

**РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ ИРКУТНОГО БЛОКА
ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (юго-запад Сибирского кратона):
СИНТЕЗ U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ**

О.М. Туркина^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Суммированы данные по U-Pb возрасту, Sm-Nd и Lu-Hf изотопному составу пород и цирконов из ключевых раннедокембрийских метаморфических и магматических комплексов Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона), сформированных от 3.40 до 1.85 млрд лет. Архейские комплексы представлены реликтами палеоархейских (3.4 млрд лет) меланократовых гранулитов, доминирующими неоархейскими (2.70—2.66 млрд лет) мафическими и кислыми гранулитами, парагнейсами (≤ 2.75 млрд лет) и гнейсовидными гранитами (2.54 млрд лет). Палеопротерозойские комплексы включают парагнейсы (1.95—1.85 млрд лет), гранитоиды и чарнокиты (1.86—1.84 млрд лет) и базитовые интрузии и дайки (1.86 млрд лет). Находки единичных детритовых цирконов с модельным Hf возрастом ≥ 3.6 млрд лет свидетельствуют о начале образования коры Иркутского блока в эоархее. В эволюции континентальной коры Иркутского блока выделены два главных этапа роста: палео- (3.6—3.4 млрд лет) и неоархейский (~2.7—2.66 млрд лет). Палеоархейский рост коры, вероятно, был результатом плюмового магматизма за счет деплетированных и примитивных мантийных источников. Латеральное распространение палеоархейской коры трассируется в изотопных характеристиках магматических и детритовых цирконов большинства пород с возрастом от мезоархее до палеопротерозоя. На неоархейском этапе генерация коры была связана с субдукционным магматизмом и происходила за счет деплетированной мантии. Ограниченный рост коры происходил в палеопротерозое от 2.30 до 1.85 млрд лет. На рубеже 1.86—1.85 млрд лет мафические магмы и их дифференциаты формировались в условиях постколлизийного растяжения как из деплетированных, так и обогащенных источников, последние образовались в результате неоархейских субдукционных процессов. Установлено три основных этапа переработки коры: мезоархейский (~3.00 млрд лет), неоархейский (~2.55 млрд лет) и палеопротерозойский (1.86—1.85 млрд лет). Все они характеризуются процессами внутрикорового плавления и субсинхронного метаморфизма, для рубежей ~2.55 млрд лет и 1.86—1.85 млрд лет эти процессы интерпретируются как коллизионные. Переработкой палео- и мезоархейской коры сопровождался также кислый субдукционный магматизм в неоархее. Для Иркутского блока предполагается модель доминирующего вертикального роста и рециклинга континентальной коры на протяжении ~2 млрд лет. Как для юго-западной, так северной и центральной частей Сибирского кратона установлены основной этап формирования коры в палеоархее и сочетание процессов рециклинга и роста в неоархее и палеопротерозое. Иркутский блок на юго-западе Сибирского кратона отличается длительным интервалом рециклинга коры в мезоархее, а также резко проявленный коровый рост в неоархее.

Архей, палеопротерозой, рост и рециклинг континентальной коры

**EARLY PRECAMBRIAN CRUSTAL EVOLUTION IN THE IRKUT BLOCK
(Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton):
SYNTHESIS OF U-Pb, Lu-Hf, AND Sm-Nd ISOTOPE DATA**

O.M. Turkina

The paper presents a synthesis of zircon U-Pb and Lu-Hf and whole-rock Sm-Nd isotope data from main early Precambrian (3.4 to 1.85 Ga) metamorphic and magmatic units of the Irkut block (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton). The Archean complexes consist of relict Paleoproterozoic (3.4 Ga) melanocratic granulites and predominant Neoarchean mafic and felsic granulites (2.7–2.66 Ga), paragneisses (≤ 2.75 Ga), and gneissic granites (2.54 Ga). The Paleoproterozoic complexes include paragneisses (1.95–1.85 Ga), granitoids and charnockites (1.86–1.84 Ga), as well as mafic intrusions and dikes (1.86 Ga). Few detrital zircons with Hf model ages of ≥ 3.6 Ga mark the Eoarchean onset of crustal growth in the Irkut block. Isotopic data record two major stages of crustal growth in early Precambrian evolution of the Irkut block: Paleoproterozoic (3.6–3.4 Ga) and Neoarchean (~2.7–2.66 Ga). The Paleoproterozoic crustal growth was most likely associated with plume magmatism fed from depleted and primitive mantle sources. The spatial distribution of Paleoproterozoic crust is traceable in isotopic signatures of magmatic and detrital zircons from most of Mesoarchean to Paleoproterozoic units. The Neoarchean crustal growth from a depleted mantle source was due to subduction magmatism. Moderate crustal

growth occurred in the Paleoproterozoic from 2.3 to 1.85 Ga. At the turn of 1.86–1.85 Ga, mafic magmas and products of their fractionation formed from both depleted and enriched sources under postcollisional extension; the latter sources were the subcontinental lithospheric mantle formed during Neoproterozoic subduction. Three major stages of crustal recycling have been established: Mesoproterozoic (~3.0 Ga), Neoproterozoic (~2.55 Ga), and Paleoproterozoic (1.86–1.85 Ga), which are characterized by near-coeval intracrustal melting and metamorphism. The recycling during the ~2.55 Ga and 1.86–1.85 Ga events apparently occurred in a collisional setting. The 2.7 Ga subduction-related felsic magmas also formed through the recycling of the Paleo-Mesoproterozoic crust. The hypothesized scenario for the geological evolution of the Irkut block is the dominant vertical growth and crustal recycling for about two billion years. Available isotope data record similar major crustal growth in the Neoproterozoic and growth combined with recycling during the Neoproterozoic and Paleoproterozoic events in both the southwestern and northern and central parts of the Siberian craton. The Irkut block in the southwest differed in a long and continuous recycling during the Mesoproterozoic and pronounced Neoproterozoic crustal growth.

Archean, Paleoproterozoic, crustal growth and recycling

ВВЕДЕНИЕ

Раннедокембрийские кратоны служат главным источником информации о формировании и эволюции коры на ранних этапах истории Земли. Сибирский кратон является наиболее крупным и наименее изученным на Евразийском континенте. На основании геофизических (магнитных и гравиметрических) данных и состава образцов из скважин и коровых ксенолитов Сибирский кратон был разделен на несколько тектонических провинций: Тунгусскую, Маганскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую [Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Smelov, Timofeev, 2007]. Тектонические провинции образованы архейскими гранулитогнейсовыми и гранит-зеленокаменными террейнами и разделяющими их орогенными поясами или сутурными зонами, сформированными в результате палеопротерозойской коллизии и амальгамации Сибирского кратона [Rosen et al., 1994; Розен, 2003]. Большая часть фундамента перекрыта мощным (типично 2–5 км) мезопротерозойским до нижнемелового чехлом. Раннедокембрийские комплексы обнажены на Алданском и Анабарском щитах и ряде поднятий на юго-западе кратона, а также в Ангарском и Ачитканском орогенных поясах (рис. 1, А). Этапы формирования раннедокембрийской коры для северной и центральной частей Сибирского кратона в пределах Якутской алмазональной провинции установлены главным образом по цирконам из нижнекоровых ксенолитов и ксенокристовым цирконам из кимберлитов. Изотопные U-Pb и Lu-Hf данные по цирконам для Анабарской тектонической провинции выявили главный этап формирования коры в палеоархее (3.6–3.4 млрд лет) и ее рециклинг, связанный с неопротерозойским и палеопротерозойским тектономагматическими событиями и сопровождавшийся поступлением ювенильного материала [Shatsky et al., 2016, 2018; Kostrovitsky et al., 2016; Moyn et al., 2017]. Эти данные в целом коррелируют с результатами изучения цирконов из обнаженных гранулитовых комплексов Анабарского щита [Гусев и др., 2017, 2019]. Более детально характер процессов, приводящих к росту и переработке коры, и последовательность событий раннедокембрийской эволюции могут быть установлены при изучении обнаженных областей фундамента.

Кристаллические комплексы наиболее крупной Тунгусской провинции, занимающей всю западную часть Сибирского кратона, выходят на поверхность только на юго-западе в Шарыжалгайском, Бирюсинском и Ангаро-Канском выступах (см. рис. 1, А). Наиболее крупный из них Шарыжалгайский выступ протягивается на 350 км от оз. Байкал до р. Ока на северо-западе. Юго-западная граница Шарыжалгайского выступа это Главный Саянский разлом, на северо-востоке выступ перекрыт неопротерозойско-фанерозойским осадочным чехлом. Несколько сутурных зон и разломов северо-западного и северного простирания делят Шарыжалгайский выступ на Булунский и Олотский гранит-зеленокаменные и Китайский и Иркутский гранулитогнейсовые блоки (см. рис. 1, Б). Сутурные зоны маркируются пластинами и мелкими блоками верхнемантийных перидотитов и мафических до кислых нижнекоровых гранулитов. Финальное сочленение разных блоков в палеопротерозое сопровождалось метаморфизмом, гранитоидным и базитовым магматизмом в интервале 1.86–1.84 млрд лет и было результатом общих процессов амальгамации Сибирского кратона и его инкорпорации в суперконтинент Колумбия [Розен, 2003]. Наиболее обширная геологическая, петрологическая и изотопно-геохронологическая информация была получена в последнее десятилетие для Иркутского гранулитогнейсового блока, который занимает около половины площади Шарыжалгайского выступа (см. рис. 1). В данной работе приведены новые изотопные U-Pb и Lu-Hf данные по цирконам из архейских и палеопротерозойских метаморфических и магматических комплексов, а также выполнен синтез всей ранее опубликованной информации по Иркутскому блоку. В работе дана геологическая, геохимическая и изотопная характеристика архейских и палеопротерозойских метаморфических и магматических комплексов, сформированных на про-

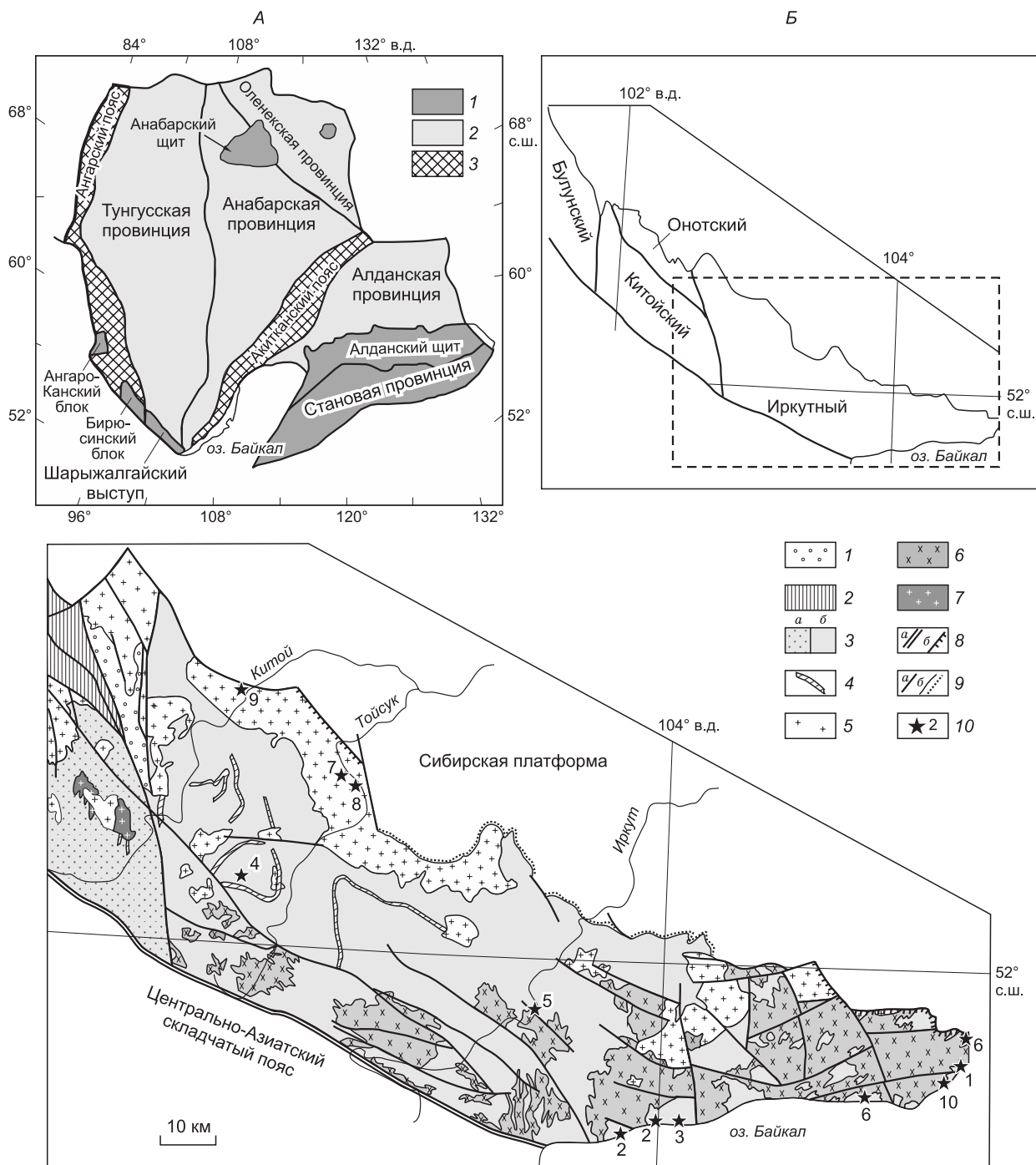


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Шарыжалгайского выступа, юго-запад Сибирского кратона.

