СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ российской академии наук научный журнал геология и геофизика

Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 2, с. 181—199

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.42+552.11

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf COCTAВ ЦИРКОНА КАК ИНДИКАТОР ИСТОЧНИКОВ РАСПЛАВА ДЛЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОВ (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон)

О.М. Туркина^{1,2}, И.Н. Капитонов³

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия ² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Представлена петрогеохимическая характеристика пород и результаты локального датирования и определения Lu-Hf изотопного состава циркона для двух массивов палеопротерозойских коллизионных гранитоидов из северо-западной части Шарыжалгайского выступа. Породы Аларского массива в Булунском блоке по содержанию петрогенных и редких элементов соответствуют калиевым гранитам *I*-типа. Их образование при $T \sim 780$ °C и P < 5 - 8 кбар было связано с плавлением преимущественно грауваккового (вулканогенно-осадочного) субстрата при участии плагиогнейсов ТТГ комплекса. Сходство по возрасту и изотопному Lu-Hf составу унаследованных ядер циркона с возрастом 3.3—3.0 и 2.85—2.6 млрд лет в гранитах с цирконами из палео- и мезоархейских пород Булунского блока позволяет рассматривать последние в качестве наиболее вероятных коровых источников для гранитов. Более радиогенный изотопный состав палеопротерозойских (1.85 млрд лет) магматических цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Булунского блока дает свидетельства вклада ювенильного материала в образование гранитов. Высокожелезистые гранодиориты и граниты Шумихинского массива в Онотском блоке обогащены высокозарядными элементами и отвечают гранитоидам А-типа. Их формирование, вероятно, было связано с плавлением корового материала, представленного породами среднекислого (тоналитового) и основного состава при $T \ge 860$ °C. Согласно изотопному Lu-Hf составу магматического (1.86 млрд лет) и ксеногенного (2.53 млрд лет) циркона, доминирующим источником служила древняя кора (модельный Hf возраст 3.0 млрд лет) при участии ювенильного, предположительно мафического неоархейского материала.

Коллизионные гранитоиды, циркон, Lu-Hf изотопия, источники расплава, палеопротерозой.

Lu-Hf ISOTOPE COMPOSITION OF ZIRCON AS AN INDICATOR OF THE SOURCES FOR PALEOPROTEROZOIC COLLISIONAL GRANITES (Sharyzhalgai uplift, Siberian craton)

O.M. Turkina and I.N. Kapitonov

We present geochemical characteristics of rocks and results of local dating and Lu–Hf isotopic analysis of zircons from two massifs of Paleoproterozoic collisional granitoids in the northwest of the Sharyzhalgai uplift. The rocks of the Alar intrusion in the Bulun terrane correspond in major- and trace-element composition to *I*-type potassic granites. The Alar granites formed at ~780 °C and <5–8 kbar through melting of predominantly graywacke (volcanosedimentary) source rocks with the contribution of plagiogneisses of tonalite–trondhjemite complex. The age and Lu–Hf isotopic similarity between inherited zircon core (3.3–3.0 and 2.85–2.6 Ga) in these granites and zircons from the Paleo- and Mesoarchean rocks of the Bulun terrane suggests that the latter are the most likely crustal sources of the granites. The more radiogenic isotope composition of the Paleoproterozoic (1.85 Ga) igneous zircons from the granites as compared with the zircons from the Archean crustal rocks of the Bulun terrane testifies to the contribution of juvenile material to the granite formation. Highly ferroan granodiorites and granites of the Shumikha intrusion in the Onot terrane are enriched in HFSE and correspond to *A*-type granites. They probably derived by the melting of crustal sources of intermediate–felsic (tonalitic) and mafic composition at ≥860 °C. The Hf isotope composition of igneous and inherited zircons indicates that the granites formed from ancient crustal source (model Hf age is >3.0 Ga) with the contribution of Neoarchean juvenile, probably mafic material.

Collisional granitoids, zircon, Lu-Hf isotopes, sources of melt, Paleoproterozoic

© **О.М. Туркина[⊠], И.Н. Капитонов, 2017** [⊠]e-mail: turkina@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG20170201

введение

Гранитоидные плутоны являются характерным компонентом коллизионных поясов. Коллизионные гранитоиды отличает разнообразие по составу, что может быть обусловлено: 1) различным составом источников, 2) варьирующими условиями плавления, 3) взаимодействием между основными и кислыми магмами, 4) плавлением смешанных источников [Altherr et al., 2000; Frost et al., 2001b; Туркина и др., 2006]. Дискуссионным вопросом генезиса коллизионных гранитоидов остается роль мантийных источников тепла и вещества в гранитообразовании, так как утолщение коры, складчатость и метаморфизм в коллизионных орогенах приводят главным образом к внутрикоровому плавлению. Поскольку температуры образования коллизионных гранитоидов превышают расчетные оценки при континентальной коллизии [Tompson, Connolly, 1995], в качестве теплового источника для плавления коровых субстратов привлекается адвективный теплоперенос через андерплейтинг мафических магм [Huppert, Sparks, 1988; Bergantz, 1989; Annen, Sparks, 2002]. Наличие базитов (от диоритов до габбро) в виде микрогранулярных включений в более кислых породах или в виде отдельных тел, пространственно сопряженных с гранитодными плутонами, позволяет предполагать прямой вклад мантийных расплавов в гранитообразование.

Изотопные (Sr, Nd, Pb) данные по гранитоидам дают информацию об источниках, плавление которых продуцирует кислые магмы. Наиболее обширная информация получена для гранитоидов *A*-типа, и их изотопные параметры указывают на формирование в результате смешения коровых и мантийных расплавов [Kerr, Fryer, 1993; Jung et al., 1998; Frost et al., 2001b; Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006]. Изотопные признаки вклада как ювенильного, так и древнего корового вещества установлены и для некоторых гранитоидов и вулканитов *I*-типа, формирующихся в коллизионных и субдукционных обстановках [Whalen et al., 1998; Туркина, 2005; Донская и др., 2008; Mo et al., 2008].

Поскольку изотопный состав Nd в гранитоидах дает усредненную характеристику магмообразующих субстратов, его использование не позволяет более точно идентифицировать и корректно оценить участие различных источников в гранитообразовании. Чтобы пролить свет на природу магматических источников и роль процессов смешения в генерации гранитоидов, в последние годы привлекаются данные по изотопному составу Hf циркона из гранитоидов. Результаты исследования циркона показывают, что отдельные зерна и зоны этого минерала нередко обнаруживают широкие вариации изотопных Lu-Hf параметров, что интерпретируется как следствие образования гранитов в результате смешения расплавов из различных источников или взаимодействия мантийно-связанных расплавов с материалом континентальной коры [Griffin et al., 2002; Yang et al., 2007], а изменение изотопного состава циркона из гранитоидов одного пояса служит индикатором гетерогенности коры, подвергавшейся плавлению [Kemp et al., 2007; Kurhila et al., 2010; Shaw et al., 2011; Villaseca et al., 2012]. С развитием локальных методов анализа важную информацию о характере коровых источников дают также возраст и изотопный состав унаследованных ядер цирконов в гранитах.

Формирование фундамента Сибирской платформы было результатом коллизии блоков архейской коры в палеопротерозое (2.0—1.85 млрд лет) [Розен, 2003]. На юго-западной окраине Сибирской платформы в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов в результате палеопротерозойских коллизионных процессов в узком временном диапазоне — 1.87—1.84 млрд лет — был сформирован протяженный пояс гранитоидов, представленных преимущественно *I*- и *A*-типами [Донская и др., 2005; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2006; и др.]. В пользу ведущей роли древних коровых источников при образовании палеопротерозойских гранитоидов этого пояса свидетельствуют их Sm-Nd изотопные характеристики: отрицательные ε_{Nd} и модельный возраст $T_{Nd}(DM) \ge 2.5$ млрд лет [Ножкин и др., 2003; Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006; и др.].

В настоящей работе приводятся первые результаты локального U-Pb датирования и определения Lu-Hf изотопного состава разновозрастных генераций циркона для двух массивов палеопротерозойских гранитоидов из северо-западной части Шарыжалгайского выступа. Выбор объектов обусловлен тем, что эти граниты содержат архейские унаследованные ядра циркона. Это дает возможность корректно определить коровые источники и использовать изотопные Hf характеристики палеопротерозойских магматических цирконов для оценки вклада ювенильного материала в генезис гранитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАССИВОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

В структуре Шарыжалгайского выступа, являющегося южным обнаженным окончанием Тунгусской провинции фундамента Сибирского кратона, выделяются четыре блока (рис. 1, *A*, *Б*). Расположенные в юго-восточной и центральной частях выступа Иркутный и Китойский блоки сложены раннедокембрийскими гранулитами, протолитами которых служили магматические и осадочные породы с возрастом от палеоархея до палеопротерозоя [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Туркина и др.,

Рис. 1. Геологическая схема северо-западной части Шарыжалгайского выступа.

