

ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП, ЮЗ СИБИРСКОГО КРАТОНА): ОТ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДО ВЕРХНЕЙ КОРЫ

Туркина О. М., Капитонов И. Н.

Аннотация

В работе представлены геохимическая и изотопная характеристики пород, U-Pb возраст и Hf изотопный состав циркона для трех массивов палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа (ЮЗ Сибирского кратона). Формирование гранитоидов Тойсукского (1838 ± 6 и 1827 ± 9 млн лет), Нижнекитойского (1846 ± 7 млн лет) и Малобельского (1863 ± 16 млн лет) массивов отвечает позднепалеопротерозойскому коллизионному этапу и коррелирует по времени с проявлениями базитового магматизма. Изученные породы имеют широкий диапазон кремнекислотности. Тойсукский массив сложен рядом от монцодиоритов до гранодиоритов (граносиенитов) и гранитов, Нижнекитойский – гранодиоритами и гранитами, а Малобельский – лейкогранитами. Породы всех массивов характеризуются высокой железистостью, обогащением легкими РЗЭ, Th и высокочargedными элементами и по составу отвечают гранитоидам А-типа. Характерная черта меланократовых гранитоидов Тойсукского и Нижнекитойского массивов это аномально высокие концентрации Ba: 4080-1500 ppm и 1560-990 ppm, соответственно. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцодиориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнекитойского массива образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ba и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав циркона и меланократовых гранитоидов Тойсукского (eHf от -6.0 до -10.7 и eNd от -5.3 до -10.2) и Нижнекитойского (eHf от -5.0 до -8.1 и eNd -4.0 и -5.1) массивов свидетельствуют в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неоархейских субдукционных процессов. Формирование жильных гранитов Тойсукского и лейкогранитов Малобельского массивов было связано с плавлением кварц-полевошпатового (гранодиоритового) субстрата. Контрастные изотопные характеристики жильных гранитов (eHf от -6.7 до -10.1 и eNd -5.5) и лейкогранитов (eHf от +2.9 до +5.9 и eNd от +0.7 до -1.9) указывают на плавление архейской и палеопротерозойской коры, соответственно. Более радиогенный изотопный состав Hf цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Иркутского блока служит свидетельством вклада ювенильного материала в образование гранитов.

Ключевые слова:

Коллизионные гранитоиды, циркон, Lu-Hf изотопия, мантийные и коровые источники, палеопротерозой, ЮЗ Сибирского кратона

ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП, ЮЗ СИБИРСКОГО КРАТОНА): ОТ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДО ВЕРХНЕЙ КОРЫ

О.М. Туркина^{1,2}, И.Н. Капитонов³

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский национальный исследовательский университет, Новосибирск,
Россия

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

В работе представлены геохимическая и изотопная характеристики пород, U-Pb возраст и Hf изотопный состав циркона для трех массивов палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа (ЮЗ Сибирского кратона). Формирование гранитоидов Тойсукского (1838±6 и 1827±9 млн лет), Нижнекитойского (1846±7 млн лет) и Малобельского (1863±16 млн лет) массивов отвечает позднепалеопротерозойскому коллизионному этапу и коррелирует по времени с проявлениями базитового магматизма. Изученные породы имеют широкий диапазон кремнекислотности. Тойсукский массив сложен рядом от монцодиоритов до гранодиоритов (граносиенитов) и гранитов, Нижнекитойский – гранодиоритами и гранитами, а Малобельский – лейкогранитами. Породы всех массивов характеризуются высокой железистостью, обогащением легкими РЗЭ, Th и высокозарядными элементами и по составу отвечают гранитоидам А-типа. Характерная черта меланократовых гранитоидов Тойсукского и Нижнекитойского массивов это аномально высокие концентрации Ba: 4080-1500 ppm и 1560-990 ppm, соответственно. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцодиориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнекитойского массива образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ba и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав циркона и меланократовых гранитоидов Тойсукского (ϵ_{Hf} от -6.0 до -10.7 и ϵ_{Nd} от -5.3 до -10.2) и Нижнекитойского (ϵ_{Hf} от -5.0 до -8.1 и ϵ_{Nd} -4.0 и -5.1) массивов свидетельствуют в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неоархейских субдукционных процессов. Формирование жильных гранитов Тойсукского и лейкогранитов Малобельского массивов было связано с плавлением кварц-полевошпатового (гранодиоритового) субстрата. Контрастные изотопные характеристики жильных гранитов (ϵ_{Hf} от -6.7 до -10.1 и ϵ_{Nd} -5.5) и лейкогранитов (ϵ_{Hf} от +2.9 до +5.9 и ϵ_{Nd} от +0.7 до -1.9) указывают на плавление архейской и палеопротерозойской коры, соответственно. Более радиогенный изотопный состав Hf цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Иркутского блока служит свидетельством вклада ювенильного материала в образование гранитов.

Коллизионные гранитоиды, циркон, Lu-Hf изотопия, мантийные и коровые источники, палеопротерозой, ЮЗ Сибирского кратона

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды служат маркерами формирования и эволюции континентальной коры. В коллизионных орогенах образование гранитов главным образом связано с процессами внутрикорового плавления, что приводит к дифференциации коры по вертикали без существенного увеличения ее объема и изменения валового химического состава. Напротив, гранитообразование при участии мантийных расплавов не только как

источников тепла, инициирующих плавление, но и вещества, приводит к изменению состава континентальной коры и в конечном итоге ее росту за счет поступления ювенильного материала. Таким образом, генезис гранитоидов определяет различие в стиле эволюции континентальной коры.

Разнообразие коллизионных гранитоидов по составу определяется: 1. различным составом источников, 2. варьирующими условиями плавления, 3. взаимодействием между основными и кислыми магмами. Присутствие пространственно ассоциирующихся с гранитами базитовых плутонов предполагает прямой вклад из мантии. Вместе с тем, вопрос о том, могут ли мантийные магмы и их производные образовывать значительную массовую порцию гранитоидных плутонов в коллизионных поясах, остается дискуссионным.

Одним из маркеров генезиса гранитоидов служит изотопный Nd и Hf состав пород и цирконов. Древние коровые и мантийно-связанные (деплетированные) гранитообразующие субстраты резко отличаются по составу и изотопным характеристикам. В отличие от пород древней континентальной коры ювенильные коровые источники обладают изотопными характеристиками аналогичными деплетированной мантии. Наряду с участием в гранитообразовании расплавов из деплетированного мантийного источника в блоках с мощной литосферой формирование мафических магм может быть связано с плавлением субконтинентальной мантии, которая для древних кратонов демонстрирует обогащенные изотопные характеристики вследствие проявления процессов мантийного метасоматоза. Таким образом, в гранитообразовании могут быть задействованы по крайней мере четыре различных источника: коровые древний и ювенильный и мантийные деплетированный и обогащенный, следовательно, для их идентификации необходимо привлекать дополнительные данные по содержанию в гранитоидах главных и редких элементов.

На юго-западе Сибирской платформы образование палеопротерозойских гранитоидов было связано с коллизионными процессами при амальгамации архейских террейнов в структуру Сибирского кратона, а в глобальном плане - со становлением палеопротерозойского суперконтинента. Формирование коллизионных гранитоидов в Шарыжалгайском, Бирюсинском и Ангаро-Канском выступах фундамента (рис. 1, А) происходило в узком временном диапазоне 1.88-1.84 млрд лет [Донская и др., 2002, 2005; Ножкин и др., 2009; Туркина и др., 2006]. По структурному положению эти гранитоиды являются постскладчатыми, что позволяет связывать их становление с процессами постколлизионного растяжения. Связь палеопротерозойского гранитообразования на юго-западе Сибирского кратона с коллизией архейских коровых блоков обусловила специфику

их изотопного состава. Имеющиеся данные показывают, что большинство гранитоидов характеризуются модельным Nd возрастом ≥ 2.5 млрд лет и отрицательными величинами ϵ_{Nd} , что вероятно отражает доминирующий вклад долгоживущих коровых субстратов [Донская и др., 2005, 2014; Ножкин и др., 2009; Туркина и др., 2006]. Вместе с тем, широкий диапазон величин ϵ_{Nd} (-13 до -3) для палеопротерозойских гранитов дает свидетельства участия в плавлении источников с различной коровой предысторией. В настоящей работе представлены данные по геохимии пород, U-Pb возрасту и изотопному Hf составу циркона из палеопротерозойских гранитоидов трех массивов Шарыжалгайского выступа с целью оценки характера коровых и мантийных источников и их роли в гранитообразовании.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных и редких элементов в породах определены в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. 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 et al., 1998]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминисцентные 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 ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ, следуя методике, описанной в работе

[Griffin et al., 2000]. Для коррекции масс-дискриминации было использовано одно нормализующее отношение ($^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$). Корректное значение ^{176}Hf было получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений ^{172}Yb и ^{175}Lu). 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 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для цирконовых стандартов составили 0.282680 ± 23 (TEMORA; $n=10$), 0.282497 ± 16 (Mud Tank; $n=6$) и 0.281994 ± 20 (GJ-1; $n=6$). Цирконы из Малобельского массива изучены методом LA ICP-MS в Аналитическом центре Университета Джеймс Кук (Таунсвилл, Австралия) (193 нм ArF лазер GeoLas и мультиколлекторный масс-спектрометр Thermo Scientific Neptune). Процедура анализа детально описана в работе [Kemp et al., 2009]. При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11}$ лет $^{-1}$ [Söderlund, 2004]. Для расчета ϵ_{Hf} использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$. Модельный Hf возраст ($T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$) определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ [Bouvier et al., 2008], путем проецирования инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии DM, используя среднекоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd - $\pm 0,2\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.003\%$ (2σ) (указана в табл. 2). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$, что соответствует отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Качество измерений контролировалось измерением изотопных стандартов, за период исследования средневзвешенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения по стандарту La Jolla ($N = 15$) составили 0.511833 ± 15 (2σ). Одностадийный модельный возраст - $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$), величины ϵ_{Nd} определены относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Шарьжалгайский выступ **представляет обнаженный фундамент на юго-западе Сибирской платформы** и протягивается в северо-западном направлении на ~350 км от южного побережья оз. Байкал до р. Ока (рис. 1, А). В его структуре с северо-запада на юго-восток выделено четыре блока: Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные и Китойский и Иркутный гранулитогнейсовые; их границами служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания (рис. 1, Б). Онотский и Булунский блоки образованы палеоархейскими (3.4-3.3 млрд лет) плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-грандьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) [Бибикова и др., 2006; Туркина и др., 2009] и метаосадочно-вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов (Туркина, Ножкин, 2008). На основании датирования цирконов из метаграувакк Урикского ЗКП и детритовых цирконов из метапелитов Онотского ЗКП время формирования зеленокаменных поясов оценивается как мезо- (~2.8 млрд лет) и неархейское (~2.7 млрд лет), соответственно [Туркина и др., 2014а; 2014б].