1 — нижнепротерозойские отложения; 2 — метасадочно-вулканогенные отложения Онотского ЗКП; 3 — архейские гранулитогнейсовые комплексы Китойского (а) и Иркутского (б) блоков; 4 — маркирующие слои; 5 — палеопротерозойские гранитоиды; 6 — архей-палеопротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 7 — архейские гранитоиды; 8 — тектонические границы: а — разломы, б — надвижки; 9 — геологические границы (а), границы несогласного залегания (б); 10 — место отбора проб для U-Pb и Lu-Hf изотопного изучения циркона. Места отбора проб: 1 — палеоархейских мезакратовых гранулитов; неоархейских: 2 — кислых гранулитов, 3 — мафических гранулитов, 4 — парагнейсов; 5 — гранитов; палеопротерозойских: 6 — парагнейсов, 7 — монцодиоритов, 8, 9 — гранитов и гранодиоритов, 10 — чарнокитов.

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.

тяжении около 1.6 млрд лет. Полученные результаты использованы, чтобы: 1) охарактеризовать основные процессы магматизма и седиментации, 2) определить время наиболее ранних корообразующих событий, 3) установить главные этапы и процессы роста и рециклинга континентальной коры и 4) с учетом опубликованных данных выявить сходство/отличие в раннедокембрийской эволюции коры Тунгусской и Анабарской провинций Сибирского кратона.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

В работе использованы авторские опубликованные данные по U-Pb возрасту циркона, полученные методом SIMS на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), а также другая опубликованная геохронологическая информация. Все данные по возрасту (мета)магматических и метасадочных пород, отвечающие главным этапам раннедокембрийской истории Иркутского блока, суммированы в табл. 1. Состав представительных проб пород главных метаморфических ассоциаций и магматических комплексов дан в дополнительных материалах в табл. S1 (<https://sibran.ru/upload/medialibrary/5c5/5c5b426ff5f420e0eb00bec3f7dfbef6.pdf>). Новые результаты U-Pb датирования циркона из двух проб кислого гранулит и чарнокита приведены в табл. S2. Для характеристики изотопного состава Nd пород использованы опубликованные [Gladkochub et al., 2009; Туркина, 2010; Turkina et al., 2012; Туркина и др., 2017; Туркина, Капитонов, 2019] и новые данные (табл. S3). Изотопный Lu-Hf состав циркона определен для 122 зерен циркона (77 магматических и 45 детритовых), около половины из которых содержится в работах автора [Turkina et al., 2012; Туркина и др., 2016; Туркина, Капитонов, 2019]. Новые данные по изотопному Hf составу циркона из метаморфических пород и гранитоидов и ранее опубликованные приведены в табл. S4. Вся информация по изотопному составу пород (Sm-Nd) и циркона (Lu-Hf) суммирована в табл. 2. Аналитические методики, использованные в работе, описаны в приложении S5.

Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ определены на установленный или предполагаемый/оцененный (в случае осадочного генезиса) возраст породы, относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$) [Jacobsen, Wasserburg, 1984], одностадийный модельный возраст — $T_{Nd}(\text{DM})$ рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$) [Goldstein, Jacobsen, 1988]. В единичных случаях, когда $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.12$, использован двухстадийный модельный возраст. Величины $\epsilon_{Hf}(T)$ циркона рассчитаны на возраст по $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ отношению, а в случае дискордантности более 10 % на возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, с помощью хондритовых величин: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$) [Bouvier et al., 2008] по двухстадийной модели ($T_{Hf}^C(\text{DM})$) с использованием среднекоревой величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ [Griffin et al., 2000].

Маркерами процессов роста коры служат породные ассоциации с «ювенильными» изотопными характеристиками: положительными значениями ϵ_{Nd} и ϵ_{Hf} близкими к деплетированной мантии соответствующего возраста, и величинами $T_{Nd}(\text{DM})$ и $T_{Hf}^C(\text{DM})$, близкими к времени образования пород и циркона (± 200 млн лет). Максимальные значения модельных Nd и Hf возрастов пород и цирконов из всей изученной выборки рассматриваются в качестве оценки времени наиболее ранних корообразующих событий. Более поздние этапы роста коры определены либо по времени формирования мантийно-связанных пород и их дифференциатов, либо по модельному возрасту пород/цирконов с «ювенильными» изотопными характеристиками.

Породные ассоциации, формирование которых связано с рециклингом более древней коры, характеризуются более низкими значениями ϵ_{Nd} и ϵ_{Hf} в сравнении с указанными выше, и их модельный возраст более чем на 200 млн лет превышает время их образования. Основные процессы рециклинга происходят при внутрикоровом плавлении или взаимодействии мантийных магм с материалом более древней коры. Этапы рециклинга, связанного с коллизионными процессами, маркируются возрастом (мета)магматических комплексов и субсинхронного метаморфизма. Наибольшую сложность представляет оценка возраста коры, участвующей в процессах рециклинга. Для породных ассоциаций и разновозрастных совокупностей циркона максимальные значения $T_{Nd}(\text{DM})$ и $T_{Hf}^C(\text{DM})$ из имеющегося диапазона следует рассматривать в качестве минимальной оценки возраста рециклируемой коры. В работе принято трехчленное деление архея на палео- (≥ 3.2 млрд лет), мезо- (2.8—3.2 млрд лет) и неoarхей (2.5—2.8 млрд лет).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СОСТАВ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ИРКУТНОГО БЛОКА

Иркутский блок характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой, сформированной в результате палеопротерозойских коллизионных событий [Грабкин, Мельников, 1980; Norrgood, Bowes, 1990; Aftalion et al., 1991]. В детально исследованном разрезе по побережью оз. Байкал установлена

Таблица 1. **U-Pb возраст циркона из пород раннедокембрийских метаморфических и магматических комплексов Иркутского блока**

№ п/п	Порода, ассоциация	Комплекс, массив	Возраст циркона, млн лет	Циркон	Источник
1	Орх-Bt и 2Px гранулиты, ассоциация 2	Реликты	3390 ± 35 1876 ± 47 3366 ± 7* 3328 ± 5* 3158 ± 15 3039 ± 6 1850 ± 12	М МТ М » М+МТ МТ »	[Poller et al., 2005] » [Туркина и др., 2011] » » » » »
2	Орх-Bt кислые гранулиты, ассоциация 1	Доминирующие неоархейские гранулиты	2623 ± 32 2698 ± 9 2540 ± 10 2706 ± 5 2744 ± 13	М+МТ М МТ М Я	[Poller et al., 2005] [Turkina et al., 2012] » [Настоящая работа] »
3	Орх-Срх(± Hb) мафические гранулиты, ассоциация 1	Доминирующие неоархейские гранулиты	2662 ± 16 2567 ± 6 1881 ± 38	М МТ »	[Turkina et al., 2012]
4	Метагаббро, ассоциация 1	Субпластовые тела	2649 ± 6	М+МТ	[Сальникова и др., 2007]
5	Орх-Sil-Grt-Crd-Bt парагнейсы, ассоциация 3	Архейские парагнейсы	3718**...2740 3573-3582** 3163-3221*** 2963-3010*** 2770* 1856 ± 13	Д » » » » МТ	[Туркина и др., 2017]
6	Grt+Bt (± Орх, ± Crd) парагнейсы, ассоциация 4	Палеопротерозойские парагнейсы	2758... 1940 2339 ± 19* 1997 ± 18* 1966 ± 21* 1941 ± 13* 1862 ± 10 1848 ± 12	Д » » » » МТ »	[Туркина и др., 2010]
7	Grt+Bt (± Орх, ± Crd) мигматиты, ассоциация 4	Палеопротерозойские парагнейсы	1854 ± 11	М	[Туркина, Сухоруков, 2017]
8	Гнейсовидные биотитовые граниты	Мелкие массивы и жильные тела	2532 ± 12 2562 ± 20 2557 ± 28 2540 ± 11 1849 ± 13	М » » » МТ	[Гладкочуб и др., 2005] [Сальникова и др., 2007] [Turkina et al., 2012] » »
9	Монцодиориты	Тойсукский	1838 ± 6	М	[Туркина, Капитонов, 2019]
10	Граниты	Тойсукский	1827 ± 9 2428-2549 2807-2864	М Я »	[Туркина, Капитонов, 2019]
11	Граниты	Нижнекитойский	1846 ± 7	М	[Туркина, Капитонов, 2019]
12	Орх-Bt (± Срх) чарнокиты	Ядерные части куполов	1848 ± 5 2306-2384 2537-2589	М Я »	[Настоящая работа]
13	Габбро-долериты	Дайки	1864 ± 4.2	М, бадделеит	[Гладкочуб и др., 2013]
14	Габбронорит	Малозадовыйский	1863 ± 1	М, бадделеит	[Мехоношин и др., 2016]
15	Лампрофир	Дайки	1864.7 ± 1.8	М	[Ivanov et al., 2019]

Примечание. Цирконы: М — магматические, МТ — метаморфические, Д — детритовые, Я — ядра.

* Единичные ядра.