1 — метаосадочно-вулканогенные отложения ЗКП; 2 — плагиогнейсы и плагиогранитоилы ТТГ комплекса; 3 — гранулитогнейсовый комплекс Китойского блока; 4 — палеопротерозойские граниты; 5 архейские гранитоиды; 6 — тектонические границы: а — разломы, б — надвиги; 7 — места отбора проб для изотопно-геохронологического изучения. Массивы: А — Аларский, Ш — Шумихинский. На врезке А — главные тектонические элементы Сибирского кратона: 1 — выступы фундамента, 2 погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса. 1 — Шарыжалгайский выступ, 2 -Анабарский щит, 3 — Алданский щит, 4 — Становая провинция. На врезке Б — схема блоков Шарыжалгайского выступа: І — Булунский, ІІ — Онотский, III — Китойский, IV — Иркутный. Рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1.

2010; Turkina et al., 2012; и др.]. Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные блоки образуют северо-западную часть Шарыжалгайского выступа. Формирование современной структуры Шарыжалгайского выступа связано с аккрецией архейских блоков коры в результате палеопротерозойских коллизионных процессов, которые проявились в складчатости, метаморфизме и гранитообразовании на рубеже 1.88—1.85 млрд лет [Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007;



Туркина, Ножкин, 2008; Туркина и др., 2010; Turkina et al., 2012]. Палеопротерозойские гранитоиды, слагающие преимущественно интрузивные массивы во всех блоках Шарыжалгайского выступа, по структурному положению относятся к постскладчатым или посткинематическими, исключение составляют гранатсодержащие мигматит-граниты Иркутного блока, образующие как согласные с гнейсовидностью вмещающих парагнейсов, так и секущие тела.

Шумихинский массив представляет собой интрузив палеопротерозойских гранитоидов в Онотском гранит-зеленокаменном блоке (см. рис. 1). Этот блок образован палеоархейскими (3.4 млрд лет) плагиогнейсами и плагиогранитоидами (ТТГ комплекс) и неоархейским метаосадочно-вулканогенным комплексом Онотского зеленокаменного пояса (ЗКП), который включает биотитовые, амфибол-биотитовые ортогнейсы и амфиболиты, сменяющиеся вверх по разрезу переслаивающимися амфиболитами, амфиболовыми сланцами, гранат-ставролитовыми сланцами, доломитовыми мраморами и железистыми кварцитами [Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008]. Возраст отложений Онотского ЗКП оценен по детритовым цирконам из гранат-ставролитовых сланцев и составляет ~2.7 млрд лет [Туркина и др., 20146]. Породы ЗКП метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации на рубеже ~1.88 млрд лет [Туркина, Ножкин, 2008].

Шумихинский массив располагается в южной части блока, имеет близкую к изометричной форму и прорывает биотитовые и биотит-амфиболовые ортогнейсы и амфиболиты Онотского ЗКП. Среди пород главной фазы преобладают слабопорфировидные амфибол-биотитовые гранодиориты, реже встречаются амфибол-биотитовые кварцевые диориты, граносиениты и биотитовые граниты [Донская и др., 2002; Левицкий и др., 2002]. Жильная фация представлена лейкогранитами и граносиенит-порфирами. Содержание калиевого полевого шпата (микроклина и микроклин-пертита) в меланократовых породах главной фазы не превышает 10—20 %, что позволяет отнести их к кварцевым диоритам и гранодиоритах составляет 10—20 %, в гранитах до 25—30 %. Содержание биотита и амфибола в гранодиоритах составляет 10—20 %, в гранитах темноцветные минералы представлены биотитом. Акцессорные минералы включают ильменит, сфен, апатит, циркон и ортит. Возраст гранитоидов определен U-Pb методом (TIMS) по циркону 1861 ± 1 млн лет [Донская и др., 2002].

Аларский массив располагается в Булунском гранит-зеленокаменном блоке (см. рис. 1). Он представляет собой крупный интрузив, протягивающийся в субмеридиональном направлении более чем на 60 км от левобережья р. Урик до Саянского разлома, представляющего юго-западную границу Шарыжалгайского выступа и отделяющего его от структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. В строении Булунского блока выделяются плагиогнейсово-плагиогранитоидный и метаосадочно-вулканогенный комплексы. Плагиогнейсы и гнейсовидные плагиограниты слагают отдельные блоки и пластины, которые чередуются в разрезе с амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, гранатсодержащими биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, представляющими метаморфизованные отложения Урикского ЗКП. Плагиогнейсы и плагиогранитоиды относятся к тоналит-трондьемит-гранодиоритовому (ТТГ) комплексу и имеют палеоархейский (3.3—3.2 млрд лет) возраст [Туркина и др., 2009]. Возраст отложений ЗКП определен по циркону из гранат-биотитовых гнейсов, представляющих собой метаморфизованные терригенно-вулканогенные осадки, и составляет ~2.8 млрд лет [Туркина и др., 2014а]. Время метаморфизма, определенное по породообразующим минералам из парагнейса, оценивается в интервале 1.86—1.84 млрд лет [Ризванова и др., 2012]. Граниты Аларского массива имеют интрузивные контакты с вмещающими породами и не деформированы.

По данным геологического картирования, Аларский массив сложен биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. В доступной и изученной авторами северо-западной части массива в левобережье р. Урик в его составе установлены среднезернистые слабопорфировидные биотитовые, реже амфибол-биотитовые граниты и мелкозернистые биотитсодержащие лейкограниты. Содержание биотита и амфибола составляет 5—10 %. Порфировидная структура обусловлена более крупными субидиоморфными кристаллами плагиоклаза и реже калиевого полевого шпата, содержащего включения плагиоклаза. Характерными акцессорными минералами являются сфен, ортит и циркон. Породы испытали низкотемпературные изменения, выраженные в хлоритизации биотита, появлении вторичного мусковита и соссюритизации плагиоклаза.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлюоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R, погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2—7 отн. %.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по принятой методике [Williams, 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 пятна (кратера) составлял 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с использованием 193 нм ArF лазера COMPex-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме Thermo Finnigan Neptune в ЦИИ ВСЕ-ГЕИ, следуя методике, описанной в работе [Griffin et al., 2000]. Для коррекции масс-дискриминации было использовано одно нормализующее отношение (178Hf/177Hf). Корректное значение 176Hf было получено путем вычитания ¹⁷⁶Yb и ¹⁷⁶Lu (измерялись свободные от наложений ¹⁷²Yb и ¹⁷⁵Lu). Анализ изотопного состава выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование, но диаметр точки составлял ~ 50 мкм, а глубина кратера 20—40 мкм. За период измерений средние величины 176 Нf/ 177 Нf для цирконовых стандартов составили 0.282680 ± 23 (TEMORA; n = 10), 0.282497 ± 16 (Mud Tank; n = 6) и 0.281994 ± 20 (GJ-1; n = 6). При обработке данных принята постоянная распада 176 Lu = 1.867×10⁻¹¹ лет⁻¹ [Söderlund, 2004]. Для расчета $\varepsilon_{\rm Hf}$ использованы хондритовые величины: ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0332 и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282772 [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: ${}^{176}Lu/{}^{177}Hf = 0.0384$ и ${}^{176}Hf/{}^{177}Hf =$ = 0.28325 [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Поскольку модельный возраст циркона ($T_{\rm Hf}$ (DM)) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, был рассчитан более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf} (DM), полученный проецированием инициального ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекоровую величину $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$.