Китойский и Иркутный блоки, образующие большую часть Шарьжалгайского выступа, сложены однотипными породными ассоциациями, метаморфизованными до гранулитовой фации и включающими ортогнейсы среднего и кислого состава, metabазиты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры [Ножкин, Туркина, 1993; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005]. Начало формирования коры Иркутного блока относится к палеоархею. Реликты палеоархейской (~3.4 млрд лет) коры представлены биотит-гиперстеновыми и двупироксеновыми ортогранулитами среднего состава, которые подвергались высокотемпературному метаморфизму на рубеже ~3.0 млрд лет [Poller et al., 2005а; Туркина и др., 2011]. Величины модельного Nd возраста ($T_{Nd}(DM) = 2.9-3.3$ млрд лет) доминирующих неархейских гранулитов средне-кислого состава и модельного Hf возраста их магматических цирконов ($T_{Hf}^C(DM) = 3.0-3.3$ млрд лет) свидетельствуют о более широком распространении палеоархейской коры на глубинном уровне [Туркина, 2010; Turkina et al., 2012]. Магматические протолиты доминирующих в Иркутном и Китойском террейнах гранулитов основного и средне-кислого состава формировались в субдукционной обстановке, и их возраст составляет 2.6-2.7 млрд лет [Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012]. Для этих гранулитов по цирконам установлено два этапа метаморфизма: 2.55-2.6 и 1.85-1.86 млрд лет, которые коррелируют с образованием гранитов (2.53-2.54 и 1.85-1.86 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. В структуре гранулитогнейсовых блоков установлено две метаосадочных толщи [Туркина, Сухоруков, 2015]. Первая распространена в Китойском и на северо-западе Иркутного блока и сложена кордиерит- и

силлиманитсодержащими и гранат-биотитовыми парагнейсами. Время формирования осадочных протолитов на основании датирования детритовых цирконов оценивается интервалом 2.74-2.7 млрд лет, а их метаморфизм произошел на рубеже неоархей-палеопротерозой и в позднем палеопротерозое [Туркина и др., 2017]. Вторая толща образована гранат-биотитовыми, ортопироксен-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами и кальцифирами, и выполняет межкупольные структуры на юго-востоке Иркутского блока. Возрасты наиболее молодых детритовых ядер циркона из парагнейсов 1.95-2.0 млрд лет и метаморфогенных оболочек ~1.85 млрд лет ограничивают время седиментации в интервале 1.85-1.95 млрд лет [Туркина и др., 2010].

Палеопротерозойские гранитоиды образуют пояс интрузий вдоль северо-восточной границы Шарыжалгайского выступа (рис. 1).

Тойсукский массив расположен на северо-западе Иркутского блока и представляет собой наиболее крупный интрузив площадью 84 км² (рис. 1). Вмещающими породами являются архейские кислые гранулиты и гнейсограниты, а также гранат-биотитовые и высокоглиноземистые парагнейсы, нередко мигматизированные. Северо-восточный контакт массива перекрыт венд-кембрийскими осадочными отложениями чехла. Основное объем массива сложен крупнозернистыми, слабо порфиоровидными биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами и граносиенитами. Эти породы нередко содержат мелкие (2-3 см) меланократовые включения и более крупные обособления (до 5-8 см), обогащенные амфиболом и биотитом. Меланократовые пироксен-биотит-амфиболовые монцодиориты образуют обособления видимого размера до первых метров и по составу близки меланократовым включениям. Жильная фация представлена биотитовыми гранитами и лейкогранитами, реже гранодиоритами, которые образуют секущие тела мощностью первые метры.

Гранодиориты и граносиениты главной фазы характеризуются наличием крупных зерен микроклин-пертита (20-25%) и среднезернистой основной массой, реже встречаются равномернозернистые разновидности. Среди темноцветных минералов преобладает биотит (10-15%), содержание амфибола составляет 1-10 %, **единичные зерна клинопироксена представлены диопсидом**. Для порфиоровидных гранодиоритов и граносиенитов характерно гнездообразное распределение темноцветных минералов в ассоциации с апатитом, ильменитом, **магнетитом** и сфеном, содержание акцессорных минералов понижено в сравнении с монцодиоритами. **Амфибол в представлен эденитом и гастингситом, а железистый биотит имеет высокое содержание TiO₂ (3.1-4.8%).** **Плагиоклаз слабо зональный (An₃₁₋₃₈)**. Вторичные минералы всех этих пород представлены вторичным амфиболом, эпидотом и хлоритом. Монцодиориты из крупных

меланократовых включений содержат порфиробласты калиевого полевого шпата – микроклина с включениями плагиоклаза. Гнездообразные скопления амфибола и биотита (20-25%) сопровождаются крупными зернами апатита, ильменита, магнетита, сфена, циркона и редко магнетита, содержание аксессуарных минералов достигает 2-3 %. Клинопироксен (авгит) встречается только в виде реликтов в амфиболе. Амфибол по составу соответствует эдениту и гастингситу, а железистый биотит имеет повышенное содержание TiO_2 (2.9-3.8%). Основная масса монцодиоритов сложена плагиоклазом, микроклином и кварцем, содержание последнего не превышает 5%. Плагиоклаз монцодиоритов резко зональный: от An_{40-42} в ядре до An_{29-36} в кайме. Биотитовые граниты и лейкограниты из жильных тел имеют равномерно-среднезернистую структуру. Содержание железистого биотита ($TiO_2=2.6-2.8\%$) составляет не более 10%, в гранодиоритах встречаются единичные зерна амфибола. Каливый полевой шпат и плагиоклаз (An_{26-33}) присутствуют примерно в равных соотношениях. Основные аксессуарные минералы гранитов это апатит, циркон и магнетит.

Нижнекитойский массив это небольшой интрузив, располагающийся к северо-западу от Тойсукского, на северо-западе Иркутного блока (рис. 1). Массив образован крупно-среднезернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Гранодиориты и граниты сложены микроклином, плагиоклазом, кварцем, содержание темноцветов – амфибола и биотита составляет 10-15% при преобладании последнего. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ильменитом и магнетитом. В юго-западном экзоконтакте массива среди вмещающих архейских гнейсогранитов широко распространены маломощные (до первых метров) жильные тела мелкозернистых биотитовых гранитов.

Малобельский массив располагается на северо-востоке Онотского блока на границе с прогибом, выполненном метавулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозойской сублукской серии (рис. 1). Границы массива тектонические, что определяется его положением в зоне регионального разлома, ограничивающего Шарыжалгайский выступ. Вмещающими служат породы верхней части разреза Онотского ЗКП: гранат-мусковит-биотитовые, биотитовые (\pm амфибол) сланцы с прослоями амфиболитов, метаморфизм которых не превышал амфиболитовой фации. По составу преобладающие гранат-мусковит-биотитовые сланцы отвечают терригенным породам от алевропелитов до обогащенных кварцем песчаников. Малобельский массив сложен лейкократовыми биотит- и амфиболсодержащими гранитами. Породы интенсивно разгнейсованы и имеют тонкополосчатые текстуры. Содержание темноцветных минералов: высокожелезистого биотита ($TiO_2=2.5-3.2\%$) и амфибола (гастингсита) не

превышает 10%, среди полевых шпатов преобладает микроклин. Акцессорные минералы представлены обильными цирконом, сфеном и реже апатитом, ортитом и флюоритом.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

В **Тойсукском массиве** были датированы цирконы из клинопироксен-биотит-амфиболового монцодиорита (обр. 63-15) и жильного биотитового лейкогранита (обр. 47-15). В монцодиорите циркон представлен длиннопризматическими кристаллами размером 200-400 μm с $Ky=4-2$. В КЛ (катодолюминисцентном изображении) большинство кристаллов характеризуются отчетливой осцилляторной зональностью, внутренние части зерен иногда не зональные и темные в КЛ (рис. 2а). В отличие от зональных кристаллов ($U=88-376$ ppm, $Th=121-248$ ppm, $Th/U=0.7-1.5$) темные в КЛ центральные части зерен обогащены U (2244-2751 ppm) и Th (934-1453 ppm), но сохраняют характерное для магматических цирконов Th/U отношение (0.43-0.55) (табл. 1). Конкордантный возраст рассчитан по 13 точкам, отвечающим цирконам с различным содержанием U, и составляет 1838 ± 6 млн лет (СКВО=0.16) (рис. 2а). В биотитовом граните призматические кристаллы магматического циркона размером 100-300 μm с $Ky=3-2$ обладают отчетливой осцилляторной зональностью в КЛ (рис. 2б). Кроме того, присутствуют зерна, большую часть которых составляют ядра с отчетливой до слабой зональностью в КЛ, окруженные тонкими темными и светлыми в КЛ оболочками. Магматические цирконы ($U=124-559$ ppm, $Th=107-227$ ppm, $Th/U=0.42-1.0$) и унаследованные ядра ($U=169-315$ ppm, $Th=89-297$ ppm, $Th/U=0.29-1.3$) характеризуются содержанием U, Th и Th/U отношением типичным для магматических цирконов. Конкордантный возраст пяти зерен магматических цирконов составляет 1827 ± 9 млн лет (СКВО=0.06) (рис. 2б) и в пределах ошибки не отличается от такового циркона из монцодиорита. Ядра циркона имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2.4-2.55 и 2.8-2.86 млрд лет (табл. 1), который сопоставим с возрастом цирконов из неоархейских гранитов (2.55 млрд лет) [Turkina et al., 2012] и наиболее молодых детритовых цирконов из архейских парагнейсов Иркутского блока [Туркина и др., 2017].

Цирконы из амфибол-биотитового гранодиорита **Нижнекитойского массива** (обр. 43-15) представлены призматическими кристаллами размером 200-400 μm с $Ky=4-2$ (рис. 2в). В КЛ кристаллы обладают отчетливой осцилляторной зональностью, в центральных частях зерен зональность иногда «размыта», и они более темные в КЛ. Большинство зерен имеет пониженное содержание U (114-458 ppm) и Th (68-304 ppm) и типичное для магматического циркона Th/U (0.48-1.0) (табл. 1). Конкордантный возраст, рассчитанный по 12 точкам, составляет 1846 ± 7 млн лет (СКВО=0.03) (рис. 2в).

В лейкограните из **Малобельского массива** (обр. 43-95) кристаллы циркона обычно темные в КЛ и характеризуются более отчетливой зональностью в краевых частях зерен (рис. 2г). Содержание U (493-652 ppm), Th (225-346 ppm) и Th/U 0.47-0.61 соответствуют величинам для магматических цирконов (табл. 1). Три зерна резко обогащены U (1169-7863 ppm) и имеют сильно дискордантные изотопные U/Pb отношения. Возраст 6 зерен циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1859 ± 28 млн лет (СКВО=0.81) (рис. 2г). Для всей совокупности зерен верхнее пересечение дискордии с конкордией равно 1863 ± 16 млн лет (СКВО=0.52), это значение принято в качестве возраста циркона Малобельского массива.

ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ Nd СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Породы **Тойсукского массива** характеризуются широким диапазоном SiO₂ и включают три дискретные группы: монцодиориты (55-57%), гранодиориты-граносиениты (62-68%) и граниты-лейкограниты (71-74%) (табл. 2, рис. 3а). Они относятся к субщелочному и нормальному ряду и в соответствии с систематикой [Frost et al., 2001] по величине MAI (Na₂O+K₂O-CaO) являются преимущественно известково-щелочными (рис. 3в). Породы варьируют от металюминиевых до слабо пералюминиевых с ростом ASI от монцодиоритов (0.83-1.04) к гранодиоритам-граносиенитам (0.91-1.07) и гранитам (1-1.09). Все гранитоиды отличает высокая железистость, возрастающая с ростом SiO₂ ($FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.77-0.91$) (рис. 3б). Монцодиориты резко обогащены TiO₂ (1.5-2%) и P₂O₅ (0.68-0.86%), содержание которых слабо возрастает с ростом SiO₂, тогда как в ряду гранодиоритов, граносиенитов и гранитов снижается. Характерная особенность пород главной фазы и монцодиоритов это аномально высокие концентрации Ba (4100-1200 ppm), а также обогащение высоkozарядными элементами (HFSE- Zr, Hf, Nb, Ta, Y), особенно Zr (табл. 2). По содержанию РЗЭ и редких элементов выделяется две группы с диапазоном SiO₂ от монцодиоритов до гранодиоритов (рис. 4а, б). Первая группа резко обогащена легкими РЗЭ ((La/Yb)_n=31-48), Ba (2900-4100 ppm), Sr (1550-796 ppm) и в меньшей степени Zr (316-745 ppm) и Th (16-38 ppm). Вторая группа характеризуется пониженным содержанием легких лантаноидов ((La/Yb)_n=9-27), Ba (1200-2100 ppm), Sr (270-738 ppm) **при близких концентрациях** Zr (354-645 ppm) и Th (12-22 ppm). Один образец этой группы имеет пониженное содержание тяжелых РЗЭ и лишен Eu аномалии (рис. 4б). Редкоземельные спектры обеих групп имеют слабую отрицательную Eu аномалию (0.73-0.56). Жильные гранитоиды разнообразны по характеру редкоземельных спектров: от сильно обедненных тяжелыми РЗЭ с высоким (La/Yb)_n (36) и слабой Eu аномалией (Eu/Eu*=0.74) до умеренно фракционированных ((La/Yb)_n=12-14) с отчетливым Eu

минимумом ($Eu/Eu^*=0.18-0.5$) (рис. 4а). Концентрации некогерентных редких элементов в жильных гранитоидах понижены в сравнении с породами главной фазы. На мультиэлементных спектрах монцодиоритов резко проявлены минимумы по Ti и Nb, а гранодиоритов главной фазы также отрицательные аномалии Sr и P (рис. 5а, б). Аналогичный характер аномалий имеют мультиэлементные спектры гранитов (рис. 5а).

