварцевых диоритов является присутствие в них биотита в количестве от 3 до 9 % в качестве второстепенного минерала.

Габброиды Усть-Игнокского массива по минеральному составу соответствуют биотитовым габбро, главными минералами которых являются частично сосюритизированный плагиоклаз, клинопироксен и роговая обманка. Ортопироксен, биотит, рудный минерал, кварц и калиевый полевой шпат представлены как второстепенные минералы. Ортопироксен и клинопироксен находятся в тесном сростании друг с другом и обрастают роговой обманкой, которая замещается тремолит-актинолитовым агрегатом, хлоритом, эпидотом. Биотит в габбро частично замещается хлоритом и содержит тонкие включения рутила. В породе также отмечается небольшое количество калиевого полевого шпата (2—3 %), на границе зерен которого с плагиоклазом изредка отмечаются микрогранофировые сростания кварца и плагиоклаза. Помимо рутила, в качестве аксессуарных минералов в габброидах присутствует апатит.

Главными минералами габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов Усть-Игнокского массива являются плагиоклаз и роговая обманка в разных количествах. Второстепенные минералы представлены биотитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и рудным минералом во всех породах, а также клинопироксеном в габбро, диоритах и кварцевых диоритах с содержанием SiO<sub>2</sub> менее 62 мас. %. В ряду габбро-диориты—диориты—кварцевые диориты отмечается уменьшение количества роговой обманки (от 40 до 10 %) и клинопироксена (от 5 % до полного исчезновения), а также увеличение содержаний

плаггиоклаза (от 35 до 60 %), кварца (от 2 до 10 %) и калиевого полевого шпата (от 3 до 8 %). Породы претерпели вторичные изменения, выраженные сосюритизацией плаггиоклаза, замещением клинопиксена роговой обманкой, а роговой обманки, в свою очередь, биотитом и эпидотом, также отмечаются псевдоморфозы хлорита и эпидота по биотиту. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном во всех породах, а также дополнительно цирконом в диоритах и кварцевых диоритах.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пятнадцать образцов магматических пород Усть-Игнокского массива проанализированы на содержание главных, редких и редкоземельных элементов. Для трех образцов выполнены Sm-Nd изотопные исследования. Датирование U-Pb методом по циркону проведено для кварцевого диорита Усть-Игнокского массива. Место отбора пробы на геохронологические исследования показано на рис. 3.

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик Е.Г. Колтунова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикроанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-2, BCR-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метаболитом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Изотопные Sm-Nd исследования проведены в Институте земной коры СО РАН. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5 %, изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  — 0.5 %,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  — 0.005 % ( $2\sigma$ ). Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило  $0.512090 \pm 0.000019$  ( $2\sigma$ ,  $n = 6$ ). При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и деплетированной мантии DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Выделение циркона из пробы кварцевого диорита № 1665 проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение его морфологических особенностей осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского). U-Pb геохронологические исследования циркона проведены на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Pb/U отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.8 млн лет [Black et al., 2003]. Концентрации урана и тория в измеряемых цирконах были получены, используя стандарт циркона 91500 с известным содержанием урана 81.2 г/т [Wiedenbeck et al., 1995]. При расчете возрастов брали общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Построение диаграмм с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне 1  $\sigma$ , погрешности вычисленного конкордантного возраста — на уровне 2  $\sigma$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Th-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба № 1665 кварцевого диорита Усть-Игнокского массива была отобрана в районе устья р. Игнок (координаты  $53^{\circ}17.336'$  с.ш.,  $100^{\circ}42.032'$  в.д.) (см. рис. 3). Из пробы был выделен акцессорный циркон, представленный прозрачными идиоморфными кристаллами сиреневого цвета или обломками кристаллов. Размер зерен циркона изменяется от 100 до 250 мкм, удлинение кристаллов составляет 1:2—1:3. На катодолюминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается полосчатая и осцилляторная зональность, которая интерпретируется как первично-магматическая (рис. 4, а). Результаты анализа десяти зерен циркона представлены в табл. 1 и на рис. 4, б. В измеренных зернах зафиксированы высокие концентрации урана и тория, составляющие 1305—4542 и 981—4034 г/т соответственно. Отношения  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  варьируются в диапазоне от 0.64 до 0.98. На U-Pb диаграмме с конкордией (см. рис. 4, б) десять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет  $1836.0 \pm 9.7$  млн лет (СКВО = 0.20). Согласно морфологическим особен-

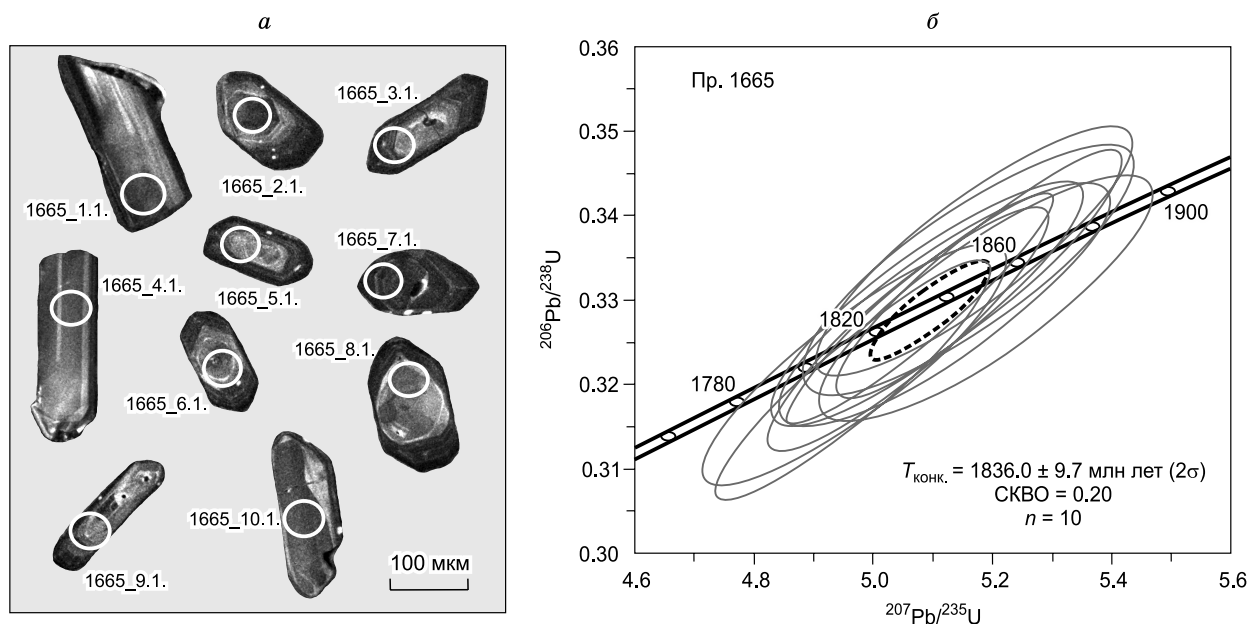


Рис. 4. Изображения, выполненные в режиме катодолуминесценции (а), и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для кристаллов цирконов из кварцевого диорита Усть-Игнокского массива (пр. 1665).