** Единичные зерна детритовых цирконов.

*** Основные пики на гистограмме возрастов детритовых цирконов.

Таблица 2. Изотопный состав метаморфических и магматических пород и циркона для Иркутского блока

№ п/п	Порода, комплекс/массив, ассоциация	Возраст, млрд лет	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	Циркон	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$	$T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$, млрд лет	Источник данных
1	Ортопироксен-биотитовые гранулиты, реликты (ассоциация 2)	~3.3 ~3.0	+0.7 —	3.55 —	М MT	+5.2...+0.2 +0.9...-3.2	3.4—3.5 3.4—3.6	[Туркина, 2010; настоящая работа]
2	Ортопироксен-биотитовые кислые гранулиты (ассоциация 1)	~2.7	+1.2...-4.8	2.9—3.3	М	+2.9...-0.5	3.0—3.2	[Turkina et al., 2012; настоящая работа]
3	Двупироксеновые мафические гранулиты (ассоциация 1)	~2.66	+3.9...+1.3	—	М	+7.3...+2.3	—	[Turkina et al., 2012]
4	Ортопироксен-гранат-биотитовые парагнейсы (ассоциация 3)	~2.8 ~3.0 ~3.2 ~3.6 ~3.7	-0.2...-3.1 — — — —	3.2—3.3 — — — —	Д » » » »	-0.7 +4.5...-8.8 +0.2...-5.7 +1.3 -1.7	3.3 3.2—3.9 3.6—3.9 3.8 4.1	[Туркина и др., 2017; настоящая работа]
5	Биотитовые гнейсограниты	~2.54 ~2.53	-4.5 -3.2	3.2 3.2	М —	-2.8...-5.3 —	3.2—3.4 —	[Turkina et al., 2012; настоящая работа] [Гладкочуб и др., 2005]
6	Гранит-биотитовые ($\pm$ кордиерит) парагнейсы (ассоциация 4)	~1.95—2.0 ~2.2—2.3 ~2.75	-1.6...-8.6 — —	2.4—3.1 — —	Д » »	+10...-3.1 +6.5...+0.1 -4.9	2.0—2.8 2.3—2.8 3.5	[Туркина, Урманцева, 2009; Туркина и др., 2016]
7	Монцодиориты, Тойсукский	~1.84	-5.3...-10.2	2.6—2.9	М	-6.0...-10.7	2.9—3.1	[Туркина, Капитонов, 2019]
8	Лампрофиры, дайки	~1.86	-0.5...-18.6	—	—	—	—	[Ivanov et al., 2019]
9	Лейкограниты, Тойсукский	~1.83 ~2.4—2.5 ~2.8—2.9	-4.6...-5.5 — —	2.5 — —	М Я »	-6.7...-10.1 -4.0...-5.3 +1.0...-0.5	2.9—3.1 3.2—3.4 3.2—3.3	[Туркина, Капитонов, 2017]
10	Граниты, Нижнекитойский	~1.85	-4.0...-5.1	2.5—2.6	М	-5.0...-8.1	2.8—3.0	[Туркина, Капитонов, 2017]
11	Чарнокиты	~1.85 ~2.3—2.6	-9.3...-11.7 —	2.7—3.2 —	М Я	-12.1...-16.9 -3.2...-12.0	3.2—3.5 3.3—3.6	[Настоящая работа]

двухстадийная история палеопротерозойских процессов [Hopgood, Bowes, 1990]. На первом этапе в условиях сжатия происходило формирование узких изоклинальных складок, сменяющихся асимметричными и субвертикальными и сопровождающихся внедрением жильных гранитоидов. Второй этап в обстановке постколлизийного растяжения характеризуется развитием куполовидных поднятий, ядра которых выполнены гранитоидами. Крылья куполовидных структур образованы мафическими и среднекислыми гранулитами, тогда как широкие межкупольные зоны сложены парагнейсами с подчиненными мраморами и кальцифирами [Габкин, Мельников, 1980]. Для западной части Иркутского блока (междуречье Тойсука и Китоя) типично чередование пологозалегающих пластин, сложенных преобладающими кислыми и мафическими ортогранулитами и подчиненными высокоглиноземистыми парагнейсами, которые интенсивно инъецированы гранитоидным материалом [Туркина, Сухоруков, 2015].

В метаморфическом комплексе Иркутского блока выделены четыре ассоциации (см. табл. 1 и S1). Доминирующая первая ассоциация включает двупироксеновые ($\pm$ амфибол) мафические и преобладающие ортопироксен-биотитовые кислые гранулиты. Они слагают крылья купольных структур и участки близкой к изоклинальной складчатости в разрезе по побережью оз. Байкал, чередуясь между собой, а также образуют отдельные пологозалегающие пластины на западе блока. Фрагменты мафических гранулитов образуют также включения среди гранитоидов купольных структур. Формирование магматических протолитов мафических и кислых гранулитов относится к позднему неогархею — 2.70—2.66 млрд лет [Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012]. По-видимому, к этому же этапу относится образование субпластовых тел метагаббро с возрастом циркона ~2.65 млрд лет [Сальникова и др., 2007]. Протолитами гранулитов служили магматические породы основного и кислого состава (см. табл. S1). Мафические гранулиты по составу отвечают толеитовым базальтам ($\text{Mg\#} = 45\text{—}67$) со слабофракционированными спектрами РЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 0.8\text{—}4.1$) (рис. 2, в). Они имеют характерные геохимические черты субдукционных магматических пород, включающие пониженное содержание TiO_2 (0.7—1.5 %) и Nb (2—8 г/т) и обогащение LILE (рис. 3, а). Кислым гранулитам свойственны умеренное содержание K_2O (1.0—3.3 %)

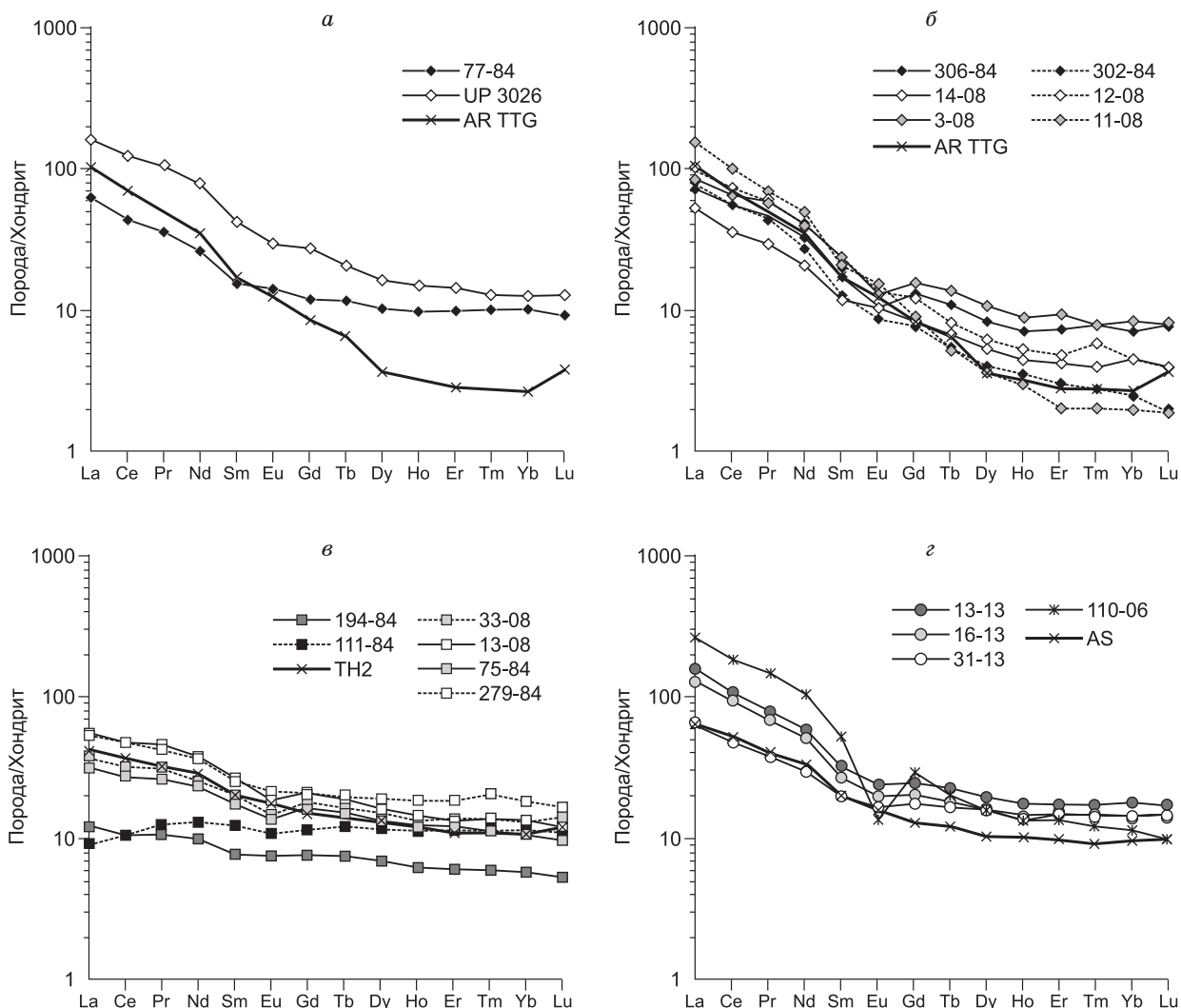


Рис. 2. Редкоземельные спектры архейских породных ассоциаций Иркутского блока.

а — палеоархейские мезократовые гранулиты, *б* — неоархейские кислые гранулиты, *в* — неоархейские мафические гранулиты, *г* — неоархейские парагнейсы и гранит (110-06). Для сравнения показаны спектры архейских тоналит-гранодиоритовых пород (AR TTG), архейских толентов базальтов (TH2) и архейских глинистых сланцев (AS).

и фракционированные спектры РЗЭ $(La/Yb)_n = 10\text{—}78$ со слабым Eu минимумом ($Eu/Eu^* = 1.0\text{—}0.7$) (см. рис. 2, *б*), что отличает их от архейских пород тоналит-гранодиоритовой серии (AR TTG). Подобно мафическим гранулитам кислые гранулиты имеют отрицательные аномалии Ti и Nb на мультиэлементных спектрах (см. рис. 3, *б*). Геохимические характеристики и вариации изотопного Nd состава ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +3.9 до -4.8; $T_{Nd}(DM) = 2.9\text{—}3.3$ млрд лет) предполагают формирование магматических протолитов гранулитов на активной окраине палеоархейского континентального блока [Turkina et al., 2012].

Ко **второй ассоциации** отнесены ортопироксеновые и двупироксеновые гранулиты среднего состава, образующие немногочисленные включения среди пород первой ассоциации в восточной части разреза по побережью о. Байкал. От неоархейских кислых гранулитов их отличает пониженное содержание SiO_2 и слабофракционированные спектры РЗЭ $(La/Yb)_n = 6.3\text{—}12.9$ (см. табл. S1, рис. 2, *а*). Эти гранулиты содержат магматические ядра циркона с возрастом $\sim 3.4\text{—}3.3$ млрд лет и мезоархейские (~ 3.0 млрд лет) метаморфические цирконы [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011] и представляют собой фрагменты палеоархейской коры (см. табл. 1).

Третья ассоциация представлена высокоглиноземистыми (ортопироксен-силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовыми) парагнейсами, которые образуют маломощные пластины, чередующиеся с мафическими и кислыми гранулитами на западе Иркутского блока. Протолиты парагнейсов это аргиллиты и пелитовые аргиллиты, среди их источников сноса доминировали породы кислого состава при подчиненном участии мафических [Туркина, Сухоруков, 2015]. Умеренно фракционированные спектры

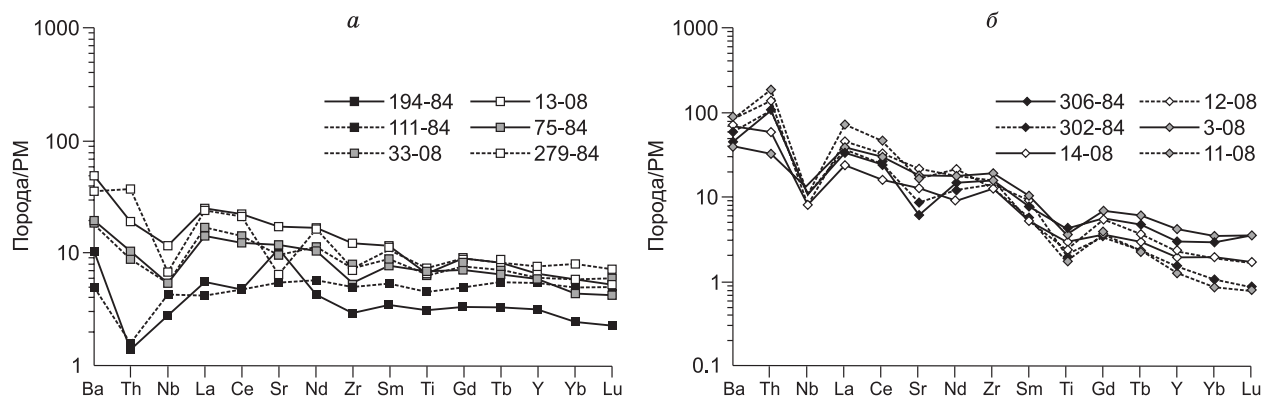


Рис. 3. Мультиэлементные спектры неоархейских мафических (а) и кислых (б) гранулитов.