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ

Распределение петрогенных и редких элементов. Породы Шумихинского массива характеризуются широким диапазоном SiO₂ (61.9—70.9 %) и отвечают ряду от кварцевых диоритов до гранитов преимущественно нормального ряда щелочности (табл. 1). Они имеют низкую глиноземистость

Таблица1.	
-----------	--

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Шумихинского и Аларского массивов

Компо-	3-03	8-95	9-03	6-03	10-03	1-03	5-03	13-95	15-95	16-95	31-04	29-04	30-04	28-04	32-04
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	63.96	64.01	64.65	65.19	65.76	66.23	67.5	69.35	70.34	70.94	71.50	72.24	72.79	73.29	74.15
TiO ₂	1.25	1.27	1.29	1.06	1.09	1.13	0.86	0.76	0.51	0.48	0.33	0.31	0.29	0.28	0.23
Al_2O_3	13.72	14.36	12.96	13.67	13.32	13.02	13.21	13.67	13.9	13.75	14.54	14.55	14.33	14.13	14.32
Fe ₂ O ₃ *	7.72	8.02	7.8	6.66	6.51	6.86	6.19	4.82	4.25	4.2	2.68	2.44	2.25	2.32	2.24
MnO	0.10	0.121	0.102	0.09	0.083	0.092	0.078	0.08	0.066	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO	1.46	1.39	1.35	1.2	1.21	1.18	0.97	0.86	0.57	0.56	0.60	0.53	0.38	0.45	0.52
CaO	3.29	3.44	3.71	2.84	2.9	2.96	2.51	2.39	1.61	1.29	1.84	1.65	1.68	1.52	1.54
Na ₂ O	3.59	2.44	3.18	3.17	3.17	3.16	2.48	2.97	3.21	2.96	3.55	3.45	3.52	3.42	3.05
K ₂ O	4.14	4.42	4.65	4.25	4.37	4.71	4.14	4.13	4.96	4.97	4.14	4.50	4.15	4.24	3.25
P_2O_5	0.41	0.44	0.44	0.35	0.35	0.37	0.25	0.29	0.16	0.15	0.09	0.08	0.06	0.06	0.04
П.п.п.	0.59	0.44	0.46	0.88	0.54	0.58	0.95	0.91	0.5	0.69	0.29	0.27	0.32	0.36	0.29
Сумма	100.3	99.5	100.5	99.5	99.4	100.4	99.2	100.3	100.1	100.1	99.72	100.17	99.93	100.20	99.66
Th	23	17.7	17.8	22	22	23	117	35	59	55	19.9	26	22	24	17
U	3.6	2.7	2.5	2.8	2.8	4.2	14.2	5.8	9.3	10.4	1.7	3.3	2.4	2.9	2
Rb	203	157	157	189	207	192	236	257	342	297	209	238	180	246	217
Ba	866	1077	1123	1034	969	1050	572	817	565	514	628	596	768	590	506
Sr	226	265	265	244	220	225	172	182	118	115	206	161	197	135	157
La	102	90	82	123	119	85	223	97	116	84	31	36	36	40	37
Ce	208	179	171	194	214	184	402	180	235	177	73	70	74	75	59
Pr	25	24	23	25	28	23	42	22	25	20	6.9	7.5	7.7	8.0	7.6
Nd	96	83	80	94	93	83	150	74	89	65	21	23	24	24	23
Sm	15.9	14.3	14.0	15.3	15.0	14.0	23	12.8	16.1	11.5	3.1	3.4	3.5	3.7	3.6
Eu	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	1.98	1.92	1.53	1.29	1.01	0.68	0.70	0.80	0.57	0.63
Gd	14.3	12.2	11.9	13.4	13.0	11.8	19.7	11.8	13.6	10.7	2.8	3.5	3.3	3.6	3.2
Tb	2	1.87	1.86	1.94	2.0	1.84	2.8	1.96	2.2	1.87	0.36	0.48	0.45	0.51	0.45
Dy	11.9	10.5	10.3	10.8	11.0	10.4	15.6	11.7	13.4	11.5	2.0	2.8	2.2	2.5	2.4
Но	2.4	2.2	2.2	2.1	2.4	2.2	3.2	2.4	2.8	2.5	0.34	0.54	0.42	0.48	0.45
Er	6.9	6.3	6.1	6	6.8	6.4	9.1	7.0	8.4	7.5	1.00	1.53	1.25	1.48	1.30
Tm	1.1	0.96	0.95	0.92	1.06	0.99	1.48	1.10	1.36	1.19	0.14	0.24	0.20	0.23	0.20
Yb	7.2	6.2	6.1	5.9	6.8	6.5	9.7	6.9	9.5	7.6	0.96	1.53	1.20	1.48	1.25
Lu	1.08	0.90	0.90	0.87	0.99	0.95	1.45	0.99	1.32	1.11	0.14	0.23	0.18	0.22	0.18
Zr	455	438	368	341	339	378	427	272	460	695	239	183	203	186	164
Hf	13.1	9.7	10.7	9.6	10.6	11.6	13.5	8.6	9.3	11.4	6	4.8	5	4.9	4.7
Та	2	1.58	1.57	1.7	1.72	1.79	2.8	2.8	3.9	4.1	1.32	2.2	1.9	2.2	2
Nb	24	19.7	19.7	19.6	18.3	19.4	25	23	28	28	14.6	16.2	15.1	17.1	14
Y	74	59	59	64	65	59	74	67	90	72	12.4	18.6	14.7	17.4	15.7
Cr	13.2	_	_	29	_	—	23	_	31	—	21	20	28	29	29
Ni	3	-		18	_	_	12		6	—	14	13	47	12	23
Со	7.9			7			5.6		3		5.1	3.8	4.1	4	3.4
$(La/Yb)_n$	9.6	9.7	9.0	14.1	11.8	8.9	15.5	9.5	8.2	7.4	22.1	15.8	20.2	18.0	19.7
Eu/Eu*	0.42	0.48	0.48	0.44	0.46	0.46	0.27	0.37	0.26	0.27	0.68	0.62	0.71	0.47	0.55
<i>T</i> , °C	814	832	781	805	799	801	845	802	857	912	799	776	787	781	785

Примечание. Fe₂O₃* — общее железо. *T*, °С — определена по насыщению цирконием, по [Watson, Harrison, 1983]. 1—10 — Шумихинский, 11—15 — Аларский массив.



Рис. 2. Диаграмма SiO₂—FeO*/(FeO* + MgO) для гранитов Шумихинского и Аларского массивов.

Граниты: 1 — Шумихинский, 2 — Аларский массивы.

(A/CNK = 0.8—1.1) и высокую железистость (FeO_{общ}/(FeO_{общ} + MgO) = 0.73—0.87) (рис. 2). По соотношению CaO и щелочей ((Na₂O + K₂O) / /CaO = 4.8—6.3) породы относятся преимущественно к известково-щелочному типу, по [Frost et al., 2001а], с преобладанием K₂O над Na₂O (K₂O/Na₂O \geq 1.2). С ростом SiO₂ происходит снижение концентраций FeO, MgO, TiO₂, CaO, P₂O₅ и слабый рост K₂O (см. табл. 1, рис. 3). Породы Шумихин-

ского массива обогащены как легкими (La_n > 200), так и тяжелыми (Yb_n ≥ 30) лантаноидами, концентрации РЗЭ возрастают в ряду гранодиоритов с ростом SiO₂ (до 67.5 %) и снижаются в гранитах. Распределение РЗЭ умеренно фракционированное ((La/Yb)_n = 8.2—14.1) с резким европиевым минимумом (Eu/ Eu* = 0.3—0.4) (рис. 4, *a*, *б*). Характерная черта гранитоидов — обогащение высокозарядными элементами (Zr = 270—695, Nb = 18—28, Y = 43—90 г/т), что наряду с высокой железистостью определяет их принадлежность в гранитам *A*-типа. Концентрации высокозарядных элементов (Y, Zr, Nb) слабо снижаются в гранодиоритах с уменьшением содержания FeO + MgO и возрастают в гранитах (см. рис. 3). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены минимумы по Ba, Nb, Sr, P, Ti (рис. 5, *a*, *б*). Отрицательные аномалии по Nb, Ti, Sr свидетельствуют в пользу коровых источников или о фракционирова-



Рис. 3. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов для гранитов Шумихинского и Аларского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.



нии титансодержащих фаз и плагиоклаза при дифференциации. Породы Шумихинского массива обладают высокими концентрациями Ва, снижающимися от гранодиоритов (870—1120 г/т) к гранитам (817—514 г/т).

По содержанию петрогенных элементов породы Аларского массива отвечают гранитам и лейкогранитам нормального ряда щелочности (см. рис. 3; табл. 1). Граниты характеризуются слабоповышенной глиноземистостью (A/CNK = 1.1), низкой железистостью (FeO_{oбщ}/(FeO_{oбщ} + MgO) = 0.7—0.82) (см. рис. 2) и относятся к известково-щелочному типу ((Na₂O + K₂O) / CaO = 4.8—6.3). Они имеют фракционированное распределение P3Э ((La/Yb)_n = 16—22) со слабым Еи минимумом (Eu/Eu* = 0.5—0.7) (см. рис. 4, в) и обеднением тяжелыми P3Э ((Gd/Yb)_n = 1.8—2.4). При высокой кремнекислотности граниты отличает умеренно повышенное содержание Sr (135—206 г/т) (см. рис. 3) и Ba (506—768 г/т). В сравнении с породами Шумихинского массива эти граниты характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных элементов (Zr = 164—240, Nb = 14—17 г/т) и Th (17—26 г/т). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Ba, Nb, P, Ti, но отсутствует Sr минимум (см. рис. 5, в). Наличие в составе гранитов амфибола, пониженная железистость, умеренные содержания высокозарядных элементов позволяют отнести породы Аларского массива к калиевым *I*-гранитам.