ностям циркона, свидетельствующим о его магматическом происхождении, значение возраста  $1836 \pm 10$  млн лет может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст диоритов Усть-Игнокского массива. На основании полученных данных можно сделать вывод, что формирование пород Усть-Игнокского массива имело место на завершающей стадии становления Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УСТЬ-ИГНОКСКОГО МАССИВА И ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИС

Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах Усть-Игнокского массива варьируется от 50 до 63 мас. % при  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 4.0\text{—}6.7$  мас. % (табл. 2). На диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—}\text{SiO}_2$  [Шарпенюк и др., 2013] точки составов проанализированных пород располагаются вдоль линии, разделяющей породы нормальной и умеренной щелочности (рис. 5). Магнезиальность (mg#) в породах массива изменяется от 53 до 66.

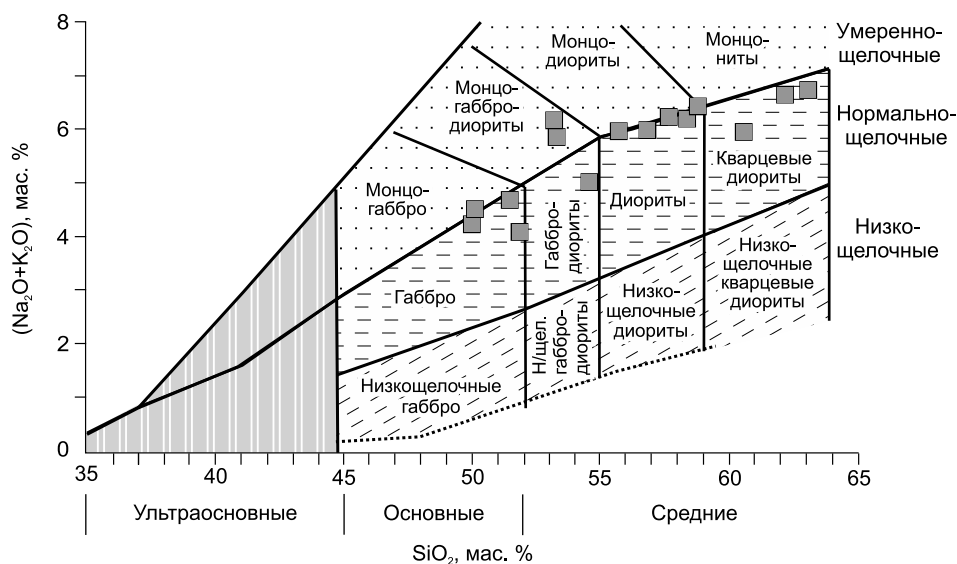


Рис. 5. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—}\text{SiO}_2$  [Шарпенюк и др., 2008] для пород Усть-Игнокского массива.

Таблица 1. Результаты U-Pb анализа цирконов из кварцевого диорита Усть-Игнокского массива (пр. 1665)

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		D, %	
						$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ (1)	$\pm\%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)
1665-1.1	0.08	1652	1166	0.73	468	3.034	1.8	0.11200	1.00	5.090	2.1	0.3296	1.8	1836 ± 29	1832 ± 18	0
1665-2.1	0.10	4542	4034	0.92	1280	3.040	1.7	0.11197	0.63	5.078	1.8	0.3289	1.7	1833 ± 27	1832 ± 11	0
1665-3.1	0.14	1716	1068	0.64	476	3.103	1.8	0.11190	1.00	4.970	2.1	0.3223	1.8	1801 ± 28	1830 ± 18	2
1665-4.1	0.08	1305	981	0.78	377	2.978	1.8	0.11160	1.10	5.170	2.1	0.3358	1.8	1866 ± 30	1825 ± 19	-2
1665-5.1	0.13	1851	1246	0.70	531	2.999	1.8	0.11220	1.20	5.160	2.2	0.3335	1.8	1855 ± 29	1836 ± 22	-1
1665-6.1	0.10	2276	1553	0.71	639	3.062	1.8	0.11236	0.83	5.059	1.9	0.3265	1.8	1822 ± 28	1838 ± 15	1
1665-7.1	0.14	3569	2326	0.67	984	3.121	1.8	0.11246	0.74	4.968	1.9	0.3204	1.8	1791 ± 27	1840 ± 13	3
1665-8.1	0.18	1616	1024	0.65	458	3.036	1.8	0.11270	1.10	5.120	2.2	0.3294	1.8	1835 ± 29	1844 ± 21	0
1665-9.1	0.12	1571	984	0.65	446	3.029	1.8	0.11400	1.20	5.190	2.2	0.3302	1.8	1839 ± 29	1864 ± 21	1
1665-10.1	0.00	2091	1990	0.98	598	3.003	1.8	0.11292	0.79	5.180	1.9	0.3330	1.8	1853 ± 29	1847 ± 14	0

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.57%. Pb<sub>c</sub> и Pb\* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. (1) – внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Rho – коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , D – дискордантность.

Габброиды—диориты Усть-Игнокского массива характеризуются умеренными и высокими содержаниями  $\text{TiO}_2 = 0.63\text{—}1.60$  мас. % и  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.26\text{—}0.68$  мас. %, которые хорошо коррелируются с  $\text{SiO}_2$  и mg#, свидетельствуя об их принадлежности к единой дифференцированной серии (см. рис. 6, а, б). Максимальные содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  зафиксированы для габброидов.

Все магматические породы Усть-Игнокского массива от габбро до кварцевых диоритов характеризуются параллельными друг другу сильно фракционированными спектрами распределения РЗЭ  $[(\text{La}/\text{Yb})_n = 20\text{—}33]$  при фракционированных спектрах в области тяжелых редких земель  $[(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 3.4\text{—}4.4]$  (рис. 7, а). Европиевая аномалия на спектрах РЗЭ либо слабо выражена, либо отсутствует  $[\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61\text{—}0.94]$  (см. рис. 7, а).

На мультиэлементных спектрах пород Усть-Игнокского массива отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P и Ti. Для габброидов фиксируются отличные друг от друга спектры в области Th, U, Sr. Для остальных пород от габбро-диоритов до кварцевых диоритов отмечаются спектры, параллельные друг другу (см. рис. 7, б).

Проанализированные магматические породы обнаруживают значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , изменяющиеся от +0.3 до -0.9, и раннепротерозойский Nd модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.3\text{—}2.4$  млрд лет (рис. 8, табл. 3).