Породы Тойсукского массива имеют отрицательные ϵ_{Nd} , наиболее низкие значения имеют монцодиориты и гранодиориты первой группы (ϵ_{Nd} от -10.2 до -7.2), для второй обедненной группы и жильных гранитов ϵ_{Nd} отчетливо выше (-4.6 до -5.5) (табл. 3, рис. 6а).

Породы **Нижнекитойского массива** имеют более узкий диапазон SiO_2 (66.7-69%), и представлены металюминиевыми гранодиоритами и гранитами нормального ряда щелочности (рис. 3а). По величине $MAL1$ (Na_2O+K_2O-CaO) гранитоиды являются известково-щелочными (рис. 3в). Жильная фация по составу отвечает субщелочным гранитам. Все гранитоиды отличает высокая железистость (0.82-0.91) (рис. 3б) и умеренно повышенное содержание TiO_2 (0.6-0.82%) и P_2O_5 (0.2-0.28%). Для пород главной фазы характерно высокое содержание Ba (1560-990 ppm), снижающееся в жильных гранитах (400-700 ppm). По содержанию РЗЭ, HFSE, Th, Rb, Ba гранодиориты и граниты сопоставимы со второй группой пород Тойсукского массива, но отличаются пониженным содержанием Sr (204-331 ppm). Распределение РЗЭ для гранитоидов умеренно фракционированное ($(La/Yb)_n=10-14$) со слабой отрицательной аномалией Eu ($Eu/Eu^*=0.49-0.63$) (рис. 4в). Для жильных гранитов и лейкогранитов характерны обогащение легкими РЗЭ, высокое $(La/Yb)_n=20-60$ и резкий Eu минимум ($Eu/Eu^*=0.13-0.19$). На мультиэлементных спектрах гранитоидов проявлены резкие минимумы по Nb и Ti и более слабые по Sr и P (рис. 5в). Два образца гранодиорита и гранита Нижнекитойского массива имеют ϵ_{Nd} -4.0 и -5.1 и $T_{Nd}(DM)=2.6$ и 2.7 млрд лет (табл. 3), их точки располагаются выше области изотопного состава архейской коры Иркутского и Китойского блоков (рис. 6а).

Породы **Малобельского массива** представлены лейкогранитами (SiO_2 от 75 до 76.6 %) с содержанием щелочей ($K_2O+Na_2O=6.8-8.3\%$), отвечающим границе пород нормального и субщелочного ряда (рис. 3а). Граниты слабо пералюминиевые ($ASI=0.98-1.07$) и в отличие от пород двух других массивов по соотношению щелочей и CaO относятся к щелочно-известковистому типу (рис. 3в). Характерная черта лейкогранитов это аномально высокая железистость ($FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.91-0.95$) (рис. 3б). Граниты имеют пониженное содержание Ba (840-215 ppm) и крайне низкое Sr (16-60 ppm). В сравнении с породами Тойсукского и Нижнекитойского массивов лейкограниты

обогащены Th (27-60 ppm) и U (3.4-12.6 ppm). Эти породы обладают слабо фракционированным распределением РЗЭ $(La/Yb)_n=1.7-6.3$ с обогащением как легкими, так и тяжелыми лантаноидами и резким Eu минимумом $(Eu/Eu^*=0.17-0.41)$ (рис. 4г). В сравнении с породами Тойсукского и Нижнекитойского массивов лейкограниты обогащены Nb (18-33 ppm) и Y (77-187 ppm) при пониженном содержании Zr (150-303 ppm). На мультиэлементных спектрах резко проявлены минимумы по Sr, P, Ti и слабо по Nb и Ba (рис. 5г).

Лейкограниты Малобельского массива имеют ϵ_{Nd} в интервале от +0.7 до -1.9 и $T_{Nd}(DM-2st)=2.3-2.5$ млрд лет (двухстадийный модельный возраст рассчитан, поскольку породы имеют высокое $^{147}Sm/^{144}Nd=0.13-0.17$) (табл. 3, рис. 6б). Изотопный Nd состав гранитов резко контрастирует с породами архейской коры Олотского блока, тогда как одновозрастные с ними гранодиориты и граниты Шумихинского массива (ϵ_{Nd} от -7.4 до -8.3) того же блока по изотопному составу близки к такой коре.

Для оценки температур образования гранитоидов использованы термометры по насыщению цирконием [Watson, Harrison, 1983] и фосфором [Harrison, Watson, 1984], а также термометр по содержанию Ti в цирконе (Ti-in-Zr) [Ferry, Watson, 2007], наличие в породах ильменита позволяет принять $\alpha TiO_2=0.7$. Температуры насыщения цирконием для пород главной фазы и монцодиоритов Тойсукского и гранитоидов Нижнекитойского массивов составляют 786-897°C и 823-855°C, соответственно (табл. 2). Более низкими T насыщения 782-844°C характеризуются высоко фракционированные лейкограниты Малобельского массива. Согласно [Miller et al., 2003] для гранитоидов, не содержащих ксеногенных ядер циркона, расчетные значения дают минимальную оценку T образования расплавов. Близкие температуры получены с помощью Ti-in-Zr термометра для цирконов из монцодиорита Тойсукского (826-905°C; Ti=16-31 ppm) и гранодиорита Нижнекитойского (818-886°C; Ti=14-26 ppm) массивов. Более низкими T характеризуются магматические цирконы из жильного гранита Тойсукского (776-801°C; Ti=10-12 ppm) массива. Поскольку эти граниты содержат унаследованные архейские ядра циркона, рассчитанная для них температура насыщения Zr (802-844°C) вероятно близка к температуре расплава. Максимальные температуры кристаллизации дает использование термометра по насыщению фосфором, они убывают в ряду от 933-1024°C (монцодиориты и породы главной фазы Тойсукского массива) и 973-993°C (гранодиориты-граниты Нижнекитойского массива) к гранитам 863-916°C и лейкогранитам 782-844°C Тойсукского и Малобельского массивов. Полученные высокие температуры для наиболее меланократовых пород коррелируют с ранней кристаллизацией апатита, присутствующего в виде включений в плагиоклазе и амфиболе. Эти результаты согласуются с

экспериментальными данными, которые показывают, что расплавы с содержанием $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ более 5% образуются при T 900–1000 °C при плавлении коровых сиалических и мафических субстратов [Vielzeuf, Holloway, 1988; Bogaerts et al., 2006; Rapp, Watson., 1995; Beard, Lofgren, 1991; Sisson et al., 2005].

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ЦИРКОНА

В **Тойсукском** массиве изучены цирконы из пород, представляющих крайние составы: монцодиорит и лейкогранит. Цирконы из монцодиорита характеризуются диапазоном ϵ_{Hf} от -6.0 до -10.7 и модельным возрастом $T_{\text{Hf}}^{\text{c}}(\text{DM})$ – 2.9-3.1 млрд лет (табл. 4, рис. 7а). Магматические цирконы из гранита по величинам ϵ_{Hf} (-6.7 до -10.1) и $T_{\text{Hf}}^{\text{c}}(\text{DM})=2.9-3.1$ млрд лет тождественны цирконам из монцодиорита. Унаследованные ядра циркона с возрастом около 2.5 и 2.8 млрд лет с ϵ_{Hf} от -5.3 до +1.0 и модельным возрастом 3.2-3.4 млрд лет, отвечают области изотопной эволюции архейской коры Иркутского блока, параметры которой определены по цирконам из палео-неоархейских средне-кислых гранулитов и неоархейских гранитов. Циркон из гранодиорита **Нижнекитойского** массива не содержит древних ядер и характеризуется ϵ_{Hf} от -5.0 до -8.1 и $T_{\text{Hf}}^{\text{c}}(\text{DM})$ – 2.8-3.0 млрд лет (табл. 4, рис. 7а). Эти цирконы близки по изотопным характеристикам к цирконам из пород Тойсукского массива.

От большинства палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа цирконы из лейкогранита **Малобельского** массива контрастно отличаются положительными величинами ϵ_{Hf} (+5.9 до +2.4), а их модельный возраст $T_{\text{Hf}}^{\text{c}}(\text{DM})$ составляет 2.1-2.3 млрд лет (табл. 4, рис. 7б). По изотопному составу Hf цирконы из лейкогранита резко отличаются от цирконов (ϵ_{Hf} от -8.4 до -10.6) из одновозрастных гранитов Шумихинского массива в Онотском блоке [Туркина, Капитонов, 2017], а также архейских пород этого блока [Туркина и др., 2013; 2014б].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст и геохимические типы палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа. Новые результаты U-Pb датирования циркона пород Тойсукского (1838 ± 6 млн лет и 1827 ± 9 млн лет), Нижнекитойского (1846 ± 7 млн лет) и Малобельского (1863 ± 16 млн лет) массивов согласуются с ранее полученными данными по гранитоидами Аларского (1.85 млрд лет, Булунский блок) и Шумихинского (1.85 млрд лет, Онотский блок) плутонов [Туркина, Капитонов, 2017]. К этому же этапу принадлежит формирование в Иркутском блоке жильных гранатсодержащих гранитов, диатекситов и мигматитов (1854 ± 11 млн лет) [Туркина, Сухоруков, 2017а]. Близкий возраст (~ 1.87 млрд

лет) имеют чарнокиты на юго-востоке Иркутского блока [Aftalion et al., 1991], а также многочисленные жильные гранитоиды [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007], широко развитые в Китойском и Иркутском блоках. Формирование гранитоидов в Китойском и Иркутском блоках по времени тесно связано с гранулитовым метаморфизмом (1.88-1.85 млрд лет) [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2010; Turkina et al., 2012; Туркина и др., 2017]. Близкий возраст метаморфизма (1.88 млрд лет) [Туркина, Ножкин, 2008] и гранитоидных интрузий (1.85-1.86 млрд лет) установлен и для Онотского блока. Таким образом, формирование всех гранитоидов Шарыжалгайского выступа отвечает ранее установленному временному диапазону гранитообразования (1.87-1.84 млрд лет) на юго-западе Сибирского кратона в целом [Туркина и др., 2006]. Субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в Шарыжалгайском выступе свидетельствует о связи этих событий с одним коллизионным тектоническим процессом.

Формирование коллизионных гранитоидов сопровождалось проявлениями базитового магматизма. С гранитоидами Тойсукского и Нижнекитойского массивов пространственно ассоциируют дайки габбро-долеритов с возрастом 1864 ± 4 млн лет, прорывающие архейские гнейсограниты, мигматизированные гнейсы и неоархейские граниты [Гладкочуб и др., 2013]. Габбро-долериты по составу отвечают высокомагнезиальным базальтам, имеют высокое содержание K_2O (2.3-2.5 %), P_2O_5 (0.74-0.77 %), легких РЗЭ (La=116-120 ppm), Sr (900-990 ppm), Th (7-12 ppm), что позволяет связывать их образование с обогащенным мантийным источником. На западе Иркутского блока располагается Малозадойский массив, сложенный рядом пород от плагиоперидотитов до габбро-норитов с возрастом 1863 ± 1 млн лет [Мехоношин и др., 2016]. В пользу обогащенного мантийного источника для этих пород также свидетельствуют повышенные концентрации легких РЗЭ (La=8-19 ppm), Rb, Ba (до 300 ppm) и Th.