Изотопный Sm-Nd состав гранитоидов. Гранодиориты и граниты Шумихинского массива, по данным [Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006], имеют узкий диапазон значений ε_{Nd} (от –7.4 до –8.3) и мезоархейский модельный возраст — 2.8—3.0 млрд лет (табл. 2). В сравнении с архейскими породами ТТГ комплекса и кислыми метавулканитами ЗКП (ε_{Nd} –12 до –19 на 1.86 млрд лет) гранитоиды имеют более высокие ε_{Nd} и по изотопному составу Nd приближаются к гранат-ставролитовым сланцам (ε_{Nd} –8.5 до –9.5 на 1.86 млрд лет) Онотского блока (рис. 6).

Граниты Аларского массива характеризуются более высокими в сравнении с шумихинскими, но тоже отрицательными значениями ε_{Nd} (-2.8 до -5.4) и модельным возрастом 2.4—2.7 млрд лет, что также указывает на формирование за счет древнего корового источника (см. табл. 2). Вместе с тем в сравнении с архейскими породами плагиогнейсового и метаосадочно-вулканогенного комплексов Булунского блока (ε_{Nd} -11 до -20 на 1.85 млрд лет) граниты имеют отчетливо более радиогенный изотопный состав, что свидетельствует в пользу участия ювенильного материала в гранитообразовании (см. рис. 6).



Температуры образования гранитоидов. Температуры кристаллизации гранитоидов рассчитаны по насыщению цирконием с использованием термометра [Watson, Harrison, 1983]. Для Шумихинского массива они находятся преимущественно в диапазоне 781—857 °C и достигают максимума (910 °C) для гранита с концентрацией Zr (695 г/т) (см. табл. 1), что сопоставимо с температурами (804—834 °C), приведенными в работе [Донская и др., 2005]. Только в одном зерне циркона обнаружено древнее ядро.

Палеопротерозойские цирконы из гранитов Аларского массива содержат древние унаследованные ядра, округлая или неправильная форма которых свидетельствует о частичном растворении захваченного циркона в расплаве. Принимая во внимание наличие захваченных ядер, температуру, составляющую 777±8 °C, следует рассматривать как максимальную оценку температуры кристаллизации расплава.

На основании анализа температур насыщения цирконием показано [Miller et al., 2003], что расчетные значения для гранитов, содержащих ксеногенные ядра циркона, наиболее близки к температурам образования кислого расплава, поскольку расплав близок к насыщению по Zr, напротив, оценки T по гранитам, лишенным ксеногенных цирконов, отражают условия насыщения и занижены в сравнении

				1	1			
№ п/п	Номер пробы	<i>t</i> , млн лет	Nd	Sm	147Sm/144Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$T_{\rm Nd}({\rm DM}),$	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$
1 1		Ĺ	г/т				млн лет	INU V
1	29-04	1850	24.5	4.2	0.10390	0.511225 ± 5	2660	-5.4
2	31-04	1850	22.1	3.6	0.09920	0.511304 ± 5	2448	-2.8
3	32-04	1850	26.0	4.4	0.10190	0.511311 ± 10	2497	-3.3
4	3-03*	1860	16.5	89.9	0.11059	0.511159 ± 19	2927	-7.5
5	6-03*	1860	15.3	88.7	0.10410	0.511121 ± 24	2807	-8.3
6	91614**	1860	9.25	50.0	0.1119	0.511220 ± 6	2962	-7.5
7	90604**	1860	18.4	109.8	0.1013	0.511092 ± 4	2959	-7.4

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для гранитов Аларского и Шумихинского массивов

Примечание. *Т* — возраст, принятый для расчета ε_{Nd} . 1—3 — Аларский массив, 4—7 — Шумихинский массив (4—5 — гранодиориты, 6—7 — граниты).

* По [Туркина и др., 2006].

** По [Донская и др., 2005].

Рис. 6. Диаграмма *T* — $\varepsilon_{\rm Nd}$ для гранитов и вмещающих пород.

1—5 — Онотский блок: 1 — гранитоиды Шумихинского массива, 2 — плагиогнейсы ТТГ комплекса, 3 — кислые ортогнейсы, 4 — амфиболиты, 5 — гранат-ставролитовые сланцы; 6—9 — Булунский блок: 6 — граниты Аларского массива, 7 — плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплекса, 8 — парагнейсы, 9 — амфиболиты. Изотопные данные для пород ТТГ комплексов и метаморфических пород из работ [Туркина, Ножкин, 2008; Туркина и др., 2009, 2014а, 6].

с температурами плавления. О недооценке T по насыщению цирконием свидетельствуют и более низкие значения, определенные этим методом, в сравнении с величинами, рассчитанными по содержанию Ті в цирконе [Harrison et al., 2007]. Таким образом, температура выплавления гранитов Аларского массива была ~780 °C, тогда как T генерации гранитоидов Шумихинского массива, вероятно, превышала 860 °C.



ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ

Для датирования Аларского массива использована проба гранита (обр. 32-04), отобранная в северной его части, в левобережье р. Урик. Циркон представлен дипирамидально-призматическими кристаллами размером 180—500 мкм с коэффициентом удлинения 1.5—4.0. В катодолюминесцентном (КЛ) изображении зерна циркона характеризуются осцилляторной зональностью и наличием ядер со сглаженными и криволинейными границами и более низкой светимостью в КЛ (рис. 7, *a*). Цирконы с осцил-



Рис. 7. Катодолюминесцентное изображение циркона из гранитов Аларского (*a*) и Шумихинского (*б*) массивов.

Показаны точки датирования и возраст (млн лет) по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.

T ()	n							
	Ε ΡΟΣΥΠΙ ΤΩΤΙΙ	μραταπιαγά	ополизо и ра	DODOCT HU	nizonod uz	ΠΩΠΔΩΠΝΩ	TODOCOUCICUV	гранитоилог
гаолица э	, i usyjidiaidi	noutunnutu	апализа и ру	узраст ци	DRUDUD NO		псрозонских	грапитондог