РЗЭ парагнейсов ($(La/Yb)_n = 5-9$) без Eu аномалии (см. табл. S1; рис. 2, з) близки к спектрам архейских глинистых сланцев (AS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Парагнейсы характеризуются широким диапазоном возрастов детритовых цирконов (см. табл. 1) с преобладанием двух популяций с возрастом ~ 3.2 и 3.0 млрд лет. Самые молодые детритовые цирконы (~ 2.77 млрд лет) определяют нижнюю границу осадконакопления, которое близко по времени к формированию неоархейских протолитов ортогранулитов [Туркина и др., 2017]. Судя по возрасту монацита (2557 ± 11 млн лет), имеющего метаморфическое происхождение, к архейскому этапу относится и формирование протолитов высокоглиноземистых парагнейсов, развитых на западе разреза по побережью о. Байкал [Левченков и др., 2012].

Четвертая ассоциация включает биотитовые и гранат-биотитовые ($\pm$ ортопироксен, $\pm$ кордиерит) парагнейсы в ассоциации с мраморами и кальцифирами, слагающие широкие межкупольные зоны в восточной части разреза по побережью о. Байкал [Туркина, Урманцева, 2009]. Парагнейсы интенсивно мигматизированы с формированием полосчатых мигматитов и диатекситов и инъецированы жильными гранитоидами. Протолиты парагнейсов отвечают ряду пород от граувакк до аргиллитов. От архейских метасадочных пород эти парагнейсы резко отличаются повышенным содержанием Th и отчетливым Eu минимумом на спектрах РЗЭ (см. табл. S1), что отражает вклад калиевых гранитоидов в образование терригенного материала (рис. 4, а). Детритовые цирконы из парагнейсов имеют широкий возрастной диапазон от ~ 2.75 до 1.94 млрд лет с двумя главными пиками: $\sim 2.2-2.3$ и $1.95-2.0$ млрд лет, наиболее молодые детритовые цирконы и метаморфические каймы ограничивают время седиментации в интервале $1.94-1.86$ млрд лет [Туркина и др., 2010]. Верхняя граница образования протолитов парагнейсов фиксируется также возрастом магматических цирконов из мигматитов (1.85 млрд лет) [Туркина, Сухо-руков, 2017].

Для Иркутского блока установлены два основных этапа высокотемпературного метаморфизма и сопряженного гранитообразования: неоархейский и палеопротерозойский (см. табл. 1). Свидетельства более раннего мезоархейского (~ 3.0 млрд лет) метаморфизма установлены только по циркону из реликтов палеоархейских гранулитов [Туркина и др., 2011], температуры этого метаморфизма, оцененные по содержанию Ti в цирконе, составляют $700-750$ °C. Детритовые цирконы с возрастом ~ 3.0 млрд лет из архейских парагнейсов, судя по наличию осцилляторной зональности и высокому $(Lu/Gd)_n = 17-42$, имели магматический источник сноса [Туркина и др., 2017]. Следовательно, на рубеже ~ 3.0 млрд лет происходили субсинхронный высокотемпературный метаморфизм и магматизм.

Высокотемпературный метаморфизм неоархейского этапа ($\sim 2.54-2.57$ млрд лет) проявлен в мафических и кислых гранулитах первой ассоциации и архейских парагнейсах [Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012; Левченков и др., 2012; Туркина и др., 2017]. По содержанию Ti в метаморфических цирконах из ортогранулитов температуры метаморфизма оценены в диапазоне $790-830$ °C. Метаморфизм сопровождался формированием многочисленных жильных тел и небольших массивов гнейсовидных гранитоидов с возрастом $2.53-2.56$ млрд лет [Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. Жильные гранитоиды относятся к калиевым гранитам I-типа, которые имеют Eu минимум и отрицательные аномалии Nb, Ti и Sr на мультиэлементных спектрах (см. табл. S1; рис. 2, з, обр.110-06). Цирконы из этих пород испытали преобразования, связанные с палеопротерозойским коллизионным процессом (~ 1.86 млрд лет) [Turkina et al., 2012].

Второй этап коллизионного гранулитового метаморфизма ($\sim 1.85-1.86$ млрд лет) охватывает все породные ассоциации, в том числе и палеопротерозойские парагнейсы (см. табл. 1). Палеопротерозойский метаморфизм характеризуется пиковыми параметрами: $P = 7-8$ кбар и $T = 850-870$ °C и трендом

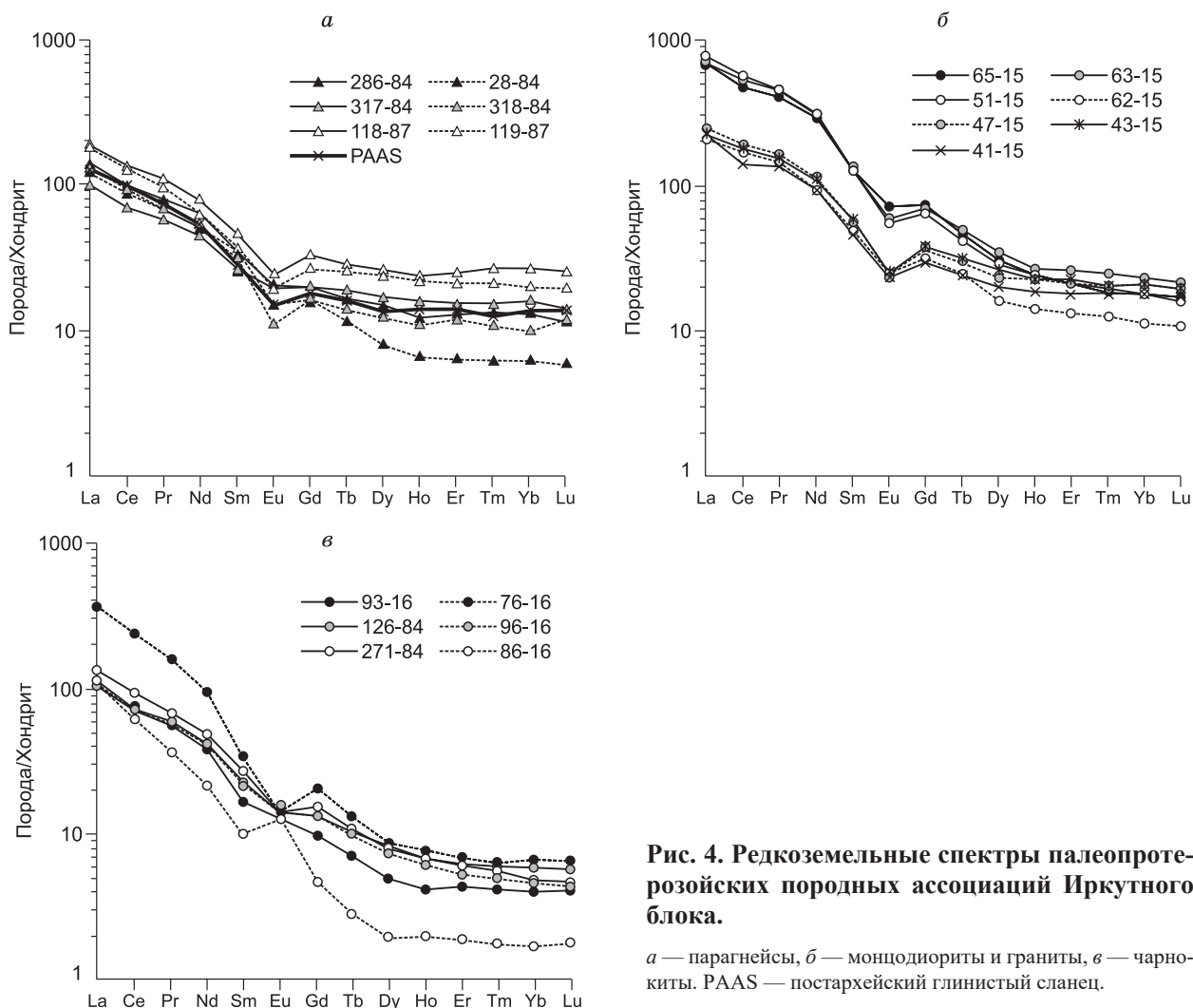


Рис. 4. Редкоземельные спектры палеопротерозойских породных ассоциаций Иркутского блока.

а — парагнейсы, *б* — монцодиориты и граниты, *в* — чарнокиты. PAAS — постархейский глинистый сланец.

субизотермальной декомпрессии, свидетельствующим о реализации в обстановке растяжения [Сухоруков, 2013; Сухоруков, Туркина, 2018]. К палеопротерозойскому этапу (1.84—1.87 млрд лет) относится формирование всех крупных гранитоидных интрузий в северо-западной части Иркутского блока и небольших массивов чарнокитов на юго-востоке, а также многочисленных жильных гранитоидов, обусловленное постколлизийным растяжением [Сальникова и др., 2007; Туркина, Капитонов, 2019]. Палеопротерозойские интрузивные гранитоиды представлены высокожелезистыми монцодиоритами, гранодиоритами и гранитами, обогащенными HFSE и сопоставимыми по составу с *A*-типа гранитоидами (табл. S1; рис. 4, б). Высоко- и низкокальциевые чарнокиты относятся к гранитоидам *I*-типа и имеют фракционированные спектры с обеднением тяжелыми РЗЭ со слабыми Eu аномалиями, схожие с таковыми кислых гранулитов (см. табл. S1; рис. 4, в). С палеопротерозойским этапом связаны и проявления базитового магматизма (~1.86 млрд лет) — внедрение даек габбро-долеритов и небольших массивов габброидов и базит-ультрабазитов [Глабочуб и др., 2013; Мехоношин и др., 2016], а также жильных тел субщелочных базитов [Ivanov et al., 2019].

Таким образом, формирование коры Иркутского гранулитогнейсового блока началось в палеоархее (~3.4—3.3 млрд лет). Судя по возрасту доминирующих детритовых цирконов из архейских парагнейсов, имели место два эпизода мезоархейского предположительно кислого магматизма: ~3.2 и 3.0 млрд лет. Латеральное распространение палео-мезоархейской коры трассируется в изотопных характеристиках неоархейских гранулитов и гранитов ($T_{Nd}(DM) = 2.9—3.3$ млрд лет) и палеопротерозойских чарнокитов ($T_{Nd}(DM) = 2.7—3.2$ млрд лет) (см. табл. S4), и подтверждается находками детритовых цирконов с возрастом от ~3.7 до ~3.0 млрд лет в архейских парагнейсах [Туркина и др., 2017].