Гранитоиды Тойсукского, Нижнекитойского и Малобельского массивов несмотря на вариации их состава обладают рядом сходных черт. Эти породы являются высокожелезистыми, обогащены высокочargedными элементами и легкими РЗЭ, то есть обладают всеми геохимическими характеристиками типичными для гранитоидов А-типа [Whalen et al., 1987; Frost, Frost, 2011]. Ранее показано, что к А-типу принадлежат амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты Шумихинского массива в Онотском блоке [Донская и др., 2002], тогда как граниты и лейкограниты Аларского массива в Булунском блоке сходны по составу с высокодифференцированным I-гранитам [Туркина, Капитонов, 2017]. Низко- и высококалиевые амфибол- и пироксенсодержащие чарнокиты юго-запада Иркутского блока соответствуют магнезиальным гранитоидам ($FeO^*/(FeO^*+Mg)=0.65-$

0.76), имеют пониженное содержание Nb (4-17 ppm), Y (3-18 ppm) при сильно варьирующих концентрациях Zr (119-550 ppm) и легких РЗЭ (Ce=50-190 ppm), что свидетельствует об их сходстве с гранитами I-типа [Туркина, Сухоруков, 2017б]. Типичными представителями гранитоидов S-типа являются жильные гранатсодержащие граниты и диатекситы Иркутского блока [Туркина, Сухоруков, 2017а], которые отличает пералюминиевый состав ($A/CNK=1.1-1.4$), широкие вариации железистости ($FeO^*/(FeO^*+Mg)=0.65-0.84$) и пониженное содержание высоkozарядных элементов. Таким образом, палеопротерозойские гранитоиды Шарыжалгайского выступа представлены тремя геохимическими типами, среди которых преобладают высокожелезистые А-граниты. К тем же трем геохимическим типам принадлежат палеопротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока, сформированные в близком возрастном диапазоне (1.87-1.86 млрд лет) [Донская и др., 2014]. Такое разнообразие гранитоидов, образованных в узком временном интервале, по-видимому является характерной чертой палеопротерозойского коллизионного орогена на юго-западе Сибирского кратона.

Генезис палеопротерозойских гранитоидов, источники расплавов.

Предполагается, что образование А-гранитов связано с контрастными коровыми и мантийными источниками, включающими мантийно-связанные базиты, которые могут генерировать А-граниты путем частичного плавления или интенсивных процессов фракционной кристаллизации [Vander Auwera et al., 2003; Shellnutt, Zhou, 2007; Li et al., 2007; Turner et al., 1992], и метамагматические породы тоналитового до гранодиоритового состава [Frost and Frost, 2011; Patiño Douce, 1997], или обусловлено смешением коровых и мантийных расплавов [Yang et al., 2006].

Гранитоиды А-типа разнообразны по составу и варьируют от мета- до слабо пералюминиевых с изменением соотношения щелочей и CaO в диапазоне от щелочно-известковистых до известково-щелочных и щелочных. Анализ состава этих железистых гранитоидов в совокупности с экспериментальными данными позволил предложить две основные модели генезиса: дифференциацию мафических магм в сочетании с коровой контаминацией с образованием известково-щелочных и щелочных разновидностей А-гранитоидов и плавление коровых кварц-полевошпатовых субстратов, приводящее к генерации щелочно-известковистых лейкократовых гранитов [Frost, Frost, 2011]. Опираясь на эту информацию, рассмотрим вероятные источники палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа.

Малобельский массив. Высокая кремнекислотность и низкое содержание феррических компонентов в гранитах Малобельского массива свидетельствуют о том, что их формирование происходило из расплава, испытавшего интенсивную фракционную

кристаллизацию. Исходя из глубоких минимумов на мультиэлементных спектрах по Sr, P, Ti, низких концентраций Fe, Mg, Ca основными фракционирующими фазами были амфибол, плагиоклаз, Fe-Ti окислы и апатит. Принадлежность к щелочно-известковистому типу определяет две возможные модели образования: плавление корового кварц-полевошпатового материала или крайняя степень дифференциации толеит-базальтового расплава. В пользу последнего варианта свидетельствует экстремально высокая железистость лейкогранитов (0.91-0.95), подобная гранофирам Скарьергардского массива ($FeO^*/FeO^*+MgO > 0.9$) [Wager, Brown, 1967]. Вместе с тем, Малобельский массив не содержит пород низкой кремнекислотности и не обнаруживает ассоциации с породами основного состава, что противоречит этому варианту модели. Согласно [Frost, Frost, 2011] большинство щелочно-известковистых мета- и слабопералюминиевых гранитов с высоким содержанием SiO_2 (>70%) образуются при плавлении кварц-полевошпатового корового материала (рис. 8), что подтверждается экспериментальными данными [Patiño Douce, 1997; Bogaerts et al., 2006]. Лейкограниты Малобельского массива по индикаторным петрохимическим характеристикам обнаруживают наибольшее сходство с расплавами, полученными при низкой степени плавления гранодиоритов при $P=4$ кбар [Bogaerts et al., 2006] (рис. 9). Судя по изотопным характеристикам циркона (ϵ_{Hf} от +5.9 до +2.4) и пород (ϵ_{Nd} от +0.7 до -1.9) источником лейкогранитов Малобельского массива служили не архейские породы Онотского блока, а палеопротерозойская ювенильная кора (рис. 7б).

Тойсукский массив. Монцодиориты и породы главной фазы характеризуются более низкой кремнекислотностью и высоким содержанием феррических компонентов ($FeO^*+MgO=7.2-11.6\%$) в сравнении с расплавами из кварц-полевошпатовых источников (тоналитов, гранодиоритов) ($SiO_2 = 64-80\%$ и $FeO^*+MgO < 5\%$) [Singh, Johannes, 1996; Skjerlie, Johnston, 1996; Bogaerts et al., 2006] (рис. 9). Такие мафические расплавы могут быть получены из базитовых субстратов при $P=3-8$ кбар и $T > 900^\circ C$ [Rapp, Watson., 1995; Beard, Lofgren, 1991; Sisson et al., 2005]. На диаграмме, суммирующей экспериментальные данные по плавлению различных источников [Laurent et al., 2014], породы Тойсукского массива (за исключением жильных гранитов) отвечают полю расплавов из мафических субстратов, располагаясь вдоль границы низко- и высококальциевых базитов (рис. 8). Прямым свидетельством участия мантийно-связанных расплавов в образовании **Тойсукского массива** служат монцодиориты ($SiO_2=55-57\%$), характеризующиеся обогащением TiO_2 и P_2O_5 , что позволяет отнести их к продуктам кристаллизации остаточных расплавов, образованных при фракционной кристаллизации субщелочной мафической магмы. Вероятно крайним результатом такого фракционирования являются

меланократовые включения с содержанием $\text{SiO}_2=58\%$ и максимальным накоплением TiO_2 (2%) и P_2O_5 (0.86%).

Высокие концентрации некогерентных редких элементов в монцодиоритах и гранитоидах главной фазы свидетельствуют в пользу образования **материнских мафических магм/субстратов** из обогащенного мантийного источника, что согласуется с изотопным составом монцодиоритов (ϵ_{Nd} от -10.2 до -7.2) и цирконов из этих пород (ϵ_{Hf} от -6.0 до -10.7). Высокое содержание в этих породах Ba (>1000 ppm) и Sr накладывают дополнительные ограничения на состав источников и условия плавления. Для расчетного моделирования использованы экспериментальные данные по плавлению обогащенных калием базитов [Sisson et al., 2005]. При $P=7$ кбар и $T=975-875^\circ\text{C}$ и степени плавления (F) 15-30% расплавы с $\text{SiO}_2=57-66\%$ равновесны с ортопироксен-амфибол-плагиоклазовым реститом (Орх:Нб:Pl=0-5:45-46:50-54). Наиболее меланократовые ($\text{SiO}_2=68\%$) расплавы из кварц-полевошпатового источника могут быть получены при $T=950^\circ\text{C}$ и высокой степени плавления (F=60%) в равновесии с ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовым реститом (Орх:Срх:Pl=10:23:45) [Bogaerts et al., 2006]. Результаты расчетного моделирования показывают¹, что плавление сиалических источников (архейских ТТГ, верхней коры, архейских гнейсогранитов Иркутского блока) с концентрациями Ba (630-800 ppm) и Sr (320-450 ppm), позволяет получить расплавы с содержанием Ba (850-1100 ppm) и Sr (200-510 ppm), которые значительно ниже чем в большинстве пород Тойсукского массива (рис. 10). Максимальные концентрации Ba (3900-1500 ppm) и Sr (460-1140 ppm), сопоставимые с содержанием в этих породах, могут быть получены из мафического субстрата, сходного с континентальными внутриплитными базальтами (Ba=750 ppm и Sr=800 ppm), например, высоко-Ti базальтами провинции Кару [Jourdan et al., 2007]. Близкие концентрации Sr (900-990 ppm) имеют дайковые габбро-долериты Китайского блока [Гладкочуб и др., 2013].

В отличие от монцодиоритов жильные граниты отчетливо пералюминиевые, содержат унаследованные архейские ядра циркона, что позволяет интерпретировать отрицательные величины ϵ_{Nd} пород и ϵ_{Hf} цирконов как результат образования гранитов из древнего корового источника. По петрогенным элементам граниты (рис. 8, 9) сопоставимы с расплавами из кварц-полевошпатового (тоналитового, гранодиоритового) субстрата. В сравнении с архейскими гранулитами средне-кислого состава Иркутского блока (ϵ_{Nd} от -7.6 до -15.2 на 1.85 млрд лет) граниты имеют более высокое ϵ_{Nd} (-5.5) (рис. 6), что может указывать на вклад ювенильного материала.

¹ При расчетах использованы минимальные и максимальные величины коэффициентов распределения минерал/расплав из работы (Laurent et al., 2013).

Как отмечалось выше, по редкоэлементному и Nd изотопному составу среди пород главной фазы выделяется две группы. Гранодиориты первой группы резко обогащены легкими РЗЭ, Ва, имеют пониженное ϵ_{Nd} (-8.2) и по этим параметрам сопоставимы с монцодиоритами. Это позволяет предполагать их образование в результате дифференциации или частичного плавления мафических пород, близких по составу к монцодиоритам, и производных обогащенного мантийного источника. Вторая группа, к которой принадлежат большинство гранодиоритов-граносиенитов и один образец монцодиоритов, напротив, обеднена легкими РЗЭ, Ва, а по величине ϵ_{Nd} (-5.3 и -4.6) сопоставима с гранитами ($\epsilon_{Nd} = -5.5$). Резкое отличие по уровню содержания некогерентных редких элементов и изотопному Nd составу свидетельствует в пользу формирования этих пород из самостоятельной порции магмы, образованной из менее обогащенного мафического источника. Концентрации Ва и Sr в гранитоидах этой группы близки к расчетному содержанию в расплавах из менее обогащенного мафического источника (Ва=350 ppm и Sr=660 ppm) (рис. 10). Таким источником могли служить нижнекоровые базиты/ферродиориты. Таким образом, формирование пород Тойсукского массива вероятно связано с дифференциацией субщелочной мафической магмы, образованной из обогащенной мантии, частичным плавлением/дифференциацией менее обогащенного мафического источника и плавлением корового кварц-полевошпатового материала.