	0/2	U	Th	232Th/	206 Pb *	Возраст,	млн лет	מ	238 I 1/		207 Ph */	+	207 Ph */		206 Ph */	+	1
Зерно	²⁰⁶ Pb _c	Г/	/T	238U	г/т	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	D, %	²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	%	²³⁵ U	± %	238U	* %	Rho
						Граник	п Аларского	масс	сива (обр	. 32–	04)						
1	_	225	141	0.65	64.5	1855 ± 7.2	1874 ± 16	1	2.999	0.44	0.1146	0.89	5.27	0.99	0.3335	0.44	0.448
2	0.01	62	77	1.27	17.9	1860 ± 13	1883 ± 32	1	2.989	0.82	0.1152	1.8	5.31	1.9	0.3345	0.82	0.423
3	1.05	82	16	0.20	29	2197 ± 19	2786 ± 34	27	2.452	1	0.1952	2.1	10.93	2.3	0.4061	1	0.451
4	0.10	194	105	0.56	55.8	1856 ± 8.7	1818 ± 19	-2	2.996	0.54	0.1112	1.1	5.114	1.2	0.3337	0.54	0.457
5	0.10	225	188	0.86	64.5	1852 ± 8.4	1816 ± 18	-2	3.004	0.52	0.111	10	5.094	1.1	0.3329	0.52	0.462
6	0.07	246	75	0.31	70.7	1857 ± 7.3	1831 ± 17	-1	2.994	0.45	0.1119	0.92	5.153	1	0.3339	0.45	0.443
7	0.90	29	35	1.25	13.2	2737 ± 22	2706 ± 35	-1	1.884	0.98	0.1858	2.1	13.55	2.3	0.5289	0.98	0.419
8	0.54	39	37	0.97	22.3	3269 ± 23	3267 ± 19	0	1.51	0.89	0.2634	1.2	23.98	1.5	0.6604	0.89	0.599
9	0.00	28	48	1.77	13.2	2828 ± 22	2808 ± 25	-1	1.816	0.94	0.1978	1.5	15.02	1.8	0.5507	0.94	0.522
10	-	45	53	1.21	21.8	2862 ± 23	2854 ± 23	0	1.79	1	0.2035	1.4	15.68	1.7	0.5589	1	0.579
11	0.22	157	72	0.47	69.9	2683 ± 10	3044 ± 20	13	1.9349	0.47	0.2289	1.2	16.29	1.3	0.5163	0.47	0.354
12	0.00	121	60	0.52	52.3	2628 ± 13	2604 ± 16	-1	1.987	0.59	0.1748	0.95	12.13	1.1	0.5034	0.59	0.527
						Гранодиори	іт Шумихиї	нског	о массие	ва (об	p. 6–03)						
1.1	0.12	1948	1829	0.97	780	2463 ± 25	2534 ± 7.5	3	2.148	1.2	0.16766	0.45	10.76	1.3	0.4653	1.2	0.939
1.2	4.04	183	104	0.58	58.3	1943 ± 23	1940 ± 50	0	2.816	1.4	0.1189	2.8	5.77	3.1	0.3518	1.4	0.446
2.1	0.20	372	206	0.57	102	1784 ± 20	1845 ± 13	3	3.136	1.3	0.11283	0.71	4.959	1.5	0.3187	1.3	0.876
2.2	1.12	215	108	0.52	62.5	1854 ± 22	1848 ± 62	0	2.995	1.4	0.113	3.4	5.19	3.7	0.3331	1.4	0.373
3.1	3.06	335	198	0.61	77.1	1482 ± 18	1849 ± 62	25	3.849	1.4	0.113	3.4	4.03	3.7	0.2585	1.4	0.371
4.1	0.38	222	145	0.68	65.3	1889 ± 23	1860 ± 19	-2	2.935	1.4	0.1138	1	5.339	1.7	0.3404	1.4	0.799
5.1	0.35	107	64	0.62	31	1866 ± 25	1850 ± 24	-1	2.977	1.5	0.1131	1.3	5.24	2	0.3357	1.5	0.758
6.1	0.22	139	75	0.56	40.5	1879 ± 23	1863 ± 22	-1	2.953	1.4	0.1139	1.2	5.316	1.8	0.3384	1.4	0.760
7.1	0.32	141	52	0.38	40.2	1844 ± 23	1871 ± 25	1	3.017	1.4	0.1145	1.4	5.23	2	0.3312	1.4	0.725
8.1	0.25	145	108	0.77	41.1	1833 ± 23	1820 ± 25	-1	3.038	1.5	0.1113	1.4	5.05	2	0.329	1.5	0.723
9.1	0.33	137	71	0.54	39.7	1867 ± 23	1877 ± 21	1	2.975	1.4	0.1148	1.2	5.319	1.8	0.3359	1.4	0.774
10.1	0.24	148	75	0.52	43.1	1873 ± 23	1868 ± 19	0	2.965	1.4	0.1142	1.1	5.31	1.8	0.3371	1.4	0.795
11.1	0.26	206	203	1.02	60.1	1882 ± 22	1836 ± 17	-2	2.947	1.3	0.1123	0.94	5.249	1.6	0.3391	1.3	0.820
12.1	0.10	301	161	0.55	89.7	1919 ± 22	1864 ± 17	-3	2.884	1.3	0.114	0.95	5.448	1.6	0.3467	1.3	0.812
13.1	0.15	154	80	0.54	44.4	1857 ± 23	1843 ± 22	-1	2.994	1.4	0.1127	1.2	5.189	1.9	0.3339	1.4	0.762
14.1	0.35	267	139	0.54	70.8	1726 ± 20	1843 ± 18	7	3.255	1.3	0.1127	0.98	4.77	1.6	0.307	1.3	0.806
14.2	2.11	239	159	0.69	72.8	1915 ± 23	1892 ± 43	-1	2.878	1.4	0.1158	2.4	5.52	2.8	0.3458	1.4	0.507

Приме чание. Ошибки приведены на уровне 1 о. Pb_c и Pb^{*} — доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибка калибровки стандарта ТЕМО-RA — 0.50 %. *D* — процент дискордантности, рассчитан по уравнению $D = 100 \times [(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb возраст}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U возраст}) - 1]. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb[*]/^{235}</sup>U и ²⁰⁶Pb[*]/^{238}U.$

ляторной зональностью имеют более высокие концентрации U (62-246 г/т) и Th (75—188 г/т) в сравнении с ядрами (U 28—157, Th 16—76 г/т) (табл. 3). Величины Th/U зональных кристаллов и ядер сходны (0.3—1.3 и 0.2—1.8 соответственно) и близки значениям для магматических цирконов. Зональные цирконы характеризуются возрастными значениями от 1816 до 1883 млн лет, их конкордантный возраст составляет 1853 \pm 7 млн лет (СКВО = 2.7) (рис. 8, *a*). Вариации возрастных значений, по-видимому, обусловлены вкладом более радиогенного Pb, унаследованного от древних ядер. Несмотря на повышенное СКВО, вызванное вариациями возраста отдельных зерен и слабой дискордантностью изотопных отношений, результаты датирования свидетельствуют о позднепалеопротерозойском возрасте гранитов Аларского масиива и согласуются с возрастными оценками для коллизионных гранитоидов в других блоках Шарыжалгайского выступа в диапазоне от 1.87 до 1.85 млрд лет [Донская и др., 2002; Диденко и др., 2005; Сальникова и др., 2007]. Ядра циркона имеют преимущественно архейский ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст в диапазоне от 2604 до 3267 млн лет. Два ядра с датировакии 3.0—3.2 млрд лет сопоставимы по

Зерно	<i>Т</i> , млн лет	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±σ	$\epsilon_{\rm Hf}$	±2σ	<i>T</i> ^C _{Hf} (DM), млн лет
			Гранит 2	Аларского массива	а (обр. 32-04)			
2	1883	0.01152	0.000479	0.281417	0.000023	-6.5	0.8	2924
3	2786	0.03023	0.001388	0.280795	0.000018	-9.6	0.6	3816
4	1818	0.01621	0.000681	0.281486	0.000024	-5.8	0.9	2829
5	1816	0.01516	0.000632	0.281474	0.000025	-6.2	0.9	2853
6	1831	0.00826	0.000370	0.281373	0.000032	-9.1	1.1	3043
7	2706	0.02391	0.000959	0.280962	0.000022	-4.7	0.8	3459
8	3267	0.01635	0.000818	0.280867	0.000016	5.1	0.6	3308
9	2808	0.02461	0.000965	0.280951	0.000019	-2.8	0.7	3422
10	2854	0.01991	0.000886	0.280949	0.000021	-1.6	0.7	3390
11	3044	0.01382	0.000659	0.280997	0.000024	4.9	0.9	3144
12	2604	0.02048	0.000930	0.281132	0.000027	-0.9	1.0	3149
			Гранодиорит	Шумихинского м	ассива (обр. 6-03))		
1.1	2534	0.0249	0.001063	0.281343	0.000017	4.8	0.6	2747
1.1a	2534	0.0125	0.000521	0.281389	0.000016	7.4	0.6	2590
1.2	1940	0.0133	0.000545	0.281396	0.000014	-6.0	0.5	2942
4.1	1860	0.0178	0.000673	0.281385	0.000021	-8.4	0.7	3023
4.1a	1860	0.0145	0.000582	0.281362	0.000020	-9.1	0.7	3066
6.1	1863	0.0120	0.000469	0.281342	0.000012	-9.6	0.4	3098
7.1	1871	0.0104	0.000422	0.281340	0.000015	-9.4	0.5	3094
9.1	1877	0.0132	0.000526	0.281325	0.000017	-10.0	0.6	3131
10.1	1868	0.0124	0.000490	0.281312	0.000017	-10.6	0.6	3162
11.1	1836	0.0213	0.000857	0.281482	0.000022	-5.7	0.8	2841
12.1	1864	0.0148	0.000600	0.281322	0.000014	-10.4	0.5	3151
13.1	1843	0.0125	0.000533	0.281376	0.000016	-8.9	0.6	3043

Таблица 4.	Изотопный Lu-Hf состав нирко	нов из палеопротерозойских гранитоилов
таолица 4.	ИЗОТОПНЫЙ ЦИ-ПІ СОСТАВ ЦИРКО	энов из палеопротерозоиских гранитоидо

Примечание. Номера зерен соответствуют табл. 3. *Т* — возраст циркона по измеренному ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Зерна 1.1 и 1.1а, 4.1 и 4.1а — проанализированы в двух точках.

возрасту с цирконами из пород ТТГ комплекса, а мезонеоархейские ядра (2.60—2.85 млрд лет) — с детритовыми цирконами из гранат-биотитовых гнейсов Урикского ЗКП, которые, подобно унаследованным ядрам, отличаются низким содержанием U (13—157 г/т) и Th (19—152 г/т) [Туркина и др., 2014а].

Палеопротерозойские магматические цирконы из гранита Аларского массива характеризуются ограниченным диапазоном $\varepsilon_{\rm Hf}$ от –5.8 до –9.1 и мезоархейским модельным возрастом — $T_{\rm Hf}^{\rm C}$ (DM) = 2.8— 3.0 млрд лет (табл. 4; рис. 9, *a*). Архейские ядра, напротив, имеют очень широкие вариации $\varepsilon_{\rm Hf}$ (от +5.1 до –9.6) и в сравнении с палеопротерозойскими цирконами — более древние значения $T_{\rm Hf}^{\rm C}$ (DM) = 3.1— 3.8 млрд лет.