Как уже было отмечено выше, все магматические породы Усть-Игнокского массива характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах (см. рис. 7, б). Кроме того, их фигуративные точки располагаются вне поля базальтов N-MORB—E-MORB—OIB на диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] и попадают в область пород, формирующихся за счет мантийных источников, либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом (рис. 9, а). Габбро Усть-Игнокского массива обнаруживают высокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (2.16—2.52 мас. %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.58—0.68 мас. %), близкие базальтам типа OIB, но при этом умеренные содержания  $\text{TiO}_2$  (0.99—1.60 мас. %), Nb (8—12 г/т), Th (2.7—14.5 г/т) и высокие содержания Sr (440—848 г/т), Ba (865—1130 г/т), La (66—112 г/т), подобные надсубдукционным базальтам. Кроме того, габбро Усть-Игнокского массива обнаруживают значения  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.33\text{—}1.05$ , т.е. меньше или равные единице, что может указывать на незначительную контаминацию их источника материалом континентальной коры (см. рис. 9, б). В связи с тем, что формирование пород Усть-Игнокского массива имело место в обстановке постколлизии растяжения после завершения всех субдукцион-

Таблица 2.

## Химический состав магматических пород Усть-Игнокского массива

Компонент	1649	1650	1651	1652	1653	1654	1655	1656	1661	1663	1664	1665	1666	1667	1668
SiO <sub>2</sub> , мас.%	51.69	55.62	58.66	56.81	58.31	57.58	53.13	53.27	54.52	62.20	62.95	60.58	51.41	49.92	50.04
TiO <sub>2</sub>	1.60	0.95	0.82	0.91	0.88	0.84	1.09	1.06	0.94	0.64	0.63	0.73	0.99	1.29	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.73	14.61	15.12	14.56	14.97	14.84	14.15	13.83	13.90	15.05	15.36	15.60	13.04	11.60	11.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.45	2.49	2.04	2.25	1.64	1.50	2.22	2.53	3.13	1.09	1.53	1.57	2.15	1.77	2.33
FeO	8.77	5.75	5.28	5.69	5.61	5.77	6.54	6.64	5.98	4.10	3.93	4.54	7.50	8.89	8.19
MnO	0.20	0.17	0.13	0.16	0.12	0.12	0.18	0.17	0.14	0.08	0.09	0.10	0.18	0.20	0.20
MgO	8.00	5.33	3.90	4.76	4.06	4.21	5.94	6.00	5.73	2.94	3.04	3.69	8.30	9.31	9.42
CaO	7.48	6.50	5.16	5.86	4.75	5.41	7.45	7.41	5.46	3.90	3.42	4.90	8.64	10.14	10.42
Na <sub>2</sub> O	1.85	2.82	3.01	2.70	2.90	3.17	3.15	3.46	3.16	4.00	3.94	3.83	2.15	2.08	2.12
K <sub>2</sub> O	2.18	3.08	3.34	3.24	3.32	3.03	2.99	2.36	1.83	2.58	2.73	2.07	2.52	2.16	2.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.68	0.49	0.39	0.46	0.40	0.41	0.55	0.49	0.52	0.27	0.26	0.31	0.58	0.62	0.61
П.п.п	3.00	1.98	1.84	2.20	2.47	2.23	2.10	2.04	3.13	2.05	1.92	1.81	2.06	1.86	1.20
H <sub>2</sub> O	0.07	0.04	0.06	0.09	0.00	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.04	0.00	0.08	0.09	0.08
CO <sub>2</sub>	0.64	0.10	0.00	0.00	0.44	0.54	0.31	0.25	1.31	0.59	0.19	0.00	0.00	0.09	0.21
Сумма	100.35	99.92	99.75	99.69	99.88	99.70	99.86	99.59	99.81	99.55	100.02	99.74	99.59	100.01	99.90
Rb, г/т	73	83	100	92	108	90	69	57	49	61	56	47	97	92	87
Sr	440	761	689	637	577	593	608	620	600	627	641	838	848	680	759
Y	38	25	22	26	20	23	27	27	24	17	17	19	26	30	30
Zr	125	191	238	205	189	219	231	223	179	215	213	229	132	139	73
Nb	12	10	9	11	10	10	12	10	10	9	10	9	8	8	8
Ba	865	1123	1027	962	1184	1084	997	815	833	760	747	868	1031	880	1130
La	111.51	69.80	63.45	82.06	64.20	72.44	77.24	73.19	81.11	66.06	64.68	52.48	74.62	69.73	65.91
Ce	203.44	156.02	136.19	176.47	132.20	161.30	168.61	158.38	160.38	122.20	121.92	116.46	149.71	149.44	143.93
Pr	23.53	17.41	15.12	19.08	14.33	17.36	19.04	18.34	19.04	13.43	13.27	12.85	18.59	19.16	18.59
Nd	91.06	65.28	56.59	69.33	52.41	59.80	70.49	68.78	71.07	47.96	47.44	47.54	71.01	75.57	75.68
Sm	18.53	12.69	11.05	13.28	9.49	10.52	13.56	13.33	12.97	8.05	8.01	8.79	13.84	14.72	15.10
Eu	3.05	2.65	2.39	2.65	2.17	2.23	2.90	3.05	3.07	2.11	2.05	2.28	3.28	3.44	3.48
Gd	12.77	8.75	7.34	9.01	6.95	7.43	9.29	9.88	9.21	5.98	5.92	6.54	9.95	11.27	10.88
Tb	1.65	1.07	0.95	1.15	0.86	0.97	1.25	1.26	1.20	0.80	0.77	0.84	1.31	1.49	1.55
Dy	7.80	5.35	4.55	5.30	4.16	4.59	5.66	5.68	5.77	3.86	3.63	4.17	6.28	7.28	7.26
Ho	1.38	0.89	0.78	0.88	0.70	0.80	0.97	0.98	0.96	0.67	0.62	0.72	1.04	1.19	1.17
Er	3.37	2.14	1.85	2.28	1.72	1.99	2.33	2.38	2.28	1.70	1.53	1.72	2.45	2.71	2.69
Tm	0.45	0.29	0.26	0.31	0.24	0.31	0.32	0.34	0.32	0.23	0.21	0.24	0.34	0.37	0.36
Yb	2.58	1.93	1.58	1.92	1.43	1.87	1.92	1.98	1.88	1.41	1.26	1.42	2.05	2.18	2.15
Lu	0.40	0.27	0.25	0.29	0.23	0.32	0.28	0.29	0.25	0.21	0.18	0.21	0.31	0.32	0.33
Hf	3.41	5.03	5.76	5.33	4.73	5.80	5.35	5.46	4.29	5.04	4.94	5.44	3.26	3.36	2.22
Ta	0.68	0.59	0.48	0.70	0.68	0.79	0.63	0.62	0.56	0.45	0.58	0.53	0.25	0.17	0.38
Th	14.46	12.23	13.22	21.51	9.77	9.43	12.93	15.79	14.83	15.18	15.65	11.12	7.66	3.27	2.72
U	2.23	2.30	1.75	2.49	2.33	2.37	3.23	3.62	2.73	2.62	2.88	1.76	1.77	0.81	0.69
mg#	60	58	53	56	55	55	59	59	58	55	55	56	65	65	66
(La/Yb) <sub>n</sub>	28.0	23.4	25.9	27.7	29.1	25.0	26.0	23.9	27.9	30.4	33.3	23.9	23.6	20.7	19.8
Eu/Eu*	0.61	0.77	0.82	0.75	0.82	0.78	0.80	0.82	0.87	0.94	0.92	0.93	0.86	0.82	0.84
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	4.2	3.8	3.9	4.0	4.1	3.4	4.1	4.2	4.1	3.6	4.0	3.9	4.1	4.4	4.3
Nb/Nb*	0.10	0.11	0.11	0.09	0.13	0.13	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.13	0.11	0.17	0.19
Ti/Ti*	0.24	0.21	0.22	0.20	0.25	0.22	0.23	0.22	0.20	0.22	0.21	0.23	0.20	0.23	0.22
(Th/La) <sub>PM</sub>	1.05	1.42	1.68	2.12	1.23	1.05	1.35	1.74	1.48	1.86	1.96	1.71	0.83	0.38	0.33
(Nb/La) <sub>PM</sub>	0.11	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13	0.14	0.17	0.10	0.11	0.11
La/Nb	9.0	7.3	6.9	7.5	6.7	7.1	6.7	7.5	8.3	7.4	6.7	5.6	9.8	9.0	8.8
La/Ta	163	118	132	117	94	91	123	118	145	145	111	100	296	422	171