Формирование основного объема протолитов мафических и кислых гранулитов произошло в неоархее (2.70—2.62 млрд лет). К неоархее (≥ 2.77 млрд лет) относится и первый этап накопления терригенных осадочных пород — протолитов высокоглиноземистых парагнейсов, завершившийся высоко-

температурным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом около 2.5 млрд л. н. С палеопротерозоем связан второй этап осадконакопления (1.94-1.86 млрд лет). Завершился он гранулитовым метаморфизмом, гранитоидным и базитовым магматизмом (1.88-1.84 млрд лет), связанными с коллизионными процессами.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ КИСЛЫХ ГРАНУЛИТОВ И ЧАРНОКИТОВ

Образец 11-08 отобран на побережье оз. Байкал (51°44'816" с.ш., 103°57'198" в.д.) из коренных выходов ортопироксен-биотитовых гранулитов (ассоциация 1), которые секутся ветвящимися жилами пегматоидных гранитов. Порода имеет риодацитовый состав и сильнофракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_n = 79$) (см. рис. 2, б), типичное для кислых гранулитов первой ассоциации [Turkina et al., 2012]. Циркон представлен крупными длиннопризматическими кристаллами размером 150—350 мкм и K_y (коэффициент удлинения) 1:2 до 1:3 с отчетливо проявленной осцилляторной зональностью в краевых частях зерен (рис. 5, б). Циркон характеризуется высокими концентрациями U (341—3252 г/т) и пониженными Th (54—566 г/т), для большинства из них Th/U (0.13—0.67) соответствует диапазону для магматических цирконов, зерна с наиболее высокими концентрациями U и низкими Th имеют низкое Th/U (0.03—0.07) (см. табл. S2). Для 13 зерен циркона конкордантный возраст составляет 2709.7 ± 6.7 млрд лет (СКВО = 2.0) (рис. 6, а). Отсутствие корреляции между возрастом по $^{207}Pb/^{206}Pb$ и содержанием U позволяет принять это значение в качестве корректной оценки времени формирования циркона и протолита кислого гранулита. Два кристалла циркона (3 и 7, см. табл. S2) имеют возраст 2744 ± 13 млн лет (СКВО = 0.02), что, по-видимому, обусловлено наличием более древней компоненты радиогенного Pb в их источнике.

Образец палеопротерозойского чарнокита (обр. 76-16) отобран на побережье оз. Байкал (51°48' 42.7" с.ш., 104°31'23.8" в.д.) из крупного тела видимого размера до 200 м. Чарнокит имеет плагิโอгранитный состав и фракционированное распределение РЗЭ с высоким $(La/Yb)_n = 55$, которое характерно для этих пород (см. табл. S1, рис. 4, в). Циркон представлен хорошо ограненными призматическими кристаллами размером 300—500 мкм с коэффициентом удлинения (K_y) 2—3. Большинство кристаллов

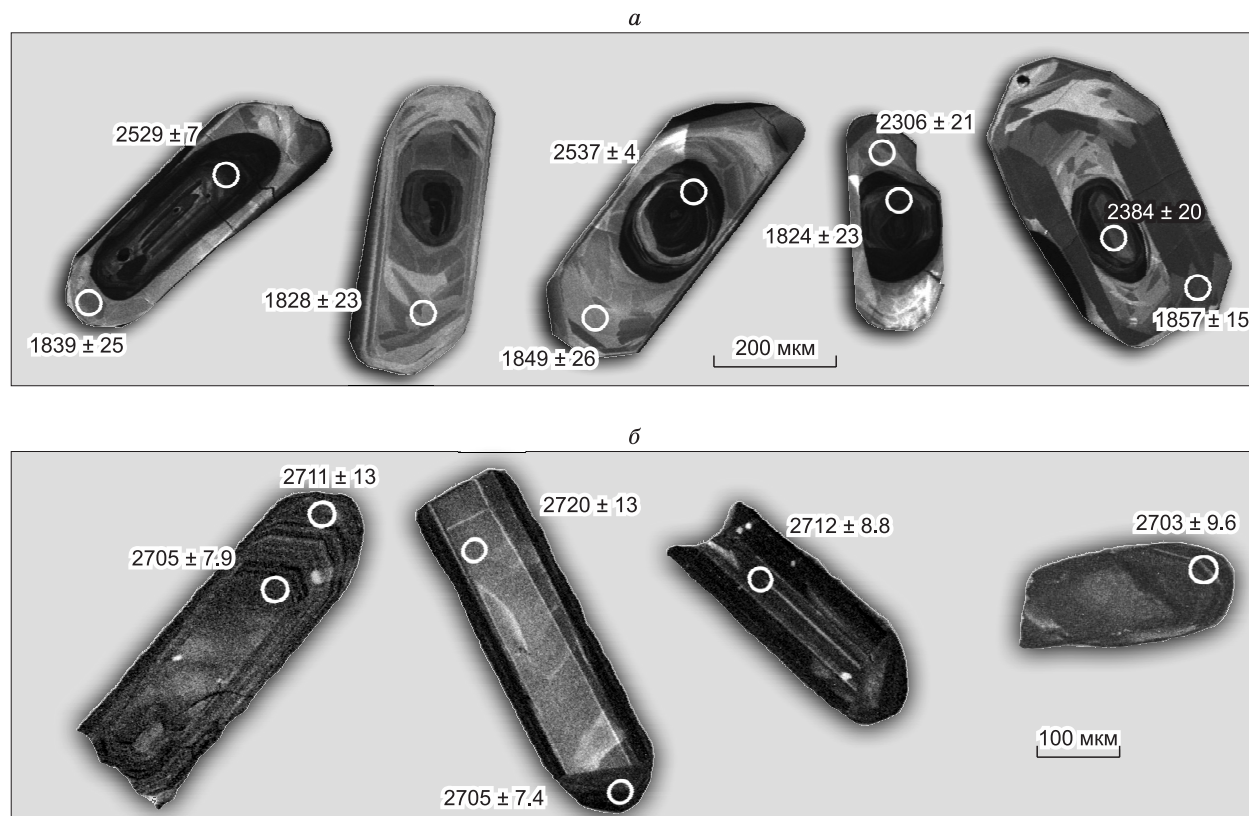
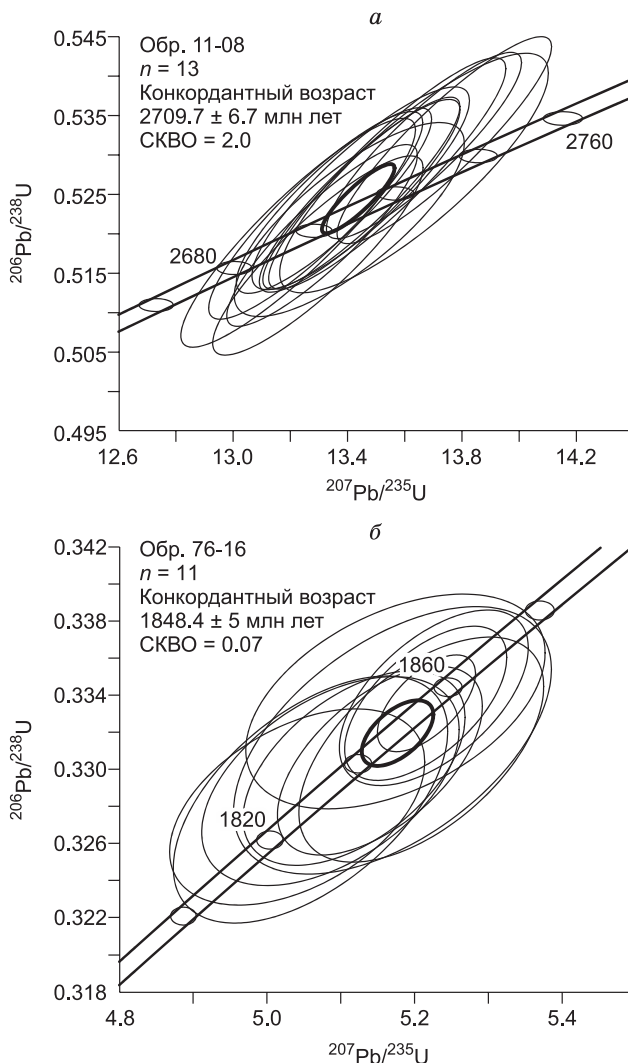


Рис. 5. Католюминесцентное изображение типичных зерен циркона из чарнокита (а) и кислого гранулита (б).

Показаны точки датирования и значения возрастов (млн лет) по $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из кислого гранулитита (а) и чарнокита (б).

циркона содержит темные и слабозональные ядра, составляющие до половины их объема (см. рис. 5, а). Ядра окружены более светлыми в КЛ (катодоллюминесцентном) изображении оболочками с отчетливой ростовой зональностью, типичной для магматических цирконов. Магматическая генерация циркона характеризуется содержанием Th от 99 до 256 г/т и низким содержанием U (50—147 г/т), что приводит к высокому Th/U (1.1—2.8). В темных в КЛ ядрах, напротив, содержание Th (70—217 г/т) ниже, чем U (105—678 г/т), а Th/U (0.3—1.1) соответствует диапазону для магматических цирконов (см. табл. S2). Конкордантный возраст магматического циркона, рассчитанный по 11 точкам, составляет 1848.4 ± 5 млн лет (СКВО = 0.07) (см. рис. 6, б). Слабозональные ядра разновозрастны. Три ядра имеют неоархейский возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 2529 до 2589 млн лет ($D = 1\text{—}3\%$). Два других ядра ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2384 и 2306 млн лет), учитывая их различную дискордантность ($D = 1$ и 8%), вероятно, относятся к одной возрастной (~2.4 млрд лет) генерации циркона. Для одного из кристаллов циркона возраст темного и незонального ядра 1855 ± 7 млн лет (т. 2.1, см. табл. S2) не отличается от магматической зональной оболочки (т. 2.2, см. табл. S2) 1855 ± 7 млн лет, что свидетельствует о потере Pb при изменении ядра циркона под действием расплава. Предполагая частичную потерю Pb и другими ядрами, их возраст может быть оценен ~2.6 и 2.4 млрд лет.



РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПНОГО Hf СОСТАВА ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА

Данные по Lu-Hf изотопному составу циркона представлены в табл. S3 и на рис. 7. Магматические цирконы (~2.7 млрд лет) из ортопироксен-биотитового кислого гранулитита (обр. 11-08, ассоциация 1) характеризуется узким диапазоном изотопных параметров ($\epsilon_{\text{Hf}} + 2.6 \dots + 0.2$; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ 3.0—3.1 млрд лет). Эти величины соответствуют ранее установленному диапазону для неоархейских кислых гранулитов ($\epsilon_{\text{Hf}} + 2.9 \dots - 0.5$; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ 3.0—3.2 млрд лет) (табл. 2) [Turkina et al., 2012]. Магматические цирконы из неоархейских гнейсовидных гранитов имеют более низкие ϵ_{Hf} (–2.8...–5.3) и повышенные $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ (3.2—3.4 млрд лет) (см. табл. S3; рис. 7).

В палеоархейском ортогранулите (обр. 77-84, ассоциация 2) наиболее древние ядра (~3.3–3.2 млрд лет) имеют преимущественно положительные $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ (+2.9...–0.4) и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ 3.4—3.6 млрд лет (см. табл. S3, рис. 7). Такой же модельный Hf возраст (3.4—3.6 млрд лет) установлен для метаморфогенных (~3.0 млрд лет) зерен циркона, которые унаследуют изотопный состав магматических ядер, т. е. формировались в закрытой системе.

В архейском парагнейсе (обр. 16-13, ассоциация 3) проанализированы палеоархейские и преобладающие мезоархейские детритовые цирконы. Единичные наиболее древние (≥ 3.3 млрд лет) зерна имеют величины ϵ_{Hf} от +1.3 до –4.1 и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 4.1\text{—}3.8$ млрд лет, что свидетельствует об эоархейском коровом источнике (см. табл. S3). Доминирующие детритовые цирконы с возрастом ~3.2 и 3.0 млрд лет и редкие более молодые (~2.8—2.9 млрд лет) характеризуются прогрессирующим снижением величин ϵ_{Hf} (см. рис. 7) и модельным Hf возрастом в диапазоне от 3.6—3.9 до 3.3—3.9 млрд лет соответственно (см. табл. 2).