Перед проведением анализа изотопного Lu-Hf состава возраст цирконов из пробы амфибол-биотитового гранодиорита (обр. 6-03) Шумихинского массива был определен U-Pb методом (SHRIMP II). Циркон представлен призматическими и длиннопризматическими субидиоморфными и идиоморфными трещиноватыми кристаллами светло-розового цвета размером 200—400 мкм с коэффициентом удлинения 4.0—2.0. В КЛ большинство цирконов имеет отчетливую осцилляторную зональность, иногда центральные части зерен изменены и характеризуются пятнистой зональностью (см. рис. 7, δ). Зональные зерна имеют пониженное содержание U (107—372 г/т) и Th (52—206 г/т) и по Th/U (0.38—1.02) отвечают циркону магматического происхождения (см. табл. 3). Вся совокупность из 16 зерен циркона имеет средневзвешенный возраст 1854 ± 11 млн лет (СКВО = 0.71). Четыре зерна циркона отличаются повышенным содержанием обыкновенного свинца (²⁰⁶Pb_c = 1.12—4.04 %). Конкордантный возраст, рассчитанный для 12 зерен циркона с низким ²⁰⁶Pb_c, составляет 1857 ± 12 млн лет (СКВО = 0.65), он идентичен их средневзвешенному возрасту — 1853 ± 11 млн лет (СКВО = 0.62) (см. рис. 8, δ) и в пределах погрешности не отличается от значения, полученного ранее методом TIMS (1861 ± 1 млн лет) [Донская и др., 2002]. Только в одном кристалле циркона установлено темное в КЛ, незональное ядро, обогащенное U (1948 г/т) и Th (1829 г/т), с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом 2534 ± 7.5 млн лет (D = 3 %). Ядро имеет резкую грани-



Рис. 8. Диаграммы с конкордией для циркона из гранитов Аларского (a) и Шумихинского (δ) массивов.

цу с внешней зональной частью зерна, возраст которой древнее (1940 \pm 50 млн лет), чем других магматических палеопротерозойских цирконов, и может рассматриваться как ксеногенное. В Онотском блоке ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 2.6—2.5 млрд лет имеют некоторые детритовые цирконы из метаосадочных пород — гранат-ставролитовых сланцев ЗКП, которые характеризуются дискордантными изотопными отношениями, их возраст совместно с другими детритовыми цирконами по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет — 2699 ± 11 млн лет [Туркина и др., 2014б]. Это позволяет предполагать, что ксеногенное ядро было захвачено из метаосадочных пород и его изотопная система могла быть нарушена при взаимодействии с расплавом, о чем свидетельствует и удревнение возраста внешней зональной зоны зерна (1940 млн лет) в сравнении с другими магматическими цирконами из гранодиорита.

Большинство магматических цирконов из гранодиорита Шумихинского массива имеют узкий интервал $\varepsilon_{\rm Hf}$ от –10.6 до –8.4, их модельный возраст составляет 3.0—3.2 млрд лет (см. табл. 4; рис. 9, δ). Резко отличается от них ксеногенное ядро неоархейского возраста, проанализированное в двух точках, оно характеризуется положительным $\varepsilon_{\rm Hf}$ (+7.4 и +4.8) и $T_{\rm Hf}^{\rm C}$ (DM) = 2.6—2.7 млрд лет. Промежуточное положение по изотопным характеристикам занимают зональная оболочка на ксеногенном ядре и одно зональное зерно циркона, которые



Рис. 9. Диаграммы *Т* — є_{нf} для цирконов из гранитов и вмещающих пород.

а — Булунский блок: *1*, *2* — гранит Аларского массива: *1* — магматические цирконы и *2* — ксеногенные ядра, *3* — плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплекса, *4* — гранат-биотитовые парагнейсы; *б* — Онотский блок: *1* — гранодиорит Шумихинского массива, *2* — плагиогнейсы ТТГ комплекса, *3* — гранат-ставролитовые сланцы.

имеют повышенные значения $\varepsilon_{\rm Hf}$ (-6.0 и -5.7) и пониженные $T_{\rm Hf}^{\rm C}$ (DM) = 2.8—2.9 млрд лет в сравнении с большинством палеопротерозойских магматических цирконов.

ОБСУЖДЕНИЕ РАЗУЛЬТАТОВ

Анализ источников и условий генерации расплавов по составу гранитоидов. Граниты Аларского массива имеют повышенные концентрации Sr и слабый Eu минимум, следовательно, несмотря на повышенную кремнекислотность, они не представляют эволюционировавший расплав, образование которого было связано с фракционной кристаллизацией. Напротив, образование широкого ряда по кремнекислотности пород Шумихинского массива, вероятно, обусловлено дифференциацией исходного диорит-гранодиоритового расплава. Низкая глиноземистость гранитоидов обоих массивов указывает на ограниченное участие в их образовании метапелитовых источников. Это подтверждается пониженными значениями Rb/Sr и Rb/Ba (0.6—0.94; 0.14—0.4 и 0.9—1.8; 0.23—0.43 для пород Шумихинского и Аларского массивов соответственно) (рис. 10) в сравнении с оценками отношений Rb/Sr (≥ 2.0) и Rb/Ba (≥ 0.4) для расплавов из метапелитовых субстратов [Sylvester, 1998]. На диаграмме [Altherr et al., 2000], суммирующей данные по составу экспериментально полученных расплавов из различных субстратов, породы Шумихинского массива располагаются в поле выплавок из тоналитовых и базитовых источников, а Аларского массива — из граувакковых (рис. 11). Различие в составе источников и участие метаосадочных субстратов в образовании гранитов Аларского массива подтверждаются ростом Rb/Sr и Rb/ Ва в сравнении с породами Шумихинского массива.

Содержание фемических компонентов и CaO в гранитах зависит от состава источников и от температуры и степени плавления. Высокое содержание этих компонентов в породах Шумихинского массива, с одной стороны, может свидетельствовать о вероятном вкладе базитового источника. С другой стороны, индикатором увеличения температуры и степени плавления для гранодиоритов Шумихинского массива в сравнении с гранитами Аларского служит более низкое Al_2O_3/TiO_2 (9—15 против 43—61), поскольку анализ экспериментальных данных по плавлению коровых источников показывает, что снижение Al_2O_3/TiO_2 в расплаве отражает прогрессирующее плавление титансодержащих фаз (биотита и ильменита) с увеличением температуры [Sylvester, 1998]. Это заключение согласуется с более высокими температурами выплавления, определенными по насыщению Zr, гранодиоритов Шумихинского массива в сравнении с гранитами Аларского (≥ 860 °C против ~780 °C). В пользу высокотемпературных условий генерации гранодиоритов Шумихинского массива может свидетельствовать и обогащение Ва (1550—870 г/т), на содержание которого влияет устойчивость при плавлении биотита, главного его минерала-концентратора. Согласно экспериментальным данным, биотит практически полностью исчерпывается при дегидратационном плавлении (P = 8—10 кбар) тоналитового источника при $T \ge 950$ °C

6



Рис. 10. Диаграмма Rb/Ba—Rb/Sr для гранитоидов Шумихинского и Аларского массивов.

По [Sylvester, 1998]: *1* — базальт, *2*, *3* — модельные расплавы из пелитового (*2*) и грауваккового (*3*) источников. Штриховая линия разделяет области расплавов из источников, обедненных (I) и (II) обогащенных глинистым компонентом. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

(toge defined a second defined a second



Поля источников: І — пелитовый, II — граувакковый, III — тоналитовый и базитовый, по [Altherr et al., 2000]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

[Skjerlie, Johnston, 1993; Watkins et al., 2007]. Кроме того, обогащение гранодиоритов Ва могло быть связано с вкладом базитового источника, обогащенного этим элементом.

Следует отметить, что гранитоиды обоих массивов характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O ($K_2O/Na_2O > 1.2$). По содержанию петрогенных компонентов, в том числе K_2O , граниты Аларского массива сопоставимы с экспериментально полученными расплавами при дегидратационном плавлении граувакк [Montel, Vielzeuf, 1997], отличаясь более высоким содержанием FeO, MgO и CaO, что может указывать на неполное отделение реститовых фаз (железо-магнезиальные фазы, плагиоклаз). Анализ экспериментальных данных по плавлению тоналитовых субстратов показывает, что содержание K_2O в расплаве критически зависит от его содержания в источнике и увеличивается при полном плавлении биотита, что, в свою очередь, требует высоких температур [Watkins et al., 2007]. Предполагается [Watkins et al., 2007], что низкокалиевые тоналиты не способны продуцировать расплавы, соответствующие по составу высококалиевым гранитам ($K_2O \ge 4.2\%$), и в их образовании мог участвовать материал из обогащенного мантийного источника. Это коррелирует с нашим предположением о вкладе в образование пород Шумихинского массива базитового источника, обогащенного Ва и, следовательно, K_2O .