Гранодиориты и граниты **Нижнекитойского массива** отличает более узкий диапазон SiO₂ (67-71%), отчетливо метаалюминиевый характер за исключением жильных гранитов и принадлежность к известково-щелочному типу. Согласно [Frost, Frost, 2011] А-граниты с такими характеристиками являются продуктами дифференциации толеит-базальтовых магм/плавления базитового источника в сочетании с ассимиляцией корового материала или смешением с расплавами из корового субстрата. По соотношению петрогенных компонентов (рис. 8, 9), гранодиориты и граниты отвечают продуктам частичного плавления мафических источников. Согласно результатам расчетного моделирования, гранодиориты и граниты Нижнекитойского массива (Ва=1500-990 ppm) могут быть получены как из мафических субстратов, являющихся производными умеренно обогащенной мантии, так и из кварц-полевошпатового источника, соответствующего по составу архейским гнейсогранитам (рис. 10). Цирконы из гранодиорита Нижнекитойского массива по величине ϵ_{Hf} (от -5.0 до -8.1) сопоставимы с цирконом из монцодиорита Тойсукского массива, но имеют более радиогенный изотопный состав Hf в сравнении с породами архейской коры Иркутского блока (рис. 7а). Таким образом, совокупность геохимических и изотопных данных позволяет предполагать, что

образование гранитоидов Нижнекитойского массива было связано с плавлением обогащенного мафического источника, например, габброидов/ферродиоритов нижней коры, при участии расплава из корового кварц-полевошпатового субстрата, роль которого вероятно увеличивается для жильных гранитов, имеющих пералюминиевые характеристики.

Происхождение обогащенных мантийных источников. Результаты анализа состава и изотопных характеристик палеопротерозойских гранитоидов свидетельствуют о генерации исходных магм на различных уровнях литосферы юго-запада Сибирского кратона, формирование которой предшествовало гранитоидному магматизму.

Образование пород ряда монцодиориты – гранодиориты с высокими концентрациями некогерентных редких элементов и отрицательными величинами ϵ_{Hf} и ϵ_{Nd} , доминирующих в Тойсукском и Нижнекитойском массивах предполагает участие источников, производных обогащенной мантии. Метасоматоз и формирование обогащенной субконтинентальной литосферы (SCLM) могло быть связано с неоархейским этапом. Этому этапу в Иркутном блоке отвечает образование протолитов мафических и средне-кислых гранулитов (2.7-2.66 млрд лет), имеющих типичные для субдукционных вулканитов повышенные концентрации LILE и деплетирование Nb [Turkina et al., 2012]. Вовлечение такой литосферы в процессы палеопротерозойского магматизма фиксируется по составу габбро-долеритов дайковых тел [Гладкочуб и др., 2013] и габбро-норитов Малозадойского массива [Мехоношин и др., 2016], в различной степени обогащенных K_2O , легкими РЗЭ, Rb, Ba, Sr, Th. Об изотопном составе палеопротерозойской SCLM Сибирского кратона в первом приближении позволяют судить габброиды Чинейского массива (~1.86 млрд лет) на западе Алданского щита, имеющие ϵ_{Nd} от -5.0 до -4.4 [Гонгальский и др., 2008]. Используя изотопные данные можно оценить параметры субконтинентальной литосферной мантии, испытавшей обогащение в связи с субдукционными процессами в неоархее. Обогащенный мантийный источник смоделирован путем смешения 95% деплетированной мантии ($\epsilon_{\text{Nd}} = 4.2$ и $\text{Nd} = 0.58$ ppm) и 5% корового материала ($\text{Nd} = 27$ ppm и ϵ_{Nd} от -4 до +1). В качестве параметров коры принята средняя концентрация Nd в верхней коре [Rudnick, Gao, 2003] и диапазон ϵ_{Nd} для архейских средне-кислых гранулитов и парагнейсов Иркутного блока [Turkina et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015]. Изменение изотопного состава смеси от 2.7 до 1.84 млрд лет рассчитано, принимая $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.125$, и представлено на рис. 11. Значения ϵ_{Nd} для модельного мантийного источника составляют от -6.3 до -10.5, что в целом близко диапазону для пород Тойсукского и Нижнекитойского массивов (-10.2 до -4.0). Более высокие значения ϵ_{Nd} (-5.5 до -4.0) для ряда образцов гранитоидов близки к габброидам

Чинейского массива и могли быть связаны с мантийным источником, содержащим меньшую долю корового компонента.

Палеопротерозойские гранитоиды и этапы формирования раннедокембрийской коры ЮЗ Сибирского кратона. Формирование континентальной коры ЮЗ Сибирского кратона происходило в диапазоне от палео- до неогархея (3.4-2.55 млрд лет). Породы архейской коры служили источниками ксеногенных ядер циркона (2.4-2.55 и 2.8-2.86 млрд лет, $T_{\text{Hf}}^{\text{c}}(\text{DM})=3.2-3.4$ млрд лет) в жильных гранитах Тойсукского массива (рис. 8а). В сравнении с архейской корой, которая на палеопротерозойское (1.84 млрд лет) время характеризуется ϵ_{Hf} от -8.5 до -15.7 и ϵ_{Nd} от -7.6 до -15.2, магматические цирконы (ϵ_{Hf} -6.7 до -10.1) и граниты (ϵ_{Nd} -4.6 и -5.5) Тойсукского массива имеют слабо более радиогенный изотопный состав, что допускает участие ювенильного материала в генерации гранитного расплава (рис. 6а и 7а). Доминирующий вклад архейской коры предполагается для палеопротерозойских гранитоидов из гранит-зеленокаменных блоков на северо-западе Шарыжалгайского выступа (Аларский и Шумихинский массивы) [Туркина, Капитонов, 2017]. В отличие от этих гранитоидов Шарыжалгайского выступа изотопный состав лейкогранитов Малобельского состава свидетельствуют в пользу ювенильного палеопротерозойского корового источника. По содержанию петрогенных и редких элементов и изотопному Hf составу породы Малобельского состава близки к высокожелезистым лейкогранитам Топорокского массива (1.88 млрд лет) в Бирюсинском блоке юго-запада Сибирского кратона [Туркина, Прияткина, 2017]. Цирконы из этих гранитов характеризуются ϵ_{Hf} (+3.0 до +0.8) и $T_{\text{Hf}}^{\text{c}}(\text{DM}) = 2.3-2.5$ млрд лет (рис. 7б). Ювенильная палеопротерозойская кора не установлена в пределах Шарыжалгайского выступа. Потенциальным источником расплава для лейкогранитов Малобельского и Топорокского массивов могла служить кора, которая поставляла детритовые цирконы для палеопротерозойских парагнейсов Шарыжалгайского выступа. Детритовые цирконы из парагнейсов с возрастом 2.0-1.95 млрд лет характеризуются преимущественно положительными ϵ_{Hf} (+10 до -3) и перекрываются по этому параметру с цирконами из лейкогранитов (рис. 7б) [Туркина и др., 2016]. Таким образом, изотопный состав гранитоидов Шарыжалгайского выступа свидетельствует о проявлении как архейского, так и палеопротерозойского этапов формирования коры, предшествующих гранитообразованию. Дальнейший рост и ювенилизация континентальной коры отвечают времени позднепалеопротерозойского коллизионного магматизма. С этим этапом связано как внедрение мафических даек и интрузий, так массивов монцодиоритов-гранодиоритов, образованных за счет дифференциации/плавления мафических источников, производных обогащенной литосферной мантии.

ВЫВОДЫ

Формирование гранитоидов Тойсукского (1838 ± 6 и 1827 ± 9 млн лет), Нижнекитойского (1846 ± 7 млн лет) и Малобельского (1863 ± 16 млн лет) массивов в Шарыжалгайском выступе (ЮЗ Сибирского кратона) отвечает позднепалеопротерозойскому коллизионному этапу и коррелирует по времени с проявлениями базитового магматизма.

Изученные породы имеют широкий диапазон кремнекислотности. Тойсукский массив сложен рядом от монцодиоритов до гранодиоритов (граносиенитов) и гранитов, Нижнекитойский – гранодиоритами и гранитами, а Малобельский - лейкогранитами. Породы всех массивов характеризуются высокой железистостью, обогащением легкими РЗЭ и высокозарядными элементами и по составу отвечают гранитоидам А-типа. Характерная черта меланократовых гранитоидов Тойсукского и Нижнекитойского массивов это аномально высокие концентрации Ва: 4080-1500 ppm и 1560-990 ppm, соответственно. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцодиориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнекитойского массива образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ва и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав циркона и меланократовых гранитоидов Тойсукского (ϵ_{Hf} от -6.0 до -10.7 и ϵ_{Nd} от -5.3 до -10.2) и Нижнекитойского (ϵ_{Hf} от -5.0 до -8.1 и ϵ_{Nd} -4.0 и -5.1) массивов свидетельствуют в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неoarхейских субдукционных процессов. Формирование жильных гранитов Тойсукского и лейкогранитов Малобельского массивов было связано с плавлением кварц-полевошпатового (гранодиоритового) субстрата. Контрастные изотопные характеристики жильных гранитов (ϵ_{Hf} от -6.7 до -10.1 и ϵ_{Nd} -5.5) и лейкогранитов (ϵ_{Hf} от +2.9 до +5.9 и ϵ_{Nd} от +0.7 до -1.9) указывают на плавление архейской и палеопротерозойской коры, соответственно. Более радиогенный изотопный состав Hf цирконов из гранитов в сравнении с породами архейской коры Иркутного блока служит свидетельством вклада ювенильного материала в образование гранитов.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-02964), систематизация данных по палеопротерозойскому магматизму выполнена в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0003) и при поддержке проекта №14.Y26.31.0018 Министерства образования и науки РФ. Авторы благодарят Е.Н. Лепехину (ЦИИ ВСЕГЕИ), выполнившую U-Pb датирование циркона, Н.С. Прияткину выполнившую определение Lu-Hf изотопного состава циркона из гранита

Малобельского массива, и к.г.-м.н. В.П. Сухорукова (ИГМ СО РАН) за совместные экспедиционные исследования и помощь в подготовке иллюстраций.

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Санкт-Петербург: Наука, 2004. 174 с.

Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия, 2006, № 3, с. 347-352.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Китайский комплекс гранитоидов (юг Сибирского кратона): структурно-геологическая позиция, состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139-1150.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Скляр Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Э., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского позднеколлизийного базитового магматизма в Присаянском выступе фундамента Сибирского кратона // Доклады АН, 2013, т. 450 (4), с. 440-444.

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

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В. и др. Раннепротерозойский постколлизийный 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 постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т.13 (3), с. 253-279.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028-1043.

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

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ РАН, 1993. 223 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009, т. 428, с. 386—391.

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 Иркутского 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. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология, 2010, т. 18 (2), с. 168—187.

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., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (2), с. 181-199.

Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный Lu-Hf состав циркона и геохимия палеопротерозойских гранитоидов Бирюсинского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геосферные исследования, 2017, №1, с. 60-72.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1116—1130.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Состав и происхождение граната в породах палеопротерозойского мигматит-гнейсового комплекса (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2017а, т. 58 (6), с. 834—855.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Происхождение палеопротерозойских чарнокитов Шарыжалгайского выступа: метасоматическое или магматическое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матер. конф., Иркутск, 2017б, с. 274—275

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-грандьемитовый 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 Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18 (1), с. 18-33.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122-137.

Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона): ограничения на этапы 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) // Доклады АН, 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 Онетского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014б, т. 55 (11), с. 1581-1597.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1292-1306.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1281—1297.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgod 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 // *Journal of Geology*, 1991, v. 99, p. 851-861.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // *Journal of Petrology*, 1991, v. 32, p. 65–401.

Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for origin of metaluminous ferroan granotoids // *J. Petrology*, 2006, v. 47. p. 2405-2431.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planetary Science Letters*, 2008, v. 273, p. 48-57.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 429-437.

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.* 2001. V. 42. P. 2033-2048.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 39-53.

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. Cosmochem. Acta*, 2000, v. 64, p. 133-147.

Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, v. 48, p. 1467–1477.

Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Féraud G., Kampunzu A.B. Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large igneous province, Botswana-Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution // *J. Petrology*, 2007, v. 48, p. 1043-1077.

Kemp A.I.S., Foster G. L., Scherstén A. et al. Concurrent Pb–Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS. with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas // *Chemical Geology*, 2009, v. 261, p. 244-260.