Примечание.  $mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$ , где  $Mg = MgO/40.31$ ,  $Fe^{2+} = (Fe_2O_3^* \times 0.8998 \times 0.85) / 71.85$ ;  $Eu/Eu^* = Eu_n / (\sqrt{Sm_n \times Gd_n})$ ,  $Nb/Nb^* = Nb_{PM} / (\sqrt{Th_{PM} \times La_{PM}})$ ,  $Ti/Ti^* = Ti_{PM} / (\sqrt{Sm_{PM} \times Gd_{PM}})$ ;  $n$  — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970], PM — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].



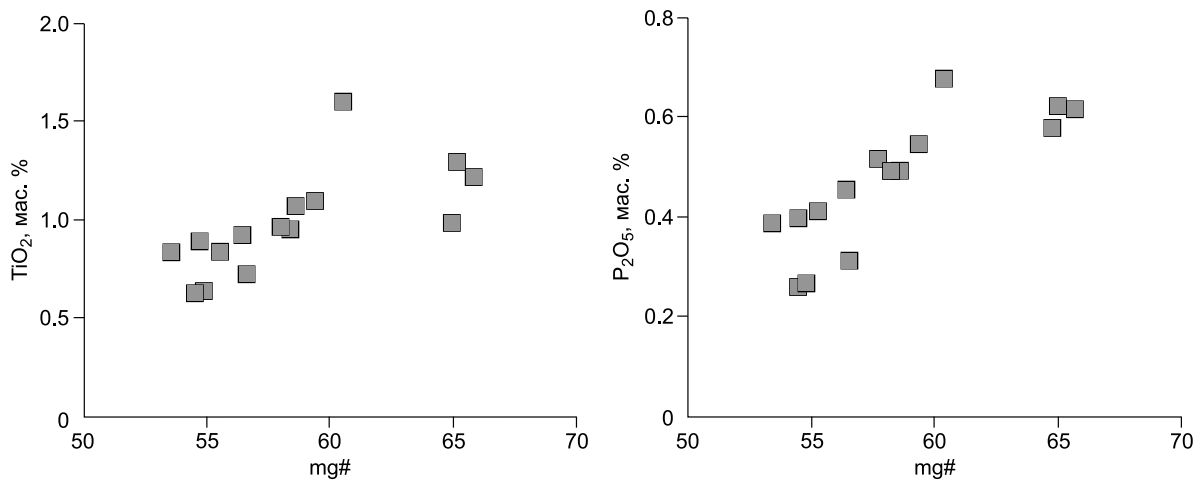


Рис. 6. Вариационные диаграммы  $\text{mg}\#$ — $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  для пород Усть-Игнокского массива.

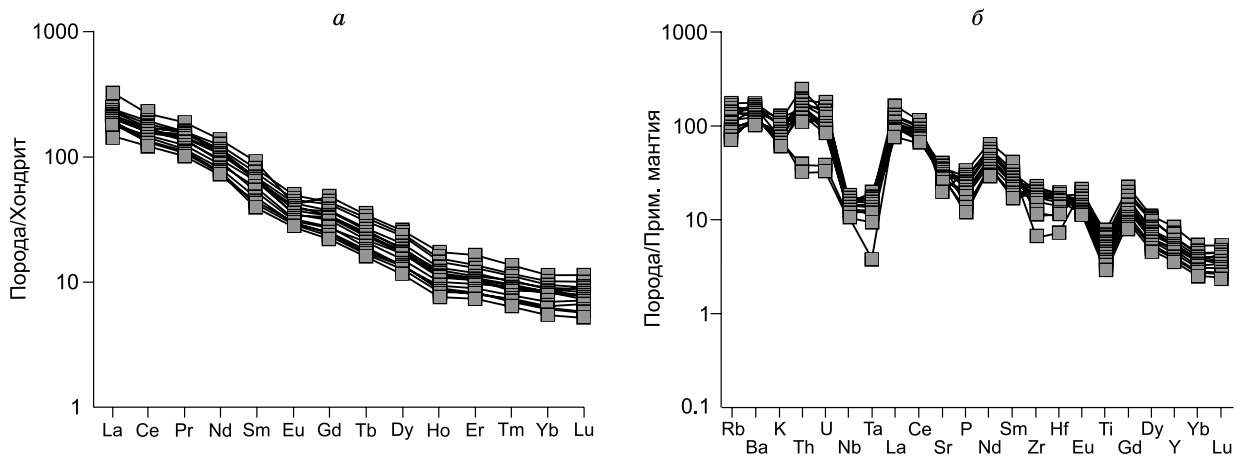


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], (а) и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], (б) для пород Усть-Игнокского массива.