Оценка глубины плавления для гранитоидов базируется главным образом на наличии граната как реститовой фазы, концентрирующей тяжелые лантаноиды. Гранитоиды обоих массивов характеризуются высоким содержанием тяжелых РЗЭ, что однозначно указывает на отсутствие граната, появление которого в качестве реститовой фазы ограничено при плавлении базитовых источников $P \ge 10$ кбар [Rapp, Watson, 1995], а граувакковых и тоналитовых — $P \ge 5$ —8 кбар [Vielzeuf, Montel, 1994; Singh, Johannes, 1996; Watkins et al., 2007]. Вместе с тем следует напомнить, что при высоком содержании SiO₂ граниты Аларского массива имеют повышенное содержание Sr (135—206 г/т) и слабофракционированное распределение тяжелых РЗЭ ((Gd/Yb)_n = 1.8—2.4). Эти особенности состава могут быть интерпретированы в пользу участия в их образовании пород ТТГ комплекса Булунского блока, которые обогащены Sr (350—970 г/т) и имеют повышенное (Gd/Yb)_n (2.6—3.3).

Таким образом, анализ распределения петрогенных и редких элементов позволяет заключить, что в образовании гранодиоритов Шумихинского массива были задействованы коровый диорит-тоналитовый и, вероятно, базитовый, обогащенный К и Ва источник, тогда как граниты Аларского массива формировались из грауваккового субстрата при участии плагиогнейсов тоналитового состава. Плавление происходило при умеренном давлении и увеличении температуры от пород Аларского к Шумихинскому массиву.

Оценка вклада в гранитообразование древних коровых и ювенильных источников на основании изотопного состава циркона. Наряду с отрицательными величинами ε_{Nd} и ε_{Hf} , бесспорным свидетельством доминирующего вклада древнего корового материала в образование гранитов Аларского массива служит наличие унаследованных архейских ядер циркона. В Булунском блоке потенциальными коровыми источниками для кислых расплавов могли служить палеоархейские плагиогнейсы и плагиогранитоиды, а также метатерригенно-вулканогенные гнейсы зеленокаменного пояса, по составу отвечающие грауваккам. Палеоархейские цирконы (~3.3—3.2 млрд лет) из плагиогнейсов и плагиогранитов ТТГ комплекса характеризуются ε_{Hf} от +0.7 до +5.4 [Туркина и др., 2013], цирконы из мезоархейских (~2.8 млрд лет) метавулканогенно-терригенных гранат-биотитовых гнейсов имеют ε_{Hf} от -4.0 до -7.2 [Туркина и др., 2014а]. Ядра циркона из гранитов с возрастом 3.2—3.0 млрд лет имеют положительные ε_{Hf} (5.1—4.9), а с возрастом 2.6—2.8 млрд лет — отрицательные ε_{Hf} (-0.9…-9.6). Поскольку унаследованные ядра циркона из гранитов обнаруживают сходство по возрасту и перекрываются по величинам ε_{Hf} с цирконами из палео- и мезоархейских пород Булунского блока, это позволяет рассматривать данные породы как наиболее вероятные коровые источники для гранитов.

Отметим, что палеопротерозойские магматические цирконы не унаследуют изотопные характеристики древних ядер ($\epsilon_{\rm Hf}$ –16 до –30 на 1.85 млрд лет) (см. рис. 9, *a*). Они имеют более высокие $\epsilon_{\rm Hf}$ (–5.8…–9.1), что отражает их кристаллизацию из расплава с более радиогенным изотопным составом Hf. По величинам ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf для циркона из пород ТТГ комплекса и гнейсов зеленокаменного пояса можно реконструировать изменение изотопного состава архейской коры Булунского блока к палеопротерозою, принимая среднекоровую величину ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.015 (см. рис. 9, *a*). Положение точек палеопротерозойских цирконов выше области изотопной эволюции архейской коры Булунского блока подтверждает вклад ювенильного источника в образование гранитов Аларского массива.

Анализ изотопного состава магматических цирконов и унаследованных ядер однозначно указывает на участие различных источников в образовании гранитов Аларского массива. Такими источниками могли служить: 1) мантийные базитовые расплавы и их дифференциаты или продукты плавления мафических субстратов и 2) архейская континентальная кора, плавление которой могло быть вызвано внедрением мафических расплавов в основание коры в условиях постколлизионного растяжения. Расчет модели бинарного смешения позволяет в первом приближении дать оценку вклада ювенильного и древнего корового материала в гранитообразование. Для расплава из корового источника приняты концентрация Hf = 5.6 г/т и $\varepsilon_{Hf} = -14$, что соответствует среднему изотопному составу архейской коры Булунского блока на 1.85 млрд лет. Для расплава из мафического источника или продукта дифференциации базитового расплава использовано содержание Hf = 4.5 г/т, а принятое ε_{Hf} (+10.5) соответствует изотопному составу деплетированной мантии на время 1.85 млрд лет. При указанных параметрах доля ювенильного компонента в образовании гранитного расплава оценивается в 20—40 %. Это заключение о вкладе ювенильного материала в образование гранитов Аларского массива согласуется с данными по изотопному Nd составу этих пород, которые обладают более высокими значениями ε_{Nd} (-2.8...–5.4) в сравнении с архейскими породами Булунского блока (ε_{Nd} –11 до –20 на 1.85 млрд лет) и относительно «молодым» модельным Nd возрастом (2.4—2.7 млрд лет) в сравнении с их потенциальными коровыми источниками (T_{Nd} (DM) = 3.2—3.5 млрд лет). Вместе с тем материал с ювенильными изотопными характеристиками мог быть представлен и более древними породами основного состава, например, метабазитами (амфиболитами) Урикского ЗКП, т. е. образование гранитов не сопровождалось одновременным поступлением в кору мантийных расплавов.

Гранодиориты и граниты Шумихинского массива характеризуются слабыми вариациями є_м (-7.4...-8.3), не коррелирующими с кремнекислотностью, что позволяет утверждать, что их образование не было связано с ассимиляцией мафическим расплавом коровых пород, но допускает формирование исходного расплава путем плавления смешанного источника. Среди исследованных цирконов по изотопному составу, как было показано выше, обособляются три группы. Магматические палеопротерозойские цирконы резко отличаются более радиогенным изотопным составом Hf от плагиогнейсов ТТГ комплекса, располагаясь на диаграмме (см. рис. 9, б) выше области эволюции палеоархейской коры, определенной по изотопному составу Hf в цирконах из плагиогнейсов, принимая среднекоровую величину 176 Lu/ 177 Hf = 0.015. В то же время эти магматические цирконы попадают в область изотопной эволюции коры с T_{Hf}^C (DM) = 3.3—2.9 млрд лет, поставлявшей преобладающие детритовые цирконы с положительными до слабых отрицательных величинами є_н для метаосадочных пород Онотского блока [Туркина и др., 2014б]. Напомним, что и по величинам ε_{Nd} (-7.4...-8.3) гранитоиды Шумихинского массива наиболее близки к гранат-ставролитовым сланцам (ε_{Nd} –8.5...–9.5). Метаглиноземистый характер и наличие амфибола не поддерживают возможность образования гранитоидов из высокоглиноземистого метаосадочного субстрата — гранат-ставролитовых сланцев. Однако сходство изотопных характеристик магматических цирконов из гранодиоритов с детритовыми цирконами из метаосадочных пород свидетельствует в пользу их общего корового субстрата, служившего источником как детритового материала, так и гранитоидного расплава.

Индикатором вклада ювенильного неоархейского материала в образование гранодиоритов служат единичное ядро с высоким $\varepsilon_{\rm Hf}$ (до +7.8) и отчетливый рост $\varepsilon_{\rm Hf}$ для двух зерен палеопротерозойских цирконов. Таким образом, изотопный Hf состав циркона из гранодиоритов Шумихинского массива не позволяет однозначно связать их образование с одним из потенциальных коровых источников, обнаженных на современном эрозионном срезе. Вместе с тем изотопные данные свидетельствуют о гетерогенном характере коры, подвергавшейся плавлению, и участии в гранитообразовании и древних (до неоархейских) источников, и ювенильного неоархейского материала. Древние источники могли быть представлены как плагиогнейсами ТТГ комплекса, что согласуется с экспериментально показанной возможностью формирования А-гранитов из тоналитового субстрата [Skjerlie, Johnston, 1993], так и неизвестными породными ассоциациями, образованными в результате рециклинга палеоархейской коры с существенной добавкой ювенильного материала. Довольно сложно судить о вещественных характеристиках этих пород. Исходя из реконструкции состава питающей провинции для метаосадочных пород (гранат-ставролитовых сланцев), содержащих детритовые цирконы с возрастом ~2.7 млрд лет, их источниками сноса могли служить, наряду с породами ТТГ комплекса, кислые породы калиевого ряда и базиты [Туркина и др., 20146]. Ювенильный материал с возрастом ~2.53 млрд лет, судя по величинам є_{нг} для ксеногенного ядра циркона, близким к значениям для деплетированной мантии, скорее, имел мафический состав. Таким образом, изотопные данные по циркону не противоречат предположению о формировании гранитоидов Шумихинского массива из литологически гетерогенного корового сиалического и мафического источников.