Laurent O., Doucelance R., Martin H., Moyen J.F. Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa // *Precambrian Research* 2013, v. 227, p. 186–203.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // *Lithos*, 2014, v. 205, p. 208–235.

Li X.H., Li Z.X., Li W.X., Liu Y., Yuan C., Wei G.J., Qi C.S. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from Central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? // *Lithos*, 2007, v. 96, p. 186–204.

Ludwig K.R. User’s manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999.1. 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA. 2000.

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

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

Patiño Douce A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*, 1997, v. 25, p. 743–746.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian 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 // *Journal of Petrology*, 1995, v. 36, p. 891–931.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treasure of geochemistry* (Eds. Turekian K.K., Holland H.D.). Oxford: Elsevier Ltd. 2003. Vol. 3. The Crust.

Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. 2. Compositions of melts and solids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, v. 125, p. 26–44.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *Journal of Petrology*, 1996, v. 37, p. 661–691.

Sisson T., Ratajeski K., Hankins W., Glazner A. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, v. 148, p. 635–661.

Shellnutt J.G., Zhou M.F. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: their relationship to the Emeishan mantle plume // *Chemical Geology* 2007, v. 243, p. 286–316.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu 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.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, No. 42, 313–345.

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

Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia // *Lithos*, 1992, v. 28, p. 151–179.

Vander Auwera J., Bogaerts M., Liégeois J.P., Demaiffe D., Wilmart E., Bolle O., Duchesne J.C. Derivation of the 1.0–0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas // *Precambrian Research*, 2003, v. 124, p. 107–148.

Vielzeuf D., Holloway J.R. Experimental determination of fluid absent melting relations in the pelitic system // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1988, v. 98, p. 257–276.

Wager L.R., Brown G.M. *Layered Igneous Rocks*. San Francisco, CA: W.H. Freeman. 1967. 588 p.

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., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, v.95, p. 407–419.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion-microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.) // *Reviews in Economic Geology*, 1998, v. 7, p. 1–35.

Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L., Wilde S.A., Chu M.F. A hybrid origin of the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence // *Lithos*, 2006, v. 89, p. 89–106.

Подрисуночные подписи к статье О.М. Туркиной и Капитонова И.Н. «Источники палеопротерозойских гранитоидов»

Рис. 1. Геологическая схема Шарыжалгайского выступа.

1 – нижнепротерозойские отложения, 2 - метаосадочно-вулканогенные отложения Онотского ЗКП, 3 – гранулитогнейсовые комплексы Иркутного и Китойского блоков, 4 – маркирующие слои, 5 - палеопротерозойские гранитоиды, 6 – архей-палеопротерозойские гранитоиды не расчлененные, 7 - архейские гранитоиды 8 – палеоархейские плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплекса, 9 - тектонические границы: а – разломы, б – надвиги, 10 – геологические границы (а), несогласного залегания (б), 11 – места отбора проб для изотопно-геохронологического изучения. Массивы: Т – Тойсукский, Н – Нижнекитойский, М - Малобельский.

На врезке А. Главные тектонические элементы Сибирского кратона. 1 – выступы фундамента, 2 – погребенный фундамент, 3 - палеопротерозойские орогенные пояса.

На врезке Б. Схема блоков Шарыжалгайского выступа. Рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1.

Рис. 2. Диаграммы с конкордией для циркона из палеопротерозойских гранитоидов.

Тойсукский массив: а – монцодиорит, б – гранит; в – Нижнекитойский массив; г – Малобельский массив.

Рис.3. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ и $\text{SiO}_2 - \text{MAI}$ для палеопротерозойских гранитоидов.

1-3 - Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 – жильные граниты; 4-5 – Нижнекитойский массив: 4 – гранодиориты-граниты, 5 – жильные граниты; 6 – Малобельский массив. б – поля: Fe – железистых и Mg – магнезиальных гранитоидов по [Frost et al., 2001]; в – поля: С – известковистых, СА –щелочно-известковистых, АС – известково-щелочных и А – щелочных гранитоидов по [Frost et al., 2001].

Рис. 4. Редкоземельные спектры для палеопротерозойских гранитоидов.

Массивы: а-б – Тойсукский: а – группа I (монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты) и жильные граниты, б – группа II (монцодиорит и гранодиориты главной фазы); в – Нижнекитойский (жильные граниты – штриховые линии); г – Малобельский. Номера проб соответствуют таблице 2.

Рис. 5. Мультиэлементные спектры для палеопротерозойских гранитоидов.

Массивы: а-б – Тойсукский: а – группа I (монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты) и жильные граниты, б – группа II (монцодиорит и гранодиориты главной

фазы); в – Нижнекитойский (жилые граниты – штриховые линии); г – Малобельский. Номера проб соответствуют таблице 2.

Рис. 6. Диаграммы T (млн лет) - ε_{Nd} для палеопротерозойских гранитоидов и вмещающих пород.

а – Иркутский и Китойский блоки: 1-3 – Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты, 3 – гранит; 4 – Нижнекитойский массив; 5 – палеоархейский гранулит, 6-7 – неоархейские гранулиты: 6 – средне-кислые, 7 – мафические; 8 – архейские парагнейсы. б. Онотский блок: 1 – Малобельский массив, 2 – Шумихинский массив; 3 – плагиогнейсы ТТГ комплекса, 4 – кислые ортогнейсы, 5 – амфиболиты, 5 – гранат-ставролитовые сланцы. Используются данные из работ [Туркина, Ножкин, 2008; Туркина, 2006, 2014б; Туркина, Сухоруков, 2015; Turkina et al., 2012].

Рис.7. Диаграммы T (млн лет) - ε_{Hf} для цирконов из палеопротерозойских гранитоидов и вмещающих пород.

а. Иркутский блок: 1-3 – Тойсукский массив: 1 – монцодиорит, 2-3 – гранит: магматический и ксеногенный циркон; 4 – гранодиорит Нижнекитойского массива; 5 – палеоархейский гранулит, 6-7 – неоархейские гранулиты: 6 – средне-кислые, 7 – мафические; 8 – архейские парагнейсы. Используются данные из работы [Turkina et al., 2012] и неопубликованные данные О.М. Туркиной.

б. Онотский блок: 1 – лейкогранит Малобельского массива, 2 – гранит Шумихинского массива [Туркина, Капитонов, 2017]; 3 – плагиогнейсы ТТГ комплекса [Туркина и др., 2013], 4 – гранат-ставролитовые сланцы [Туркина и др., 2014б]. Для сравнения показаны: 5 – цирконы из лейкогранита Тагульского массива [Туркина, Прияткина, 2017], 6 – детритовые цирконы из палеопротерозойских парагнейсов Иркутского блока [Туркина и др., 2016].

Рис. 8. Диаграмма $Al_2O_3/(FeO^*+MgO) - 3CaO - K_2O/Na_2O$ для палеопротерозойских гранитоидов.

1-3 – Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 – жилые граниты; 4-5 – Нижнекитойский массив: 4 – гранодиориты-граниты, 5 – жилые граниты; 6 – Малобельский массив. Поля источников [Laurent et al., 2014]: I – тоналитовых, II – низко- и III – высококалиевых мафических, IV – метаосадочных.

Рис. 9. Диаграмма $SiO_2 - FeO^*+MgO$ для палеопротерозойских гранитоидов.

1-3 – Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 – жилые граниты; 4-5 – Нижнекитойский массив: 4 – гранодиориты-граниты, 5 – жилые граниты; 6 – Малобельский массив. Расплавы из различных субстратов: 7 – кварц-

полевошпатовых (гранодиоритов) [Bogaerts et al., 2006], 8-9 – мафических: 8 - низко- [(Rapp, Watson., 1995; Beard, Lofgren, 1991] и 9 - высококалиевых [Sisson et al., 2005].

Рис. 10. Диаграмма Ba – Sr для палеопротерозойских гранитоидов.

1-2 – Тойсукский массив: 1 – монцодиориты, 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 – Нижнекитойский массив. Расчетные концентрации в расплавах из 4-5 - мафических источников: 4 – OIB [Sun, McDonough, 1989], 5 - базальтов Кару [Jourdan et al., 2007]; 6-8 – кварц-полевошпатовых: 6 – архейских ТТГ [Martin, 1994], 7 – верхней коры [Rudnick, Gao, 2003], 8 – архейских гранитогнейсов Иркутского блока. Пояснения см. текст.

Рис. 11. Диаграмма T (млн лет) - ϵ_{Nd} , демонстрирующая изменение состава обогащенной мантии на основании расчетных данных. Пояснения см. текст.

Таблица 1.

Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

Зерно	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
						7	8										
Монцодиорит Тойсукского массива (обр. 63-15)																	
1	0.19	188	149	0.81	53.6	1839±15	1809±18	-2	3.028	0.9	0.1106	1.0	5.033	1.4	0.3301	0.9	0.683
2	0.14	376	248	0.68	107	1836±14	1838±12	0	3.035	0.9	0.1124	0.7	5.104	1.1	0.3294	0.9	0.792
3	0.51	237	193	0.84	68.2	1853±15	1825±23	-1	3.001	1.0	0.1116	1.3	5.121	1.6	0.3329	1.0	0.601
4	0.12	2751	1453	0.55	794	1865±13	1843±10	-1	2.979	0.8	0.1127	0.6	5.214	1.0	0.3355	0.8	0.833
5	0.17	2244	934	0.43	636	1834±13	1846±6	1	3.038	0.8	0.1129	0.3	5.120	0.9	0.3290	0.8	0.932
6	0.06	180	135	0.77	50.5	1817±15	1834±20	1	3.071	1.0	0.1121	1.1	5.034	1.5	0.3256	1.0	0.664
7	2.68	272	206	0.78	80.3	1851±17	1806±73	-2	2.990	1.1	0.1104	4.0	5.060	4.2	0.3326	1.1	0.258
8	0.12	118	101	0.88	33.4	1839±17	1835±21	0	3.029	1.1	0.1122	1.2	5.103	1.6	0.3300	1.1	0.671
9	0.13	182	196	1.11	51.1	1820±16	1835±24	1	3.064	1.0	0.1122	1.3	5.045	1.7	0.3262	1.0	0.614
10	0.16	141	121	0.88	39	1794±17	1829±20	2	3.116	1.1	0.1118	1.1	4.947	1.6	0.3209	1.1	0.702
11	0.13	142	131	0.95	40.6	1847±15	1826±20	-1	3.014	1.0	0.1116	1.1	5.105	1.5	0.3317	1.0	0.661
12	0.12	88	125	1.47	24.7	1827±17	1828±25	0	3.052	1.1	0.1118	1.4	5.048	1.7	0.3276	1.1	0.619
13	0.25	221	175	0.82	61.9	1817±15	1841±17	1	3.070	0.9	0.1125	0.9	5.052	1.3	0.3256	0.9	0.711
Гранит Тойсукского массива (обр. 47-15)																	
1.1	0.07	301	202	0.69	146	2882±21	2864±7	-1	1.774	0.9	0.2047	0.4	15.91	1.0	0.5636	0.9	0.901
2.1	0.07	340	216	0.66	96.4	1835±14	1831±12	0	3.035	0.9	0.1119	0.7	5.084	1.1	0.3294	0.9	0.791
3.1	0.06	201	134	0.69	56.5	1821±15	1819±16	0	3.063	1.0	0.1112	0.9	5.004	1.3	0.3264	1.0	0.732
4.1	0.08	124	107	0.89	35	1831±18	1812±21	-1	3.044	1.1	0.1108	1.1	5.017	1.6	0.3285	1.1	0.708
5.1	0.10	559	227	0.42	158	1833±13	1825±10	0	3.04	0.8	0.1116	0.6	5.060	1.0	0.3289	0.8	0.838
6.1	0.09	281	167	0.61	78.7	1819±15	1831±14	1	3.068	0.9	0.1120	0.8	5.031	1.2	0.3259	0.9	0.757
7.1	0.22	169	123	0.75	73.8	2643±21	2807±11	6	1.971	1.0	0.1976	0.7	13.81	1.2	0.5069	1.0	0.827
8.1	0.28	178	172	1.00	51.7	1874±16	1866±22	0	2.963	1.0	0.1141	1.2	5.308	1.6	0.3373	1.0	0.640
9.1	0.04	230	297	1.33	95.9	2552±20	2549±10	0	2.059	0.9	0.1691	0.6	11.32	1.1	0.4856	0.9	0.850
9.2	0.10	315	89	0.29	120	2359±22	2428±9	3	2.263	1.1	0.1574	0.5	9.590	1.3	0.4418	1.1	0.904