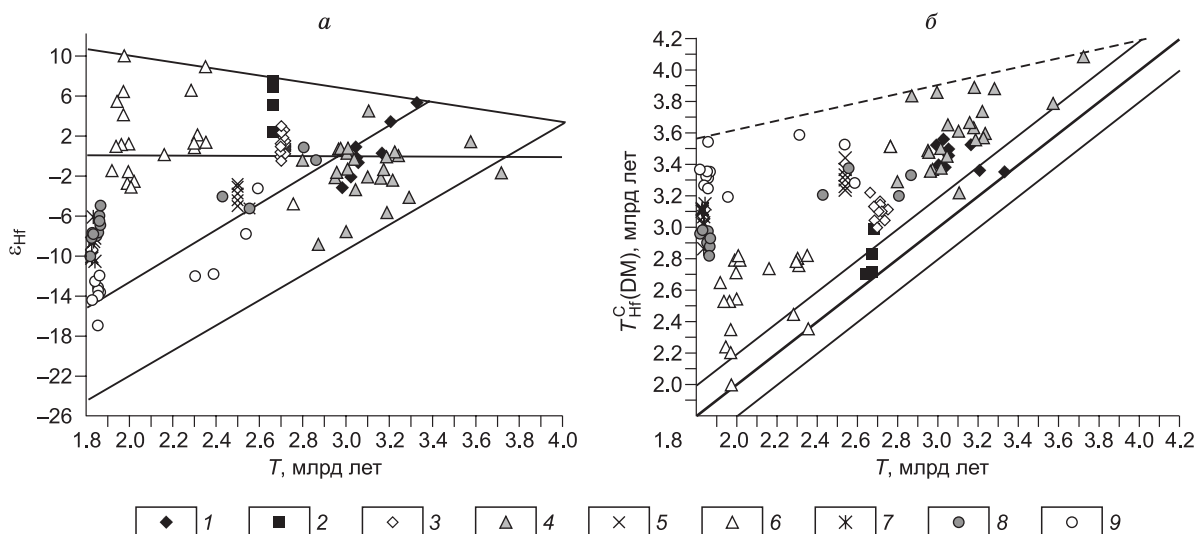


Рис. 7. Диаграммы $T - \epsilon_{\text{Hf}}$ (а) и $T - T_{\text{Hf}}^{\text{C(DM)}}$ (б) для цирконов из метаморфических и магматических пород Иркутского блока.

1 — палеоархейский мезократовый гранулит; неоархейские: 2, 3 — мафические (2) и кислые (3) гранулиты, 4 — парагнейсы, 5 — граниты; палеопротерозойские: 6 — парагнейсы, 7 — монцодиориты, 8 — граниты, 9 — чарнокиты. Штриховая линия ограничивает минимальный возраст коры, участвующей в процессе рециклина.

Магматические цирконы из чарнокита (обр. 76-16) имеют наименее радиогенный изотопный состав ($\epsilon_{\text{Hf}} = -12.1 \dots -16.9$; $T_{\text{Hf}}^{\text{C(DM)}} = 3.2 \dots 3.5$ млрд лет) в сравнении с цирконами из палеопротерозойских гранитоидов северной части Иркутского блока (см. табл. S3; рис. 7). Их изотопный состав отвечает области эволюции захваченных ядер с возрастом $\sim 2.5 \dots 2.6$ млрд лет ($\epsilon_{\text{Hf}} = -3.2 \dots -8.0$; $T_{\text{Hf}}^{\text{C(DM)}} = 3.3 \dots 3.5$ млрд лет) и $\sim 2.3 \dots 2.4$ млрд лет ($\epsilon_{\text{Hf}} = -11.2 \dots -11.8$; $T_{\text{Hf}}^{\text{C(DM)}} = 3.6$ млрд лет).

ИЗОТОПНЫЙ Sm-Nd СОСТАВ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Для характеристики Nd изотопного состава использовано 49 проб. Новые определения модельного Nd возраста палеопротерозойских парагнейсов и мигматитов составляют 2.48—2.5 млрд лет (см. табл. S4; рис. 8, а), что отвечает нижней границе ранее установленного диапазона для этих пород — 2.46—3.10 млрд лет (см. табл. 2). Низко- и высококальциевые чарнокиты из небольших тел в ядрах куполовидных поднятий характеризуются экстремально низкими $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ ($-9.3 \dots -11.7$) и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.7 \dots 3.2$ млрд лет, что

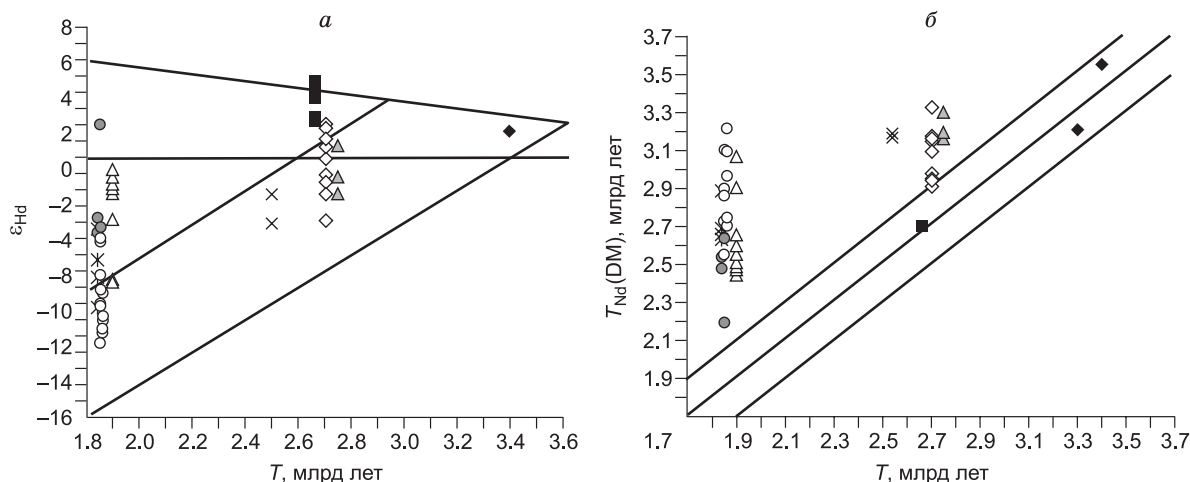


Рис. 8. Диаграммы $T - \epsilon_{\text{Nd}}$ (а) и $T - T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (б) для метаморфических и магматических пород Иркутского блока.

Усл. обозн. см. на рис. 7.

отражает долгоживущий коровый источник (см. табл. S4). По величине модельного возраста они перекрываются с неогархейскими кислыми гранулитам — $T_{Nd}(DM) = 2.9\text{—}3.3$ млрд лет (см. табл. 2; рис. 8, а).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопная Sm-Nd характеристика метаморфических и магматических ассоциаций Иркутского блока

Палеогархейские гранулиты имеют величину $\epsilon_{Nd}(T) = +0.7$, и их модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 3.55$ млрд лет дает оценку времени раннего корообразующего события (см. рис. 8). Индикаторами роста коры в неогархее (~2.66 млрд лет) служат мафические гранулиты с $\epsilon_{Nd}(T)$ от +3.9 до +1.6, протоилиты которых формировались из деплетированной мантии. Неогархейские (~2.7—2.55 млрд лет) кислые ортогранулиты, парагнейсы и гранитоиды характеризуются широким диапазоном $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +1.2 до -4.8) и модельным Nd возрастом 2.9—3.3 млрд лет (см. табл. 2). Изотопные параметры этих пород могут быть интерпретированы как результат либо рециклинга мезогархейской коры, либо палеогархейской коры при участии ювенильного материала. Последний вариант наиболее вероятен для кислых ортогранулитов с широким диапазоном величин ϵ_{Nd} , которые варьируют от области эволюции палеогархейской коры до значений, присущих мафическим гранулитам (см. рис. 8). Неогархейские парагнейсы и гранитоиды имеют более узкий диапазон $T_{Nd}(DM) = 3.1\text{—}3.3$ млрд лет, что не позволяет дать однозначную интерпретацию их источников (см. табл. 2; S4; рис. 8).

Палеопротерозойские парагнейсы и мигматиты характеризуются широким диапазоном $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -1.6 до -8.6) и модельного возраста 2.4—3.1 млрд лет, что отражает вклад как архейской, так и ювенильной палеопротерозойской коры в осадконакопление (см. табл. 2; рис. 8). Палеопротерозойские гранитоиды и чарнокиты имеют экстремально широкий диапазон отрицательных $\epsilon_{Nd}(T)$ и величин $T_{Nd}(DM)$ (2.5—3.3 млрд лет), свидетельствующих о преобладании архейской коры в области плавления (см. табл. 2; рис. 8). Наиболее низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (до -12.3) обладают чарнокиты и жильные граниты из юго-восточной части Иркутского блока, модельные Nd возрасты (2.7—3.3 млрд лет) этих пород и положение фигуративных точек на диаграмме (см. рис. 8) отражают доминирование мезо- и палеогархейских источников в образовании расплавов. Напротив, гранитоиды крупных интрузий на севере Иркутского блока характеризуются более радиогенным изотопным составом ($\epsilon_{Nd}(T) = -4.0$ до -5.5, $T_{Nd}(DM) = 2.5\text{—}2.6$ млрд лет), что предполагает вклад неогархейской коры в их генезис. Наиболее меланократовые среди этих пород монцодиориты имеют более низкие $\epsilon_{Nd}(T)$ (-7.2 до -10.2) в сравнении с гранитами (см. рис. 8), что интерпретируется как результат плавления обогащенного литосферного мантийного источника [Туркина, Капитонов, 2019]. В пользу палеопротерозойского роста коры за счет магм из мантийных источников свидетельствуют проявления ультрабазит-базитового магматизма, субсинхронного с коллизионными гранитоидами [Гладкочуб и др., 2013; Мехоношин и др., 2016; Ivanov et al., 2019].

Таким образом, согласно изотопным Sm-Nd данным, формирование коры Иркутского блока началось в палеогархее, и процессы рециклинга доминировали в ее эволюции до позднего палеопротерозоя (см. рис. 8, б). Поступление ювенильного материала происходило в неогархее и позднем палеопротерозое и было связано с субдукционным и коллизионным магматизмом соответственно.

Этапы роста и рециклинга коры Иркутского блока по Lu-Hf изотопным данным

Породы Иркутского блока характеризуются полимодальным распределением модельных Hf возрастов циркона в диапазоне от эогархея до палеопротерозоя (4.1—2.0 млрд лет). Гистограмма имеет пять основных пиков: 3.9—3.8; 3.6—3.5; 3.4—3.3, 3.2—3.1 и 3.0—2.9 млрд лет (рис. 9), отвечающих преимущественно диапазону от палео- до мезогархея. Согласно изотопным Hf данным, начало формирования коры относится к эогархею, о чем свидетельствуют только детритовые цирконы палео- и мезогархейского возрастов из парагнейсов с $T_{Hf}^C(DM) = 4.1\text{—}3.6$ млрд лет. Одно из событий палеогархейского роста коры отражают магматические (~3.4—3.3 млрд лет) и на-

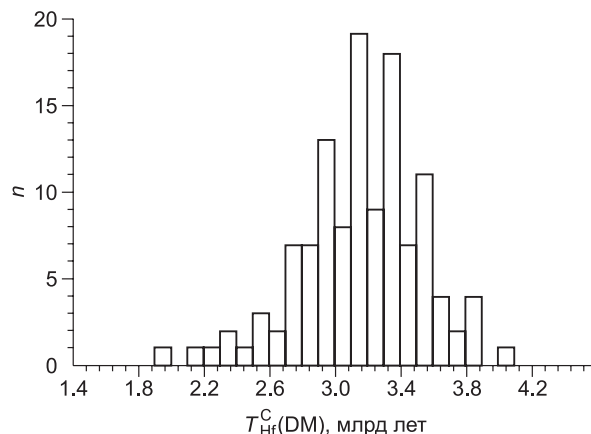


Рис. 9. Гистограмма модельных Hf возрастов цирконов из метаморфических и магматических пород Иркутского блока.