ных и коллизионных событий в регионе [Gladkochub et al., 2006], то геохимические характеристики габброидов отражают не геодинамическую обстановку их формирования, а состав мантийного источника, подвергнувшегося плавлению. Геохимические параметры габбро Усть-Игнокского массива, а также высокие значения в них индикаторных отношений  $\text{La}/\text{Nb} = 8.8\text{—}9.8$  и  $\text{La}/\text{Ta} = 163\text{—}422$  (см. табл. 2) указывают на возможное их формирование в результате плавления обогащенного литосферного мантийного источника с надсубдукционными геохимическими характеристиками. Породы более кислого состава Усть-Игнокского массива от габбро-диоритов до кварцевых диоритов, наиболее вероятно, были образованы в результате фракционной кристаллизации габброидов. Породы Усть-Игнокского массива обнаруживают слабоварьирующие значения  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.9\text{...}+0.3$ , которые не коррелируют с  $\text{SiO}_2$ , подтверждая формирование более кислых разностей в результате фракционной кристаллизации, а не при добавлении корового материала к

Рис. 8. Диаграмма  $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $\text{SiO}_2$  для пород Усть-Игнокского массива.

FC — тренд фракционной кристаллизации, AFC — тренд одновременной ассимиляции и фракционной кристаллизации.

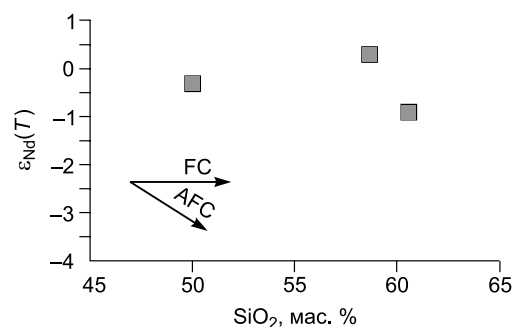


Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для магматических пород Усть-Игнокского массива

Номер образца	Название породы	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
			Sm	Nd					
1651	Диорит	1836	7.18	32.50	0.1193	$0.511716 \pm 10$	0.3	2309	2313
1665	Кварц. диорит	1836	5.31	23.60	0.1215	$0.511685 \pm 10$	-0.9	2415	2405
1668	Габбро	1836	10.73	45.01	0.1286	$0.511797 \pm 16$	-0.4	2416	2363

мантийному источнику (см. рис. 8). Хорошая корреляция между  $\text{mg}\#$  и  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.95$ ) указывает, что клинопироксен может быть одной из основных фракционирующих фаз, что подтверждается и петрографическими исследованиями.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магматические породы основного состава зафиксированы на всей площади выходов пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса: от Бирюсинского выступа фундамента на западе до Алданского щита на востоке (см. рис. 1, табл. 4). Как уже было отмечено выше, подобные образования присутствуют в пределах пояса в подчиненном количестве относительно гранитоидов и вулканитов кислого состава. Внедрение базитов происходило на протяжении всего периода формирования Южно-Сибирского магматического пояса, а именно на временном интервале 1.88—1.84 млрд лет (см. табл. 4). Следует отметить, однако, что для одних тел возраст был определен U-Pb методом по циркону и бадделеиту непосредственно по породам основного состава, для других принимался близким возрасту ассоциирующих с базитами пород кислого состава (см. табл. 4). Формы проявления базитового магматизма в пределах пояса и ассоциации базитов с другими типами магматических пород достаточно разнообразны. Перечислим основные из них: 1) отдельные дайки долеритов и габбро-долеритов (кура-нахский и каларо-нимырский комплексы Алданского щита) [Okrugin et al., 1995; Попов и др., 2012; Ernst et al., 2016]; 2) дайки лампрофиров (Шарыжалгайский выступ) [Ivanov et al., 2019]; 3) комбинированные дайки долеритов — гранитов/риолитов (Шарыжалгайский выступ, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс Байкальского выступа) [Шохонова и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013]; 4) дайки долеритов и ассоциирующие с ними вулканиты основного—среднего состава (мальцевская толща, Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, Бирюсинский выступ) [Донская и др., 2019]; 5) базальты, андезитбазальты в составе терригенно-вулканогенных стратифицированных толщ (нижняя часть акитканской серии, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс Байкальского выступа) [Неймарк и др., 1998; Шохонова и др., 2010]; 6) массивы габброидов в ассоциации с породами ультраосновного

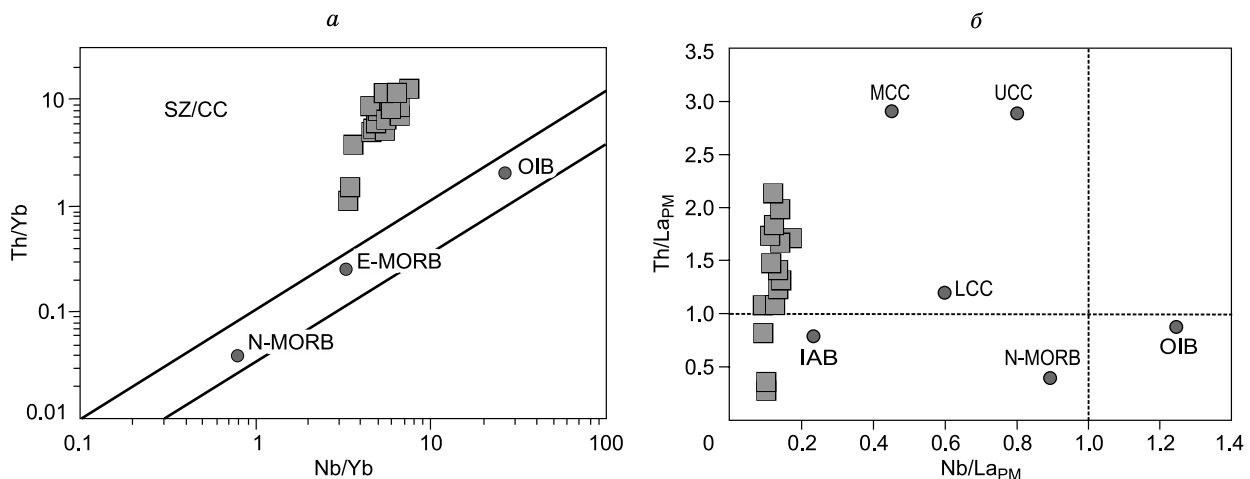


Рис. 9. Диаграммы Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] (а),  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}—(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$  [Донская и др., 2014] (б) для пород Усть-Игнокского массива.

IAB — островодужные базальты, N-MORB и E-MORB — нормальные (N) и обогащенные (E) базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, UCC — верхняя континентальная кора, MCC — средняя часть континентальной коры, LCC — нижняя континентальная кора, SZ/CC — область пород, формирующихся за счет мантийных источников либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом.