Окончание табл. 1.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Гранодиорит, Нижнекитойского массива (обр. 43-15)																	
1.1	0.19	136	79	0.60	39	1853±17	1859±22	0	3.001	1.0	0.1137	1.2	5.221	1.6	0.3330	1.0	0.648
2.1	1.34	165	158	0.99	43.6	1708±15	1778±37	4	3.288	1.0	0.1087	2.0	4.550	2.3	0.3033	1.0	0.455
3.1	0.27	151	78	0.54	42.4	1822±16	1838±33	1	3.060	1.0	0.1124	1.8	5.060	2.1	0.3266	1.0	0.499
4.1	8.44	433	304	0.72	128	1738±15	1822±98	5	3.171	1.0	0.1114	5.4	4.750	5.5	0.3094	1.0	0.175
4.2	0.75	119	68	0.59	34	1834±17	1861±29	1	3.034	1.0	0.1138	1.6	5.163	1.9	0.3291	1.0	0.541
5.1	0.06	395	273	0.72	113	1857±14	1864±12	0	2.995	0.9	0.1140	0.7	5.247	1.1	0.3339	0.9	0.804
5.2	0.13	167	78	0.48	47.5	1844±15	1839±18	0	3.018	1.0	0.1124	1.0	5.134	1.4	0.3312	1.0	0.697
6.1	0.04	283	156	0.57	81.7	1867±14	1834±13	-2	2.977	0.9	0.1122	0.7	5.193	1.1	0.3358	0.9	0.783
6.2	0.14	114	69	0.63	32.2	1836±17	1844±19	0	3.034	1.0	0.1127	1.1	5.121	1.5	0.3295	1.0	0.705
7.1	0.14	140	87	0.64	40.5	1875±16	1854±20	-1	2.962	1.0	0.1133	1.1	5.274	1.5	0.3375	1.0	0.678
8.1	0.47	213	130	0.63	61.2	1849±15	1824±20	-1	3.008	0.9	0.1115	1.1	5.105	1.4	0.3321	0.9	0.645
9.1	0.08	175	139	0.82	49.3	1826±15	1819±18	0	3.054	1.0	0.1112	1.0	5.018	1.4	0.3274	1.0	0.705
9.2	0.65	248	167	0.70	70.7	1835±15	1826±21	-1	3.033	0.9	0.1116	1.1	5.067	1.5	0.3293	0.9	0.628
10.1	0.03	458	214	0.48	131	1852±14	1864±11	1	3.004	0.9	0.1140	0.6	5.231	1.1	0.3328	0.9	0.836
Лейкогранит Малобельского массива (обр. 43-95)																	
1	0.02	587	339	0.60	165	1825±22	1865±14	2	3.056	1.4	0.1140	0.8	5.145	1.6	0.3272	1.4	0.864
2	6.33	7153	502	0.07	318	303±4	946±87	212	20.64	1.3	0.0706	4.3	0.469	4.5	0.0482	1.3	0.296
3	0.11	586	299	0.53	158	1756±21	1863±20	6	3.193	1.4	0.1139	1.1	4.92	1.8	0.3131	1.4	0.789
4	0.94	648	295	0.47	148	1502±19	1811±29	21	3.803	1.4	0.1107	1.6	4.006	2.1	0.2625	1.4	0.657
5	0.08	652	346	0.55	185	1836±22	1870±15	2	3.034	1.4	0.1144	0.84	5.196	1.6	0.3296	1.4	0.852
6	0.09	504	239	0.49	142	1831±23	1837±17	0	3.044	1.5	0.1123	0.97	5.086	1.8	0.3285	1.5	0.835
7	0.13	549	325	0.61	150	1780±23	1845±19	4	3.143	1.5	0.1128	1.1	4.947	1.8	0.3181	1.5	0.809
8	3.76	1169	669	0.59	171	975±13	1582±70	62	6.084	1.4	0.0978	3.8	2.201	4	0.1633	1.4	0.354
9	0.23	493	225	0.47	138	1811±22	1842±22	2	3.081	1.4	0.1126	1.2	5.037	1.8	0.3245	1.4	0.763
10	1.58	7863	1060	0.14	464	422±5	600±45	42	14.79	1.3	0.0599	2.1	0.558	2.5	0.0676	1.3	0.534

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* - доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибка калибровки стандарта TEMORA – 0.36 %. D – процент дискордантности, рассчитан по уравнению $D=100 \times [(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{возраст}} / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{возраст}}] - 1$. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

Таблица 2.

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в породах Тойсукского массива

	65-15	63-15	52-15	51-15	48-15	66-15	49-15	62-15	45-15	60-15	59-15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	55.29	56.54	61.96	62.86	64.04	56.84	62.52	63.57	63.84	63.88	65.31
TiO ₂	1.61	1.75	1.10	1.11	0.91	1.45	1.39	0.94	1.35	1.20	1.07
Al ₂ O ₃	17.03	15.21	15.13	14.84	14.57	17.43	13.92	16.30	13.41	13.58	13.69
Fe ₂ O ₃ *	9.20	9.94	6.89	7.10	6.36	9.29	9.25	5.41	9.03	8.21	7.48
MnO	0.13	0.12	0.08	0.08	0.08	0.09	0.12	0.05	0.12	0.11	0.11
MgO	2.22	2.68	1.63	1.59	1.44	2.25	1.40	1.08	1.33	1.21	1.06
CaO	6.08	5.53	3.62	3.85	3.33	4.91	4.00	2.87	3.75	3.16	3.14
Na ₂ O	3.38	3.14	2.88	3.13	3.08	3.48	2.62	3.09	2.69	2.64	2.68
K ₂ O	3.09	3.53	5.17	4.17	4.63	2.72	3.78	5.72	3.79	4.45	4.54
P ₂ O ₅	0.67	0.68	0.39	0.44	0.36	0.68	0.51	0.39	0.49	0.43	0.42
П.п.п.	0.39	0.52	0.47	0.57	0.50	0.60	0.40	0.64	0.30	0.70	0.50
Сумма	99.65	100.1	99.84	100.2	99.68	99.97	100.2	100.4	100.3	99.81	100.22
Th, ppm	16.2	25.0	27.0	38.0	38	12.1	13.9	16.6	17.1	15.2	13.2
U	1.9	2.1	2.9	4.8	3.3	1.87	1.34	2.1	2.3	2.6	2.2
Rb	79	91	131	105	150	168	93	198	132	189	128
Ba	4085	3133	4009	3062	2 908	1 343	1624	2093	1 549	1504	1665
Sr	1548	1165	900	853	796	738	343	296	282	254	270
La	209	215	239	240	230	87	73	64	75	85	56
Ce	378	424	387	461	423	203	154	135	171	153	144
Pr	49.1	54.3	50.4	54.8	45	23	22.4	17.6	19.9	21.4	17.0
Nd	175	180	167	182	151	91	81	56	77	75	61.2
Sm	25.3	26.0	22.4	24.1	22	16.4	14.0	9.4	14.1	13.5	11.1
Eu	5.3	4.2	3.7	4.0	3.7	3.0	2.8	1.8	2.5	2.2	2.1
Gd	18.3	18.1	15.7	16.5	16.2	13.2	11.9	8.0	12.5	10.2	9.8
Tb	2.2	2.3	2.0	2.0	1.90	1.61	1.7	1.1	1.70	1.6	1.4
Dy	9.4	10.8	9.0	9.2	8.9	7.4	9.0	5.1	9.6	8.2	7.5
Ho	1.8	1.9	1.7	1.7	1.5	1.2	1.8	1.0	1.8	1.8	1.5
Er	4.4	5.5	4.1	4.4	4.2	3.1	5.0	2.7	5.1	4.9	4.3
Tm	0.60	0.78	0.63	0.63	0.54	0.40	0.69	0.40	0.77	0.75	0.66
Yb	3.70	4.72	3.49	3.66	3.3	2.2	4.29	2.33	4.8	4.60	4.05
Lu	0.54	0.68	0.50	0.51	0.47	0.29	0.63	0.34	0.66	0.66	0.60
Zr	316	745	570	528	505	472	388	645	401	354	354
Hf	7.6	17.1	13.4	12.5	11.5	9.7	9.5	15.5	9.5	9.1	8.8
Ta	0.99	1.28	0.82	1.02	1.04	0.81	1.07	0.85	1.27	1.33	1.08
Nb	20	25	18	17.6	17.7	18.4	19.1	15	21	21	17.6
Y	46	56	45	46	44	38	47	30	52	46	42
Cr	39	75	65	50	39	39	30	47	33	37	37
Ni	12.7	14.3	12.5	14.4	6.1	12.7	10.0	11.5	8.7	11.0	10.0
(La/Yb) _n	38.1	30.6	46.0	44.2	47.6	27.0	11.5	18.5	10.6	12.5	9.4
Eu/Eu*	0.73	0.57	0.57	0.57	0.58	0.59	0.64	0.63	0.56	0.56	0.60
T, °C	754	825	833	827	828	817	798	863	801	797	799

Продолжение табл. 2.

	64-15	46-15	47-15	61-15	65-16	63-16	66-16	44-15	43-15	62-16	42-15
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂ , мас. %	65.81	71.38	73.01	73.93	66.73	66.96	67.60	67.72	67.83	68.82	69.03
TiO ₂	0.56	0.36	0.20	0.19	0.81	0.82	0.81	0.79	0.79	0.81	0.74
Al ₂ O ₃	16.23	13.94	13.21	13.00	13.88	13.85	13.47	13.19	13.48	12.64	12.83
Fe ₂ O ₃ *	4.09	3.28	2.30	2.33	5.80	6.07	5.91	6.10	5.98	5.69	5.68
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
MgO	0.73	0.48	0.24	0.20	0.84	0.84	0.80	0.76	0.80	0.75	0.70
CaO	2.18	1.45	1.34	0.78	2.60	3.00	2.54	2.58	2.45	2.36	2.51
Na ₂ O	2.99	2.88	2.54	3.12	2.83	2.93	2.73	2.72	2.71	2.57	2.76
K ₂ O	6.03	5.49	5.85	5.47	4.91	4.33	4.80	4.68	5.25	4.64	4.37
P ₂ O ₅	0.20	0.10	0.05	0.05	0.26	0.28	0.27	0.27	0.27	0.26	0.25
П.п.п.	0.78	0.26	0.36	0.47	0.28	0.29	0.18	0.62	0.43	0.35	0.40
Сумма	100.10	99.89	99.24	99.65	99.22	99.63	99.40	99.70	100.29	99.17	99.55
Th, ppm	21.0	15.3	22	51	29	17.4	28	22.0	23.0	42	29.0
U	1.6	1.39	3.0	2.4	4.4	3.4	2.8	2.9	3.5	1.9	3
Rb	157	161	183	297	193	170	186	182	202	69	181
Ba	3310	1 905	1 186	318	1 272	987	1 233	1175	1561	368	1184
Sr	516	444	206	64	226	221	211	204	219	331	215
La	81	41	76	79	90	69	80	75	68	114	69
Ce	127	80	153	171	173	148	160	152	145	194	140
Pr	16.9	7.7	20	17.7	21	19.6	19.3	19.9	18.7	19.4	18.2
Nd	55.2	25	68	57	72	75	69	68	65	56	67
Sm	7.6	3.6	10.8	9.9	12.3	12.9	11.3	10.7	11.7	6.6	10.7
Eu	2.3	0.79	1.7	0.52	1.8	1.8	1.7	1.7	1.8	1.1	1.9
Gd	5.4	2.7	9.7	7.7	10.5	11.3	10.4	9.6	9.8	5.3	9.2
Tb	0.7	0.32	1.39	1.10	1.6	1.8	1.6	1.4	1.5	0.63	1.4
Dy	2.8	1.6	7.3	6.2	8.6	9.2	8.3	7.3	8.4	2.8	7.4
Ho	0.5	0.3	1.6	1.2	1.73	1.84	1.52	1.57	1.62	0.57	1.49
Er	1.3	0.8	4.3	3.6	4.8	5.1	4.4	4.3	4.7	1.46	4.2
Tm	0.18	0.11	0.66	0.57	0.68	0.76	0.64	0.65	0.66	0.21	0.63
Yb	1.10	0.76	4.3	3.7	4.4	4.5	3.9	4.3	4.3	1.40	4.0
Lu	0.17	0.12	0.63	0.54	0.63	0.65	0.57	0.62	0.63	0.21	0.59
Zr	465	196	302	186	333	321	330	299	324	402	311
Hf	11.3	5.0	8.0	5.7	9.0	8.9	8.8	8.00	8.50	11.3	8.50
Ta	0.31	0.21	1.34	1.61	1.26	1.10	1.18	1.3	1.2	0.32	1.2
Nb	7.5	3.8	17.0	15.6	17.3	16.3	16.2	16.9	16	5.0	15.4
Y	14	8.8	46	36	46	51	45	45	48	15.8	42
Cr	52	46	56	39	13.8	10.4	13.7	11.9	10.7	55.1	11.8
Ni	10.6	6.8	10.6	6.1	0.48	0.45	0.48	0.50	0.50	0.54	0.56
(La/Yb) _n	49.5	36.0	11.9	14.4	13.8	10.4	13.7	11.9	10.7	55.1	11.8
Eu/Eu*	1.0	0.74	0.50	0.18	0.48	0.45	0.48	0.50	0.50	0.54	0.56
T, °C	844	771	811	769	801	795	801	791	797	822	797