следующие их изотопный состав метаморфические (3.0 млрд лет) цирконы из меланократового ортогранулита (обр. 77-84) с $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.4\text{—}3.6$ млрд лет Доминирующие в парагнейсах мезоархейские цирконы отвечают двум магматическим событиям: ~ 3.2 и ~ 3.0 млрд лет, их изотопные параметры ($T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.3\text{—}3.9$ млрд лет) свидетельствуют о формировании их источников сноса в результате рециклинга эо- и палеоархейской коры на протяжении мезоархей (см. табл. 2; рис. 7, б). Вместе с тем эти мезоархейские цирконы не обнаруживают снижения величин $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ с уменьшением возраста в диапазоне от 3.2 до 2.8 млрд лет, что свидетельствует о поступлении ювенильного материала. Таким образом, от эоархей до конца мезоархей происходил рост коры Иркутского блока, сопровождающийся рециклином ранее сформированного материала. Главные импульсы поступления ювенильного материала отвечают $\sim 3.9\text{—}3.8$ и $\sim 3.4\text{—}3.6$ млрд лет.

Новый этап роста коры в неоархее (2.7—2.66 млрд лет) отражается прежде всего в изотопном Hf составе магматических цирконов из мафического гранулита ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) + 7.2\ldots + 2.3$; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 2.6\text{—}2.7$ млрд лет), протолит которого формировался из деплетированной мантии (см. рис. 7). Дополнительные свидетельства корового роста дают преимущественно положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ цирконов из кислых ортогранулитов, вместе с тем широкий диапазон $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ (+2.9 до –0.5) и максимальные значения $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ (3.2—3.1 млрд лет) цирконов отражают и вклад более древних источников в образование протолитов этих пород, что согласуется с изотопными Nd характеристиками кислых ортогранулитов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.9\text{—}3.3$ млрд лет). Изотопные характеристики цирконов из неоархейских гранитов ($\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от –2.8 до –5.3; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.2\text{—}3.4$ млрд лет), а также архейских ядер циркона из палеопротерозойских лейкогранитов Тойсукского массива ($\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +1.0 до –5.3; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.2\text{—}3.4$ млрд лет) и чарнокитов ($\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от –3.2 до –8.0; $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.3\text{—}3.5$ млрд лет) также являются результатом рециклинга более древней коры в неоархее (см. табл. 2; рис. 7). Большинство фигуративных точек неоархейских цирконов из кислых гранулитов и гранитоидов смещены выше области эволюции эо- и палеоархейской коры Иркутского блока (см. рис. 7, а), следовательно, рециклинг древней коры сопровождался поступлением ювенильного материала, связанным с субдукционными процессами.

Палеопротерозойские гранитоиды и парагнейсы содержат магматические и детритовые цирконы с широким диапазоном изотопных параметров, что свидетельствует как о росте, так и переработке архейской коры на этом этапе (см. табл. 2; рис. 7). С рециклином коры, сформированной к концу мезоархей, было связано образование чарнокитов, в которых не только архейские унаследованные ядра, но и палеопротерозойские магматические цирконы имеют крайне низкие величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ (от –12.1 до –16.9), а их модельный возраст $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.2\text{—}3.6$ млрд лет отражает плавление палеоархейской коры. Напротив, детритовые цирконы из парагнейсов с преобладающими положительными $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ (+10...–3.1) предполагают в качестве одного из источников сноса породы ювенильной палеопротерозойской коры, ее формирование, согласно возрасту цирконов с максимальными значениям ϵ_{Hf} , имело место $\sim 2.3\text{—}2.4$ и ~ 2.0 млрд л. н. Общий диапазон изотопных параметров детритовых цирконов предполагает формирование их источников сноса при участии архейских комплексов с величинами $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ до 2.8 млрд лет.

Большинство цирконов из палеопротерозойских интрузивных гранитов, согласно изотопным параметрам, обнаруживают вклад как древней архейской коры, так и ювенильных палеопротерозойских источников (см. рис. 7, б). Как уже отмечалось, унаследованные ядра циркона из лейкогранитов имеют $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.2\text{—}3.4$ млрд лет, что определяет минимальный возраст коры в области плавления. Магматические цирконы из гранитов Тойсукского и Нижнекитойского массивов характеризуются более радиогенным изотопным составом ($\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от –5.0 до –10.1), а их фигуративные точки располагаются выше области эволюции палеомезоархейской коры Иркутского блока (см. рис. 8, а), что предполагает вклад ювенильного материала [Туркина, Капитонов, 2019]. Одновременно с процессами рециклинга происходило и поступление материала из обогащенной литосферной мантии, что фиксируется отрицательными значениями ϵ_{Hf} (от –6.0...–10.7) для цирконов из монцодиоритов, являющихся продуктами дифференциации мафической магмы [Туркина, Капитонов, 2019]. О вовлечении обогащенной субконтинентальной литосферы в генерацию магм свидетельствуют и отрицательные ϵ_{Nd} (от 0 до –18) субэлюционных пород палеопротерозойских дайковых комплексов [Ivanov et al., 2019]. В целом изотопный состав цирконов из парагнейсов и гранитоидов в палеопротерозойское время отражает ограниченный рост коры за счет как деплетированных, так и обогащенных мантийных источников на фоне доминирующего рециклинга архейской коры, связанного с широкомасштабным гранитообразованием в условиях постколлизийного растяжения.

Таким образом, на протяжении всей раннедокембрийской истории в Иркутском блоке доминировали процессы рециклинга, возраст коры, участвовавшей в этом процессе ≥ 3.5 млрд лет, на что указывают максимальные значения $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})$ разновозрастных цирконов (см. рис. 7, б). Основной рост континентальной коры произошел в эо- и палеоархее. Установлены несколько последующих импульсов роста коры на рубежах ~ 2.7 , ~ 2.4 , ~ 2.0 и ~ 1.85 млрд лет, связанных как с мантийным магматизмом, так и с формированием ювенильных коровых пород, служивших источником детритовых цирконов.

Процессы формирования раннедокембрийской коры Иркутского блока

Палео- и мезоархей. В проанализированной коллекции метаморфических пород обнаружено лишь два детритовых зерна из архейских парагнейсов с возрастом ~3.7 и ~3.6 млрд лет, которые имеют редкоэлементные характеристики магматических цирконов [Туркина и др., 2017]. Их находки свидетельствуют о проявлении эоархейских магматических процессов, характер которых остается неизвестным. Эти цирконы имеют величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ –1.7 и +1.3, т. е. их магматические источники образовались из слабодеплетированного/обогащенного мантийного резервуара. Заключение о формировании архейской континентальной коры за счет магматических процессов, связанных с плавлением недеплетированной мантии, сделано в работе [Guitreau et al., 2012] при анализе обширной базы данных по изотопному Hf составу цирконов из пород ТТГ комплексов.

Реликты палеоархейской коры установлены в двух локациях в юго-восточной части Иркутского блока и представлены мезократовыми ортопироксеновыми или двупироксеновыми гранулитами среднего состава ($\text{SiO}_2 = 58\text{—}59\%$), содержащими прослойки двупироксеновых мафических гранулитов. Мезократовые гранулиты подобно доминирующим в архейской летописи породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) имеют низкое содержание K_2O (0.67—0.77 %) и наиболее некогерентных редких элементов, но резко отличаются низкими концентрациями Sr (250—290 г/т), высокими FeO (8—9 %), а также обогащением Y и тяжелыми РЗЭ, что приводит к низким $(\text{La/Yb})_n$ (6—13) и Sr/Y (7—14) отношениям, не типичным для архейских ТТГ (см. табл. S1; рис. 2, а). Такие геохимические характеристики могут быть результатом плавления/дифференциации мафического источника при низком давлении в равновесии с безгранатовым респитом. Породы близкого состава, резко отличающиеся от типичных ТТГ по отсутствию обеднения тяжелыми РЗЭ, установлены среди палеоархейских вулканитов кратона Пилбара [Smithies et al., 2019] и в составе древнейших гнейсов Акоста Канадского щита [Reimink et al., 2016]. В том и другом случаях их образование предшествует широко распространенным и типичным породам ТТГ комплексов. Кислые вулканиты и гнейсы с высоким содержанием FeO обнаруживают сходство с кислыми вулканитами Исландии [Reimink et al., 2016] и рассматриваются как продукты дифференциации толеит-базальтовых расплавов в малоглубинных условиях [Smithies et al., 2019], что предполагает их связь с подъемом мантийных плюмов, а не с субдукционными обстановками, считающимися характерными для образования архейских ТТГ [Martin, 1994]. В отличие от детритовых цирконов эоархейского этапа, формирование палеоархейских магматических пород в Иркутском блоке происходило из слабодеплетированного мантийного источника ($\varepsilon_{\text{Hf}}(T) +2.9\text{...}+1.3$).

Мезоархейские события записаны только в изотопном составе цирконов из палеоархейских мезократовых ортогранулитов и неоархейских парагнейсов. Цирконы с возрастом ~3.2 и 3.0 млрд лет из парагнейсов имеют редкоэлементные характеристики магматических цирконов [Туркина и др., 2017], тогда как в ортогранулитах цирконы ~3.0 млрд лет в различной степени обеднены тяжелыми РЗЭ вследствие роста при метаморфизме [Туркина и др., 2011]. Характер магматического процесса, с которым связано образование цирконов с возрастом ~3.2 млрд лет, не известен, но их преимущественно отрицательные $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ отражают переработку более древней коры. На рубеже около 3 млрд лет субсинхронность магматического и метаморфического событий, а также преимущественно отрицательные величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ цирконов, указывающие на переработку древней коры (3.2—3.8 млрд лет), свидетельствуют в пользу внутрикорового плавления и метаморфизма, обусловленных утолщением ранее сформированной коры в результате магматического наращивания сверху и снизу или тектонического скупивания. Проявление процессов рециклинга служит доводом в пользу формирования к рубежу ~3.0 млрд лет значительного объема континентальной коры, ее расслоения (дифференциации) в результате внутрикорового плавления и стабилизации. Отметим, что установленное на основании изотопных данных преобладание процессов рециклинга на протяжении мезоархей не дает свидетельств в пользу субдукционных механизмов формирования коры, индикатором которых служит рост коры за счет ювенильного материала.

Неоархей. С неоархейскими тектономагматическими процессами связано формирование преобладающих на современном эрозионном срезе ортогранулитов широкого спектра составов от мафических до кислых, а также гнейсовидных синскладчатых гранитоидов, образующих многочисленные жилые тела и реже небольшие массивы. Магматические процессы и геодинамические условия проявления двух этапов неоархейского магматизма детально рассмотрены в работе [Turkina et al., 2012]. Показано, что формирование магматических протолитов мафических до кислых гранулитов, вероятно, происходило в результате субдукционных процессов на активной окраине палео- и мезоархейского блока континентальной коры. Этап ~2.7—2.66 млрд лет резко отличается от предшествующей истории региона ростом коры за счет поступления ювенильного материала в форме мафических магм и их смешения с коровыми выплавками при образовании кислых магматических пород с широким диапазоном $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$. По сути, неоархейское время это один из главных этапов роста коры Иркутского блока наряду с палеоархейским. Завершается неоархей (~2.55 млрд лет) субсинхронным метаморфизмом и

гранитообразованием в результате внутрикорового плавления, что отражено в отрицательных значениях $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ гранитоидов.

Начало палеопротерозоя не отражено в геологической летописи Иркутского блока и записано только в изотопных параметрах детритовых цирконов из палеопротерозойских парагнейсов. Эти цирконы с возрастом $\sim 2.2\text{—}2.3$ и $1.95\text{—}2.00$ млрд лет, имеющие магматические источники с широким диапазоном преимущественно положительных $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$, служат свидетельствами как роста, так и рециклинга архейской коры, но не дают информации о характере процессов на данном этапе. Косвенно об этом можно судить только по вещественным характеристикам парагнейсов, которые предполагают преобладание в области эрозии кислых источников сноса над мафическими. Исходя из положительных $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ цирконов, формирование ювенильной палеопротерозойской коры могло быть результатом субдукционных или внутриплитных процессов. Завершается палеопротерозой масштабным гранитоидным и базитовым интрузивным магматизмом, связанным с постколлизийным растяжением. Изотопные параметры большинства гранитоидов отражают рециклинг архейской коры, вместе с тем монцитонитовиды и мафические породы дают свидетельства ограниченного роста коры за счет обогащенных мантийных источников. Последнее наиболее интересно, так как по изотопным параметрам магматические породы, производные обогащенной мантии, неотличимы от продуктов плавления коры и без детальных исследований не распознаются как результат корового роста [Couzinie et al., 2016].