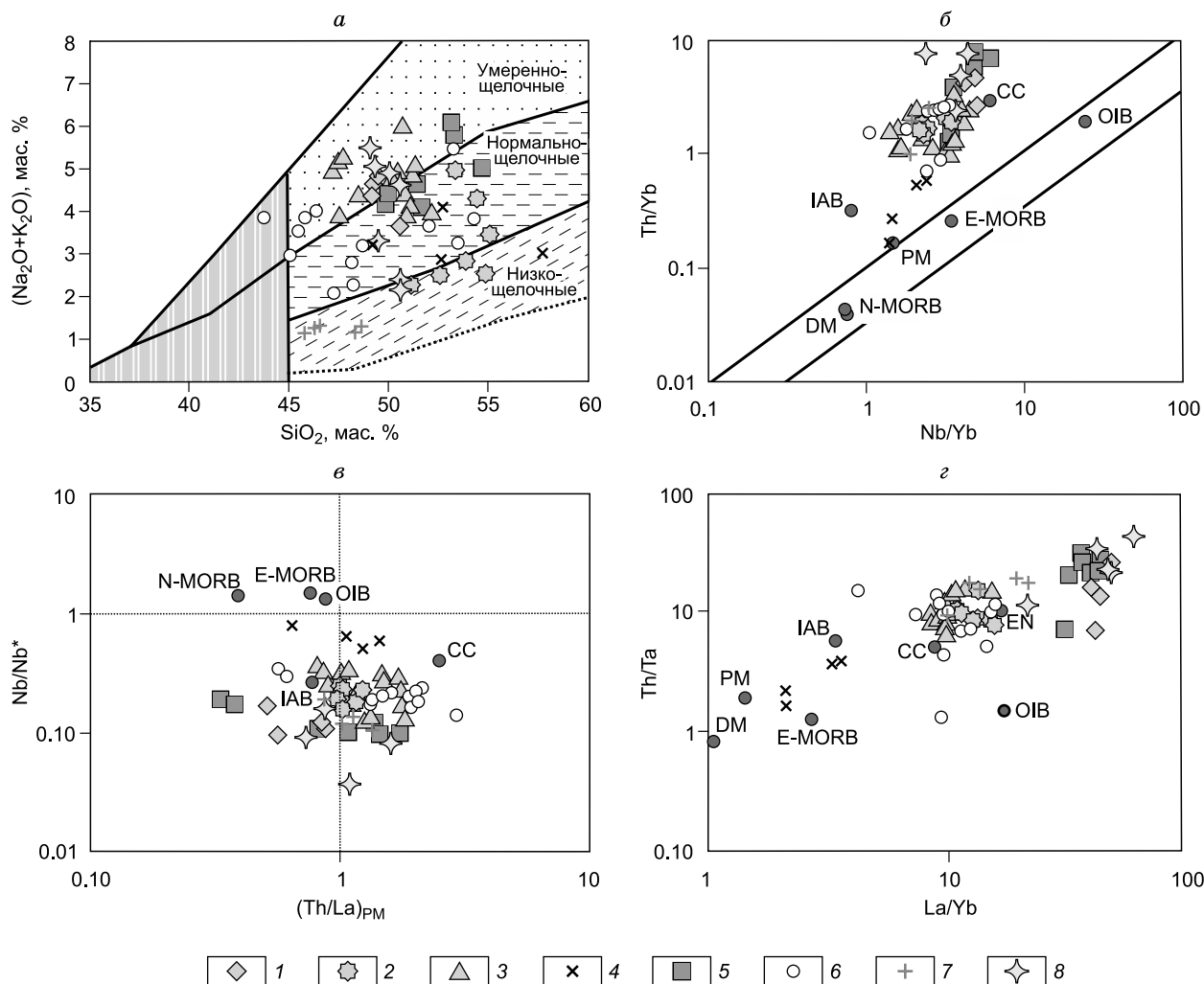
Таблица 4.

**Характеристика магматических пород основного состава в структуре Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса**

Блок Сибирского кратона	Комплекс/толща/массив	Общая характеристика магматических пород	Характеристика пород основного состава	Возраст, млн лет	Датируемая порода, метод, материал	Литература
Бирюсинский выступ	Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, мальцевская толща елашской серии	Вулканыты различного состава, субвулканические породы	Долериты, габбро-долериты, андезибазальты	1872 ± 10 1874 ± 10	Вулканыты кислого состава, U-Pb (SHRIMP), циркон	[Донская и др., 2019]
Урикско-Ийский грабен	Усть-Игнокский массив	Габброиды, диориты	Габбро, габбро-диориты	1836 ± 10	Кварцевый диорит, U-Pb (SHRIMP), циркон	[Данная работа]
Шарыжалгайский выступ	Комбинированные дайки района р. Китой	Габбро-долериты, граниты	Габбро-долериты	1864.3 ± 4.2	Габбро-долерит, U-Pb (TIMS), циркон	[Гладкочуб и др., 2013]
	Малозадоийский массив	Плагиперидотиты, габбронориты, анортозиты	Габбронориты	1863 ± 1	Габбронорит, U-Pb (TIMS), бадделейт	[Мехоношин и др., 2016; Ernst et al., 2016]
	Небольшие безымянные массивы района р. Китой	Долериты, лампрофиры	Долериты, лампрофиры	1864.7 ± 1.8	Лампрофир, U-Pb (TIMS), циркон	[Ivanov et al., 2019]
Байкальский выступ	Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, нижняя часть акитканской серии	Базальты, андезибазальты, дациты, риолиты	Базальты, андезибазальты	1877.7 ± 3.8	Дацит, U-Pb (TIMS), циркон	[Донская и др., 2008]
	Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, комбинированные дайки и дайки долеритов района руч. Светлый	Долериты, риолиты	Долериты	1844 ± 11	Риолит, U-Pb (SHRIMP), циркон	[Шохонова и др., 2010]
Алданский щит	Чинейский комплекс, массивы, дайки	Пироксениты, габбронориты, габбро, анортозиты	Габбронориты, габбро	1867 ± 3	Габбро-диорит, U-Pb (TIMS), циркон	[Попов и др., 2009]
	Куранахский комплекс, дайки	Долериты, габбро-долериты	Долериты, габбро-долериты	1867 ± 9	Долерит, U-Pb (TIMS), циркон	[Попов и др., 2012]
	Каларо-нимнырский комплекс, дайки	Долериты	Долериты	1869 ± 2	Долерит, U-Pb (TIMS), бадделейт	[Ernst et al., 2016]

состава и анортозитами (Малозадоийский массив Шарыжалгайского выступа, массивы чинейского комплекса Алданского щита) [Гонгальский и др., 2008а, б; Попов и др., 2009; Гонгальский, 2010; Мехоношин и др., 2016]; 7) массивы габброидов в ассоциации с диоритами (Усть-Игнокский массив Урикско-Ийского грабена) [данная работа]. Подобное разнообразие проявлений базитового магматизма, по всей видимости, характерно для обстановки постколлизийного растяжения, когда могут реализовываться различные сценарии проявления магматизма основного состава.