Таким образом, изотопные характеристики циркона из пород Аларского и Шумихинского массивов дают свидетельства участия ювенильных источников в процессах гранитообразования. В отличие от Sm-Nd данных по породам, представляющих усредненную характеристику, изотопный Hf состав циркона служит индикатором вовлечения в область плавления гетерогенных субстратов с различной коровой предысторией и, вероятно, различным литологическим составом. Это заключение согласуется с многими результатами изучения генезиса гранитоидов, демонстрирующими на основании изотопного Lu-Hf состава циркона вклад различных коровых (метаосадочных и метамагматических) и в том числе ювенильных источников при варьирующем участии мантийных расплавов [Kemp et al., 2007; Yang et al., 2007; Kurhila et al., 2010; Shaw et al., 2011; Villaseca et al., 2012; и др.].

Этапы и процессы формирования коры гранит-зеленокаменных блоков Шарыжалгайского выступа. Изотопный Нf состав цирконов из палеопротерозойских гранитоидов не только доказывает гетерогенность их коровых источников, но и позволяет судить об эволюции коры, предшествующей гранитообразованию. В формировании гранитов Булунского блока были задействованы главным образом породные комплексы палеоархейского (плагиогнейсы и плагиогранитоиды) и мезоархейского (метавулканогенно-осадочные породы ЗКП) возраста. Мезоархейские унаследованные цирконы в гранитах, так же как и детритовые цирконы из парагнейсов, характеризуются отрицательными $\varepsilon_{\rm Hf}$ и, следовательно, фиксируют рециклинг палеоархейской коры в мезоархее. Напротив, данные по цирконами из гранитоидов Онотского блока не только подтверждают предположение, сделанное на основании изотопного состава детритового циркона из метаосадочных пород, о проявлении процессов роста и рециклинга палеоархейской коры на рубеже ~2.7 млрд лет [Туркина и др., 20146], но и дают свидетельства поступления ювенильного материала в конце неоархея (~2.53 млрд лет). Породные ассоциации этого рубежа, предположительно представленные базитовыми комплексами, к настоящему времени не выявлены в пределах Онотского блока.

выводы

Формирование гранитов Аларского и Шумихинского массивов в Булунском и Онотском гранитзеленокаменных блоках Шарыжалгайского выступа было связано с палеопротерозойским коллизионным этапом гранитообразования, широко проявленным на юго-западе Сибирского кратона. Породы Аларского массива по содержанию петрогенных и редких элементов соответствуют калиевым гранитам *I*-типа. Их образование при $T \sim 780$ °C и P < 5—8 кбар было связано с плавлением преимущественно грауваккового (вулканогенно-осадочного) субстрата при участии плагиогнейсов ТТГ комплекса. Сходство по возрасту и изотопному Lu-Hf составу унаследованных ядер циркона в гранитах с цирконами из палео- и мезоархейских пород Булунского блока позволяет рассматривать последние в качестве наиболее вероятных коровых источников для гранитов. Более радиогенный изотопный состав Hf палеопротерозойских магматических цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Булунского блока служит свидетельством вклада ювенильного материала в образование гранитов.

Высокожелезистые гранодиориты и граниты Шумихинского массива в Онотском блоке обогащены высокозарядными элементами и по составу отвечают гранитоидам *А*-типа. Их формирование, вероятно, было связано с плавлением корового материала, представленного породами среднекислого (тоналитового) и основного состава при $T \ge 860$ °C. Согласно изотопному Hf составу магматического и ксеногенного циркона, доминирующим источником служила древняя кора $T_{\rm Hf}^{\rm C}$ (DM) ≥ 3.0 млрд лет при участии ювенильного, предположительно мафического, неоархейского материала.

Авторы благодарят Н.В. Родионова и А.Н. Ларионова (ЦИИ ВСЕГЕИ), выполнивших U-Pb датирование циркона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-02964).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли, 2005, № 2, с. 66—83.

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.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных 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., ДеВаэле 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. 1—31.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды югозападной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия, 2001, № 1, с. 31—50.

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44(9), с. 879—889.

Ризванова Н.Г., Левицкий В.И., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Гусева В.Ф., Васильева И.М., Левский Л.К. Геохронология метаморфических процессов (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы конференции. М., ИГЕМ РАН, 2012, с. 304—306.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.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. 15, № 4, с. 3—19.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т.16, № 5, с. 501—526.

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. 284—306.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутного гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 18—33.

Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона): и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 357—370.

Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и изотопная Lu-Hf систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы) // ДАН, 2014а, т. 458, № 5, с. 582—589.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014б, т. 55 (11), с. 1581—1597.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—861.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline *I*-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos, 2000, v. 50, p. 51–73.

Annen C., Sparks R.S.J. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust // Earth Planet Sci. Lett., 2002, v. 203, p. 937—955.

Bergantz G.W. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction // Science, 1989, v. 245, p. 1093—1094.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the crustmantle system // Earth Planet Sci. Lett., 1997, v. 148, p. 243—258.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth Planet Sci. Lett., 2001, v. 190, p. 137—151.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001a, v. 42, p. 2033—2048.

Frost C.D., Bell J.M., Frost B.R., Chamberlain K.R. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith // Geology, 2001b, v. 29, p. 515—518.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochem. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64, p. 133—147.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes// Lithos, 2002, v. 61, p. 237—269.

Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology, 2007, v. 35, p. 635-638.

Huppert H., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol., 1988, v. 29, p. 599—624.

Jung S., Mezger K., Hoernes S. Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous *A*-type granite — a major and trace element and Nd-Sr-Pb-O- isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia // Lithos, 1998, v. 45, p. 147—175.

Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon // Science, 2007, v. 315, p. 980—983.

Kerr A., Fryer B.J. Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of *A*-type granitoid suites in Labrador, Canada // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 39—60.

Kurhila M., Andersen T., Rämo O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu-Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // Lithos, 2010, v. 115, p. 263–271.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust //Archean crustal evolution. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205–259.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granite? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // Geology, 2003, v. 31, p. 529—532.

Mo X., Niu Y., Dong G., Zhao Z., Hou Z., Zhou S., Ke S. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: a case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet // Chem. Geol., 2008, v. 250, p. 49—67.

Montel J.-M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes. Part II. Composition of minerals and melts // Contrib. Mineral. Petrol., 1997, v. 128, p. 176–196.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archaean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precam. Res., 2005, v. 136, p. 353—368.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 891—931.

Shaw S.E., Flood R.H., Pearson N.J. The New England batholith of eastern Australia: evidence of silicic magma mixing from zircon ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf ratios // Lithos, 2011, v. 126, p. 115—126.

Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 125, p. 26—44.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // J. Petrol., 1993, v. 34, p. 785–815.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth Planet Sci. Lett., 2004, v. 219, p. 311—324.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos, 1998, v. 45, p. 29-44.

Thompson A.B., Connolly A.D. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings // J. Geophys. Res., 1995, v. 100, p. 15565—15579.

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, Shary-zhalgay Uplift: implications for the Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // Gond. Res., 2012, v. 21, p. 801—817.

Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contrib. Mineral. Petrol., 1994, v. 117, p. 375—393.

Villaseca C., Orejana D., Belousova E.A. Recycled metaigneous crustal sources for *S*- and *I*-type Variscan granitoids from the Spanish System batolite: constraints from Hf isotope zircon composition // Lithos, 2012, v. 153, p. 84—93.

Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6—1.2 GPa // Contrib. Mineral. Petrol., 2007, v. 154, p. 91—110.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 6, p. 295—304.

Whalen J.B., Symes E.C., Stern R.A. Geochemical and Nd isotopic evolution of Paleoproterozoic arctype granitoid magmatism in the Flin Flon Belt, Trans-Hudson orogen, Canada // Can. J. Earth Sci. 1998, v. 36, p. 227—250.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1–35.

Yang J.-H., Wu F.-Y., Wilde S., Xie L.-W., Yang Y.-H., Liu X.-M. Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons // Contr. Miner. Petrol., 2007, v. 15, p. 177—190.

Рекомендована к печати 26 апреля 2016 г. В.В. Ревердатто Поступила в редакцию 2 декабря 2015 г.