Представленная информация позволяет сделать вывод, что два главных этапа роста континентальной коры (палеоархейский и неоархейский) различаются по характеру процессов. Для первого предполагается формирование коры за счет плюмового магматизма, тогда как для второго — субдукционного. Эти два этапа разделены эпохой внутрикорового плавления и метаморфизма в мезоархее, которые способствовали формированию литологически расслоенной и гравитационно устойчивой континентальной коры. Смена характера процессов корообразования в неоархее, как предполагается, явилась следствием остывания мантии, формирования стабильных реологически жестких литосферных плит и появления условий для стабильной субдукции океанической литосферы [Condie, 2018]. Согласно Re-Os изотопным данным формирование субконтинентальной литосферы центральной части Сибирского кратона произошло в палео- и мезоархее (до 2.9 млрд лет) [Griffin et al., 2002], последующий рост литосферы продолжался в неоархее и палеопротерозое [Pearson et al., 1995; Ionov et al., 2015].

Эволюция коры центральной и северной частей Сибирского кратона (Анабарская тектоническая провинция)

Восточная половина фундамента Сибирского кратона включает Маганскую, Анабарскую и Оленекскую тектонические провинции, кристаллические комплексы которых обнажены соответственно в Маганском, Далдыньском и Хапчанском доменах Анабарского щита, разделенных Котуйканской и Билыхской сутурными зонами. Для этого региона, включающего северную и центральную части Сибирского кратона и относящегося к Якутской кимберлитовой провинции, этапы формирования континентальной коры реконструированы на основании данных по цирконам из средне- и нижнекоровых ксенолитов [Shatsky et al., 2016, 2018; Moyen et al., 2017] и ксенокристовым цирконам из кимберлитов [Kostrovitsky et al., 2016], а также кристаллическим породам Анабарского щита [Гусев и др., 2017, 2019] и детритовым цирконам из аллювиальных отложений [Raquette et al., 2017].

Возраст единичных цирконов (до ~ 3.8 млрд лет) из двупироксеновых гранулитов [Гусев и др., 2019] и величины $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM}) = 3.8\text{—}3.9$ млрд лет для цирконов из плагиогнейсов свидетельствуют о начале формирования коры Анабарского щита в эоархее [Гусев и др., 2017]. Для детритовых цирконов из современных речных отложений Анабарского щита из центрального Далдыньского и восточного Хапчанского террейнов установлены три главных пика U-Pb возрастов: $3.4\text{—}3.0$, $2.8\text{—}2.4$ и $2.0\text{—}1.8$ млрд лет [Raquette et al., 2017]. Предполагается, что палеоархейские цирконы с положительными ε_{Hf} отражают рост коры, тогда как неоархейские цирконы с широким диапазоном ε_{Hf} от положительных до отрицательных значений отвечают ювенильной коре и рециклингу палеоархейской коры в источнике магм соответственно [Raquette et al., 2017]. Преобладание рециклированных источников предполагается и для палеопротерозойских цирконов с отрицательными ε_{Hf} . Среди ксенокристовых цирконов из кимберлитов доминируют палеопротерозойские ($2.1\text{—}1.8$ млрд лет) при резко подчиненном количестве палео- и неоархейских зерен ($3.62\text{—}3.53$ и $2.97\text{—}2.5$ млрд лет) [Kostrovitsky et al., 2016]. Все неоархейские цирконы с отрицательными ε_{Hf} фиксируют переработку палеоархейской коры ($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.26\text{—}3.50$ млрд лет), тогда как вариабельный изотопный Hf состав палеопротерозойских цирконов не только отражает преимущественный рециклинг архейской коры, но дает и свидетельства ее роста в раннем палеопротерозое ($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 2.5\text{—}2.3$ млрд лет). Палеопротерозойский рост коры ($1.80\text{—}1.87$ млрд лет) установлен на основании изотопного состава цирконов из нижнекоровых мафических гранулитов тр. Удачная (Далдын-Мархинский домен), тогда как неоархейские верхнекоровые тоналитовые ксенолиты с близкими к хондри-

товым ε_{Hf} отражают архейский этап корообразования [Moyen et al., 2017]. Результаты исследования цирконов из нижнекоровых ксенолитов в кимберлитах Анабарской провинции (Далдынский и Мархинский террейны) выявили основной этап роста коры в палеоархее ($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.10\text{—}3.65$ млрд лет), палеоархейская кора была переработана в нескольких тектонотермальных событиях: 2.90—2.85; 2.75—2.70 и 2.00—1.95 млрд лет, и ее рециклинг не сопровождался существенной добавкой ювенильного материала [Shatsky et al., 2016, 2018].

Таким образом, на основании всей имеющейся информации по U-Pb возрасту и изотопному Hf составу циркона для Анабарской провинции выделяется главный этап роста коры в палеоархее (3.6—3.4 млрд лет), последующая эволюция которой связана с двумя основными этапами тектонотермальных событий. Неоархейский этап характеризуется не только переработкой более ранней коры [Shatsky et al., 2016, 2018; Kostrovitsky et al., 2016], но и ростом за счет поступления ювенильного материала [Paquette et al., 2017]. Доминирование процессов рециклинга коры в раннем палеопротерозое (2.0—1.8 млрд лет) сопровождалось поступлением ювенильного материала [Kostrovitsky et al., 2016], представленного в том числе нижнекоровыми мафическими гранулитами с возрастом 1.84—1.87 млрд лет [Moyen et al., 2017].

Анализ геохронологических и изотопных данных показывает как сходство, так и отличие в основных этапах роста и рециклинга континентальной коры для Иркутского блока и Анабарской провинции, представляющих юго-западную, северную и центральную части Сибирского кратона. Для обоих регионов главным этапом роста коры был палеоархейский период. Для неоархея и палеопротерозоя ведущими были процессы переработки коры при ограниченном поступлении ювенильного материала. Иркутский блок отличается длительным интервалом рециклинга коры в мезоархее, а также резко проявленный неоархейский рост, связанный с субдукционным магматизмом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Находки единичных цирконов с модельным Hf возрастом ≥ 3.6 млрд лет свидетельствуют о начале образования коры Иркутского блока в эоархее. В формировании континентальной коры Иркутского блока установлены два главных этапа: палео- (3.6—3.4 млрд лет) и неоархейский (~2.7—2.66 млрд лет). Палеоархейский рост коры, вероятно, был результатом плюмового магматизма и дифференциации мафических магм. Латеральное распространение палеоархейской коры в пределах всего Иркутского блока трассируется в изотопных характеристиках магматических и детритовых цирконов большинства пород с возрастным диапазоном от мезоархея до палеопротерозоя. На неоархейском этапе генерация коры происходила за счет деплетированной мантии и была связана с субдукционным магматизмом на активной окраине палео- мезоархейского континентального блока. Ограниченный рост коры происходил также в палеопротерозое от 2.30 до 1.85 млрд лет. На рубеже 1.86—1.85 млрд лет мафические магмы и их дифференциаты формировались в условиях постколлизийного растяжения из субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной в результате неоархейских субдукционных процессов.

Установлены три основных этапа переработки (рециклинга) коры: мезоархейский (~3.0 млрд лет), неоархейский (~2.55 млрд лет) и палеопротерозойский (1.86—1.85 млрд лет). Все они характеризуются процессами внутрикорового плавления и субсинхронного метаморфизма, обусловленных процессами сжатия/утолщения коры, для рубежей ~2.55 млрд лет и 1.86—1.85 млрд лет эти процессы интерпретируются как коллизийные. Изотопные параметры пород и цирконов свидетельствуют, что в процессы рециклинга была вовлечена кора с возрастом до 3.5 млрд лет. Переработкой палео- и мезоархейской коры сопровождался также кислый субдукционный магматизм в неоархее. Интерпретация геологических и изотопно-геохронологических данных позволяет предложить для изученного региона модель доминирующего вертикального роста и переработки континентальной коры на протяжении около 2 млрд лет.

Синтез изотопно-геохронологических данных выявил сходство и различие в основных этапах роста и рециклинга континентальной коры для юго-западной, северной и центральной частей Сибирского кратона. Общим для обоих регионов является палеоархейский этап формирования коры и сочетание процессов рециклинга и роста в неоархее и палеопротерозое. Иркутский блок на юго-западе Сибирского кратона отличается длительным интервалом рециклинга коры в мезоархее, а также резко проявленный рост в неоархее.

Автор благодарит И.Н. Капитонову, Е. Адамскую, Н.С. Прияткину, выполнивших определение Lu-Hf изотопного состава цирконов, сотрудников ЦИИ ВСЕГЕИ, участвовавших в U-Pb датировании Н.Г. Бережную, Н.В. Родионова и Е.Н. Лепехину, а также П.А. Серова и Т.Б. Баянову (ГИ КНЦ РАН) за определение Sm-Nd изотопного состава пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 20-05-00265). Систематизация данных по палеопротерозойскому магматизму выполнена в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // 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 Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 440—444.

Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск, Наука, 1980. 90 с.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. Состав и соотношения ранне- и позднеархейских гранулитов в бекелехской толще Анабарского щита (Сибирский кратон) // Региональная геология и металлогения, 2017, № 70, с. 17—35.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. Свидетельства переработки эоархейской коры на Анабарском щите // Региональная геология и металлогения, 2019, № 78, с. 40—57.

Левченко О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К. Возраст пород Иркутского блока Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 95—101.

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.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 1—19.

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

Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1314—1335.

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

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 284 с.

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., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые, 2009, № 1, с. 49—64.

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, 2017, т. 58 (6), с. 834—855.

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

Туркина О.М., 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., 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., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.*, 1991, v. 99, p. 851—861.

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

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 planet // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 273, p. 48—57.

Condie K.C. A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 51—60.

Couzinie S., Laurent O., Moyen J.-F., Zeh A., Bouilhol P., Villaros A. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf-O isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, v. 456, p. 182—195.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Paleoproterozoic to Eoarchean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 127—143.

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

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.

Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H., Mojzsis S.J., Albarede F. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 337—338, p. 211—223.

Hopgood A.M., Bowes D.R. Contrasting structural features in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: evidence for diverse geotectonic regimes in early Proterozoic times // *Tectonophysics*, 1990, v. 174, p. 279—299.

Ionov D.A., Carlson R.W., Doucet L.S., Golovin A.V., Oleinikov O.B. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, v. 428, p. 108—119.

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

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

Kostrovitsky S.I., Skuzovatov S.Yu., Yakovlev D.A., Sun J., Nasdala L., Wu F.-Ya. Age of the Siberian craton crust beneath kimberlite fields: insights to craton evolution // *Gondwana Res.*, 2016, v. 39, p. 365—385.

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

Moyen J.-F., Paquette J.L., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V. Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U-Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 457, p. 149—159.

Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I. Age, province and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hg isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Res.*, 2017, v. 301, p. 134—144.

Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V. Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics // *Nature*, 1995, v. 374, p. 711—713.

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.

Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heamen L.M. The birth of a cratonic nucleus: lithogeochemical evolution of the 4.02—2.94 Ga Acasta Gneiss complex // *Precambrian Res.*, 2016, v. 281, p. 453—472.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U-Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Res.*, 2016, v. 282, p. 1—20.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Wang Q., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precambrian Res.*, 2018, v. 305, p. 125—144.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 279—288.

Smithies R.H., Champion D.C., Van Cranendonck M.I. The oldest well-preserved felsic volcanic rocks on Earth: geochemical clue to the early evolution of the Pilbara Supergroup and implications for the growth of a Paleoproterozoic protocontinent // *Earth's oldest rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2019, p. 463—486.

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 // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.

*Поступила в редакцию 6 июля 2020 г.,
принята в печать 5 октября 2020 г.*