Базиты с возрастом 1.88—1.84 млрд лет Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса обнаруживают как сходства, так и некоторые отличия в геохимических характеристиках. Большая часть магматических пород основного состава соответствует породам нормальной и умеренной щелочности (рис. 10, а). Исключительно к группе низкощелочных пород принадлежат только габбронориты Малозадоийского массива Шарыжалгайского выступа. Практически все точки составов пород основного состава Южно-Сибирского пояса располагаются вне поля базальтов N-MORB—E-MORB—OIB на диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008] и попадают в область пород, формирующихся за счет мантийных источников либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом (см. рис. 10, б). Также для всех пород основного состава отмечается, хоть и в разной степени проявленная, отрицательная Nb аномалия на мультиэлементных спектрах ( $Nb/Nb^* < 1$ ), но при этом отношения  $(Th/La)_{PM}$  могут быть как больше, так и меньше единицы, причем даже в пределах одного массива или дайкового роя (см. рис. 10, в). Данный факт не позволяет рассматривать для всех магматических пород основного состава Южно-Сибирского пояса контаминацию их мантийных источников коровым материалом, так как породы континентальной коры характеризуются отношением  $(Th/La)_{PM}$



**Рис. 10.** Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$  [Шарпенко и др., 2008] (*a*),  $\text{Th/Yb—Nb/Yb}$  [Pearce, 2008] (*б*),  $\text{Nb/Nb}^*\text{—}(\text{Th/La})_{\text{PM}}$  (*в*),  $\text{Th/Ta—La/Yb}$  [Condie, 1997] (*г*) для раннепротерозойских пород основного состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

Химические составы (см. табл. 2 и [Гонгальский, 2008а; Шохорова и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013; Мехоношин и др., 2016; Донская и др., 2019; Ivanov et al., 2019; неопубликованные данные авторов и А.С. Мехоношина]).

IAB — островодужные базальты, N-MORB и E-MORB — нормальные (N) и обогащенные (E) базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, CC — средний состав континентальной коры, DM — деплетированная мантия, PM — примитивная мантия, EN — обогащенный компонент.

1 — долериты комбинированных даек Шарыжалгайского выступа [Гладкочуб и др., 2013]; 2 — базальтоиды нижней части акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа [Шохорова и др., 2010]; 3 — долериты комбинированных даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа [Шохорова и др., 2010]; 4 — долериты и базальтоиды мальцевской толщи Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа [Донская и др., 2019]; 5 — габбро и габбро-диориты Усть-Игнокского массива Урикско-Ийского грабена [данная работа]; 6 — габброиды чинейского комплекса Алданского щита [Гонгальский и др., 2008а; Гонгальский, 2010; Gongalsky et al., 2016]; 7 — габброиды Малозадойского массива Шарыжалгайского выступа [Мехоношин и др., 2016; неопубликованные данные А.С. Мехоношина]; 8 — дайки лампрофиров Шарыжалгайского выступа [Ivanov et al., 2019].

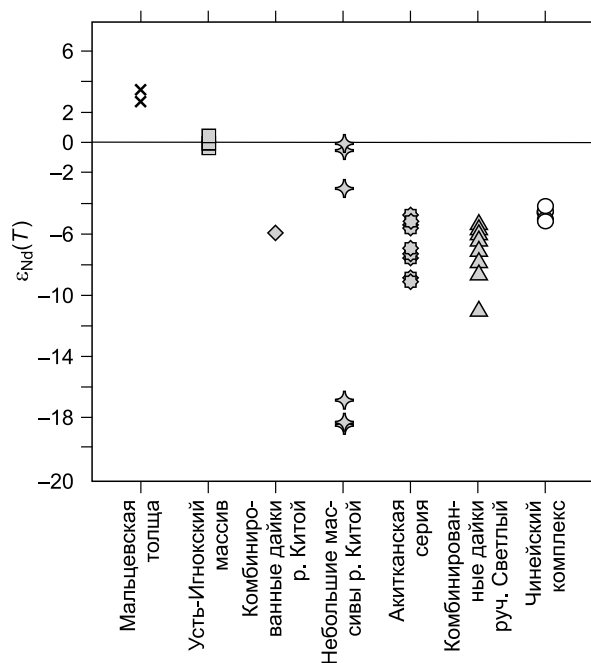
всегда больше единицы (см. рис. 10, *в*), и, соответственно, в контаминированных корой базальтовых расплавах это отношение также больше единицы, что отличает их от неконтаминированных пород, в том числе и надсубдукционных базальтов, в которых это отношение может варьироваться. На диаграмме  $\text{Th/Ta—La/Yb}$  [Condie, 1997] большинство фигуративных точек пород основного состава, за исключением вулканитов мальцевской толщи Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса, группируются вокруг точки состава обогащенного компонента (EN) (см. рис. 10, *г*). Кроме того, все эти породы характеризуются повышенными значениями отношений  $\text{La/Nb} > 2.5$ . Также все магматические породы основного состава обнаруживают либо близкие к нулю, либо отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (рис. 11).

**Рис. 11. Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  в магматических породах основного состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.**

Изотопный состав Nd (см. табл. 3 и [Гонгальский и др., 2008б; Шоханова и др., 2010; Донская и др., 2019; Ivanov et al., 2019; неопубликованные авторские данные]).

Совокупность отмеченных выше геохимических характеристик позволяет предполагать, что большая часть магматических пород основного состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса могла быть образована за счет плавления субконтинентальной литосферной мантии с надсубдукционными геохимическими характеристиками, которая могла быть сформирована в ходе субдукционных процессов, предшествовавших становлению структуры Сибирского кратона. Кроме этого, надо иметь в виду, что для некоторых базитов допускаются поликомпонентные мантийные источники, а не простое плавление литосферной мантии. В частности, в качестве источника для долеритов даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса предполагалась тугоплавкая часть литосферной мантии, метасоматизированная субдукционными флюидами [Шоханова и др., 2010], а для лампрофиров Шарыжалгайского выступа — сильнометасоматизированная литосферная мантия [Ivanov et al., 2019]. О.М. Туркина и И.Н. Капитонов [2019] предполагали, что формирование обогащенной субконтинентальной литосферной мантии было связано с неоархейскими субдукционными процессами, в то же время в работах М.Н. Шохановой с соавторами [2010] и А.В. Иванова с соавторами [Ivanov et al., 2019] были сделаны выводы об образовании обогащенной литосферной мантии в ходе раннепротерозойских субдукционных процессов. Не акцентируя внимания на времени проявления субдукционных событий, способствующих формированию обогащенной субконтинентальной литосферы под южной частью Сибирского кратона, которая и послужила источником для магматических образований основного состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, следует отдельно подчеркнуть, что если рассматривать магматические породы основного состава Южно-Сибирского пояса как потенциальных поставщиков мантийного материала для близковозрастных им гранитоидов и вулканитов кислого состава, то необходимо иметь в виду, что базиты в большинстве случаев имеют надсубдукционные характеристики и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ .

Для долеритов и вулканитов базальт-андезитового состава мальцевской толщи Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса допускается мантийный источник, отличный от обогащенной субконтинентальной литосферной мантии, а именно источник, который был произведен в результате смешения деплетированного компонента астеносферной мантии и, возможно, плюмового компонента, при этом без значительного влияния литосферной мантии [Донская и др., 2019]. Точки составов пород мальцевской толщи располагаются на дискриминационных диаграммах вблизи точек составов мантийных пород (см. рис. 10) и характеризуются невысокими значениями отношения  $La/Nb = 1.4—1.7$  [Донская и др., 2019]. Кроме того, породы мальцевской толщи единственные из всех пород основного состава Южно-Сибирского пояса обнаруживают значительные положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , равные +3.7 и +4.1 [Донская и др., 2019]. Однако необходимо принимать во внимание, что доля пород основного состава мальцевской толщи очень мала в объеме Южно-Сибирского пояса, и поэтому они вряд ли могут рассматриваться как потенциальные источники мантийного материала на всей площади выхода гранитоидов и вулканитов кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Усть-Игнокский габбро-диоритовый массив Урикско-Ийского грабена Сибирского кратона сложен магматическими породами, составляющими непрерывный ряд от биотитовых габбро через габбро-диориты и диориты до кварцевых диоритов.

2. Оценка возраста U-Pb методом по циркону кварцевого диорита Усть-Игнокского массива показала, что они имеют возраст  $1836 \pm 10$  млн лет. Данная оценка возраста позволяет сделать вывод, что формирование пород Усть-Игнокского массива имело место на завершающей стадии становления Юж-

но-Сибирского постколлизийного магматического пояса, время формирования которого отвечает диапазону 1.88—1.84 млрд лет.

3. Породы Усть-Игнокского массива по своему химическому составу относятся к породам нормальной и умеренной щелочности. Все магматические породы от габбро до кварцевых диоритов характеризуются сильно фракционированными спектрами распределения РЗЭ  $[(La/Yb)_n = 20—33]$ , хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Nb-Ta и Ti на мультиэлементных спектрах, но при этом значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  изменяются в них от +0.3 до -0.9. Индикаторные геохимические отношения в габброидах Усть-Игнокского массива указывают на незначительную контаминацию их источника материялом континентальной коры и свидетельствуют в пользу их формирования в результате плавления обогащенного литосферного мантийного источника. Габбро-диориты — кварцевые диориты Усть-Игнокского массива, наиболее вероятно, были образованы в результате фракционной кристаллизации габброидов.

4. Проявления базитового магматизма широко и разнообразно представлены на всей территории Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. В пределах пояса встречаются дайки долеритов и лампрофиров, комбинированные дайки, отдельные массивы, сложенные породами основного—ультраосновного и основного—среднего составов, вулканиты. Подобное разнообразие проявлений базитового магматизма, по всей видимости, свойственно обстановке постколлизийного растяжения.

5. Анализ геохимических и изотопно-геохимических характеристик магматических пород основного состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса показал, что большинство из них было сформировано за счет плавления обогащенного литосферного мантийного источника, содержащего субдукционный компонент, происхождение которого связано с субдукционными процессами, предшествующими становлению структуры Сибирского кратона. Таким образом, рассматривая магматические породы основного состава в качестве потенциальных источников мантийного материала в очагах магмогенерации близковозрастных гранитоидов и вулканитов кислого состава, необходимо учитывать надсубдукционную специфику исследованных базитов, что неизбежно находит свое отражение в составах данных гранитоидов и кислых вулканитов.

Геологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект № 18-17-00101), а геохронологические исследования при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00764).

#### ЛИТЕРАТУРА

Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андрищенко С.В., Денисенко Е.П., Пермяков С.А., Миролюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47 — Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 652 с. + 14 вкл.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Складарев Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2012, № 4, с. 28—41.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Складарев Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского постколлизийного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 440—444.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 17—31.

Гонгальский Б.И. Особенности основного магматизма Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье) // Литосфера, 2010, № 3, с. 87—94.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия, 2008а, № 7, с. 691—720.

Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М., ИГЕМ РАН, 2008б, с. 57—60.

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., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., Де Ваэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава

- Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // *Петрология*, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.** Раннепротерозойские пост-коллизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Денишин С., Писаревский С.А., Мотова З.Л., Демонтерова Е.И.** Древнейшие (~1.9 млрд лет) метадолериты южной части Сибирского кратона: возраст, петрогенезис, тектоническая позиция // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (12), с. 1941—1957.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л.** Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст и петрогенезис // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (1), с. 18—40.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А.** Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // *ДАН*, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.
- Мехоношин А.С., Эрнст Р.Е., 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.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.** Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // *Петрология*, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.** Возраст и тектоническое положение Чинейского расчлененного массива (Алданский щит) // *ДАН*, 2009, т. 424, № 4, с. 517—521.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.** Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // *ДАН*, 2012, т. 442, № 3, с. 365—368.
- Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника*, 2003, № 3, с. 3—21.
- 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.
- Туркина О.М., Капитонов И.Н.** Источники палеопротерозойских коллизийных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (4), с. 489—513.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // *Петрология*, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.
- Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.** TAS-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Региональная геология и металлогения*, 2013, № 56, с. 40—50.
- Шохонова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П.** Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (8), с. 1049—1072.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.
- Condie K.C.** Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precambrian Res.*, 1997, v. 81, p. 3—14.
- Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.** Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumber, D.A.D. Evans, A.S. Collins // *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 145—163.
- 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, № 6, p. 464—469.

**Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, № 3, p. 169—174.

**Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.** Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 660—668.

**Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

**Gongalsky B.I., Krivolutskaya N.A., Ariskin A.A., Nikolaev G.S.** The Chineysky gabbro-norite-anorthosite layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): its structure, Fe-Ti-V and Cu-PGE deposits, and parental magma composition // *Mineral. Deposita*, 2016, v. 51, № 8, p. 1013—1034.

**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.

**Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, № 2, p. 137—150.

**Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a, 1999.

**Ludwig K.R.** SQUID 1.00: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 2000.

**Okrugin A.V., Beryozkin V.L., Oleinikov B.V., Savvinov V.T.** Late Precambrian dyke swarms of the Aldan Shield, Siberian Platform // *Third International Dyke Conference, Jerusalem, Israel. Program and Abstracts*, 1995, p. 50.

**Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B*, 2003, v. 58, p. 341—350.

**Pearce J.A.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, № 1—4, p. 14—48.

**Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, № 3, p. 359—362.

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

**Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.** Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, Houston, Texas, January 5—8, 1970. N.Y., USA, Pergamon Press, 1970*, p. 1685—1717.

**Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, № 1, p. 1—23.

**Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 28 августа 2019 г.  
О.М. Туркиной*

*Поступила в редакцию 15 марта 2019 г.,  
после доработки — 28 мая 2019 г.*