Окончание табл. 2.

	41- 15	37- 15	39- 15	18- 15	11-15	14- 15	9-15	12- 15	15- 15	16- 15	43- 95
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂ , мас. %	70.63	72.0	73.6	74.97	75.46	75.49	75.80	75.79	76.59	76.60	76.36
TiO ₂	0.60	0.52	0.32	0.20	0.19	0.16	0.13	0.08	0.22	0.28	0.112
Al ₂ O ₃	13.18	13.2	13.1	12.06	12.07	11.75	11.99	12.46	11.59	11.29	11.87
Fe ₂ O ₃ *	4.63	3.29	2.81	3.08	2.90	2.41	2.92	2.07	2.53	3.04	2.29
MnO	0.06	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.56	0.42	0.26	0.28	0.19	0.12	0.17	0.16	0.16	0.20	0.1
CaO	2.03	1.24	0.97	0.88	0.75	0.70	0.45	0.91	1.16	1.28	0.39
Na ₂ O	2.66	2.50	2.89	2.96	2.90	2.87	2.88	3.39	3.32	3.05	2.76
K ₂ O	4.98	6.05	5.45	4.99	5.00	5.29	5.21	4.93	3.99	3.74	5.4
P ₂ O ₅	0.20	0.09	0.06	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
П.п.п.	0.22	0.66	0.55	0.35	0.50	0.26	0.49	0.00	0.13	0.27	0.58
Сумма	99.96	100.1	100.2	99.93	100.17	99.24	100.18	99.95	99.88	99.94	99.92
Th, ppm	19.6	66.0	72.0	27	42	24	43	52	30	35	60
U	3.8	3.2	7.9	3.8	6.3	3.4	6.4	12.6	3.9	3.9	7.4
Rb	215	268	358	176	194	200	202	191	114	-	221
Ba	1433	720	429	702	699	844	507	270	815	-	215
Sr	208	97	67	39	39	43	28	24	60	-	16
La	70	207	147	86.2	73	64.8	53	39.7	67.9	-	37
Ce	114	390	287	165.5	147	132.9	81	82.6	153.8	-	81
Pr	16.7	44	32	20.9	18.3	17.1	13.1	12.3	18.5	-	9.8
Nd	56	139	105	80.2	69	63.4	46	46.4	72.3	-	37
Sm	9.0	17.4	16.1	15.8	14.3	12.0	10.1	12.6	15.8	-	10.3
Eu	1.8	0.97	0.62	1.83	1.72	1.66	1.13	0.82	2.05	-	0.79
Gd	7.4	12.1	12.1	17.1	15.1	12.3	10.3	17.6	17.0	-	12.8
Tb	1.1	1.51	1.8	3.1	2.8	2.2	2.1	3.8	3.1	-	2.9
Dy	6.4	6.8	9.9	17.9	17.4	12.7	13.9	24.5	18.6	-	20.3
Ho	1.31	1.18	1.83	3.7	3.6	2.6	2.8	5.8	3.8	-	4.3
Er	3.7	3.1	5.2	10.8	10.5	7.4	8.4	17.0	10.8	-	12.8
Tm	0.57	0.40	0.81	1.7	1.63	1.1	1.32	2.5	1.7	-	2.02
Yb	3.7	2.3	5.0	10.3	10.0	7.0	8.0	15.7	10.6	-	12.3
Lu	0.54	0.34	0.73	1.6	1.47	1.0	1.24	2.4	1.6	-	1.64
Zr	290	495	290	243	270	162	147	155	303	-	150
Hf	8.00	14.7	9.7	9.5	9.8	6.4	7.8	9.6	11.6	-	8.8
Ta	1.1	1.0	2.6	2.0	1.93	1.3	1.48	2.0	2.4	-	3.4
Nb	13.5	19.4	27	24	26	18.1	26	28	27	-	33
Y	40	34	55	111	97	77	68	187	113	-	107
(La/Yb) _n	12.6	60.9	20.0	5.7	4.9	6.3	4.5	1.7	4.3	-	2.0
Eu/Eu*	0.63	0.19	0.13	0.34	0.36	0.41	0.34	0.17	0.38	-	0.21
T, °C	799	861	808	793	806	757	755	750	811	-	757

Примечание. 1-11 - Тойсукский массив: группа I – 1-2 – монцодиориты, 3-5 – кварцевые монцониты, гранодиориты; группа II (6 – монцодиорит; 7-11 – гранодиориты), 12-15 – жильные граниты; 16-25 – Нижнекитойский массив (16-23 –гранодиориты и граниты, 24-25 – жильные лейкограниты); 26-33 – Малобельский массив, лейкограниты. Fe₂O₃* - общее железо. T°С – определена по насыщению цирконием по (Watson, Harrison, 1983). Прочерк – нет данных.

Таблица 3.

Изотопные Sm-Nd данные для палеопротерозойских гранитоидов

№	Номер пробы	t, млн лет	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
1	65-15	1840	171.3	26.8	0.9438	0.510879 ± 5	2885	-10.2
2	63-15	1840	177.4	26.4	0.0898	0.510978 ± 1 3	2659	-7.2
3	51-15	1840	183.5	25.7	0.0847	0.510862 ± 1 3	2691	-8.2
4	62-15	1840	58.3	10.0	0.1039	0.511246 ± 1 0	2632	-5.3
5	64-15	1840	53.3	7.6	0.0859	0.511063 ± 8	2480	-4.6
6	47-15	1840	39.5	5.7	0.0868	0.511028 ± 1 6	2539	-5.5
7	43-15	1850	74.0	12.9	0.1051	0.511318 ± 7	2561	-4.0
8	41-15	1850	56.8	9.9	0.1053	0.511264 ± 7	2640	-5.1
9	14-15	1860	61.4	12.8	0.1259	0.511808 ± 1 2	2293*	0.7
10	16-15	1860	108.3	24.6	0.1371	0.511937 ± 1 1	2306*	0.6
11	12-15	1860	44.2	12.5	0.1711	0.512227 ± 9	2508*	-1.9

Примечание. t – возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} . 1-6 – Тойсукский массив: 1-2 – монцодиориты, 3-5 – гранодиориты, 6 – гранит; 7-8 – Нижнекитойский массив; 9-11 – Малобельский массив. * - двухстадийный возраст.

Таблица 4.

Изотопный Lu-Hf состав цирконов из палеопротерозойских гранитоидов.

Зерно	t, млн лет	$\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	$\pm\sigma$	ϵ_{Hf}	$\pm 2\sigma$	T_{Hf}^{C} , млн лет
Монцодиорит, Тойсукский массив (обр. 63-15)							
2-2	1838	0.0004480	0.281363	0.000036	-9.4	1.3	3067
4-1	1834	0.0003683	0.281388	0.000030	-8.5	1.1	3009
4-1a	1834	0.0003561	0.281401	0.000044	-8.0	1.5	2980
5-1	1835	0.0004248	0.281458	0.000042	-6.0	1.5	2860
6-1	1835	0.0004981	0.281404	0.000023	-8.1	0.8	2984
7-1	1829	0.0003547	0.281384	0.000029	-8.7	1.0	3019
8-1	1826	0.0003427	0.281340	0.000027	-10.4	1.0	3116
8-1a	1826	0.0004299	0.281351	0.000027	-10.1	0.9	3099
9-1	1828	0.0005104	0.281349	0.000029	-10.2	1.0	3108
10-1	1841	0.0003968	0.281323	0.000030	-10.7	1.1	3147
Гранит, Тойсукский массив (обр. 47-15)							
1-1c	2864	0.0009370	0.280978	0.000033	-0.5	1.2	3327
2-1	1831	0.0003786	0.281406	0.000041	-7.9	1.5	2972
3-1	1819	0.0003486	0.281353	0.000045	-10.1	1.6	3093
5-1	1825	0.0004120	0.281403	0.000029	-8.2	1.0	2986
6-1	1831	0.0004447	0.281412	0.000044	-7.8	1.5	2965
7-1c	2807	0.0006772	0.281040	0.000045	1.0	1.6	3196
8-1	1866	0.0005113	0.281425	0.000030	-6.7	1.1	2921
9-1c	2549	0.0012070	0.281058	0.000040	-5.3	1.4	3370
9-2c	2428	0.0004541	0.281135	0.000046	-4.0	1.6	3200
Гранодиорит, Нижнекитойский массив (обр. 43-15)							
1-1	1859	0.0006001	0.281436	0.000020	-6.5	0.7	2908
4-2	1861	0.0004204	0.281443	0.000041	-6.0	1.5	2876
5-1	1864	0.0007264	0.281481	0.000049	-5.0	1.7	2817
6-2	1844	0.0003751	0.281394	0.000052	-8.1	1.8	2990
7-1	1854	0.0005464	0.281407	0.000051	-7.6	1.8	2971
8-1	1824	0.0004509	0.281417	0.000041	-7.8	1.5	2958
10-1	1864	0.0004161	0.281417	0.000041	-6.8	1.4	2931
Лейкогранит, Малобельский массив (обр. 43-95)							
1.1	1863*	0.0016025	0.281769	0.000008	4.1	0.3	2256
3.1	1863*	0.0014456	0.281730	0.000009	3.0	0.4	2329
4.1	1863*	0.0013974	0.281726	0.000009	2.9	0.3	2334
6.1	1863*	0.0013011	0.281724	0.000008	2.9	0.3	2331
7.1	1863*	0.0016533	0.281765	0.000008	3.9	0.3	2270
8.1	1863*	0.0016728	0.281759	0.000007	3.7	0.3	2285
9.1	1863*	0.0018702	0.281811	0.000009	5.3	0.2	2184
10.1	1863*	0.0073889	0.282024	0.000016	5.9	0.3	2147

Примечание. Номера зерен соответствуют табл. 1. t – возраст циркона по измеренному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. T_{Hf}^{C} – модельный возраст. 1863* - возраст, принятый для цирконов Малобельского массива. Зерна 4.1 и 4.1a, 8.1 и 8.1a – проанализированы в двух точках. с – ядро.





















