

**ФОРМИРОВАНИЕ И МЕЗОАРХЕЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРСТЕНОВЫХ
ГНЕЙСОВ В ИРКУТНОМ ГРАНУЛИТОГНЕЙСОВОМ БЛОКЕ
(Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона)**

О.М. Туркина^{1,2}, Л.Н. Урманцева¹, Н.Г. Бережная³, С.Г. Скублов⁴

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

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

³ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199026, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

⁴ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

Выполнено U-Pb датирование (SHRIMP-II), изучены внутреннее строение и состав циркона из гиперстенового гнейса Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ юго-западной части Сибирского кратона). В гиперстеновом гнейсе установлены три генерации циркона, различающиеся характером зональности, концентрациями U и Th и распределением редкоземельных элементов. Ядра с реликтами ростовой зональности характеризуются типичным для магматического циркона распределением РЗЭ с высоким $(Lu/Gd)_n$ (11—36) и отчетливым Ce максимумом ($Ce/Ce^* = 15—81$). Они представляют раннюю магматическую генерацию циркона, возраст которой составляет ≥ 3.16 млрд лет. К метаморфогенной генерации принадлежат многоплоскостные кристаллы, оболочки и незональные ядра циркона, которые отчетливо обеднены РЗЭ и имеют пониженное $(Lu/Gd)_n$ (1.1—9.2) по сравнению с магматическими ядрами. Формирование этой генерации циркона связано с мезоархейским высокотемпературным метаморфизмом на рубеже ~ 3.04 млрд лет. К наиболее поздней генерации циркона относятся тонкие внешние каймы с низкими отношениями $(Lu/Gd)_n$ (11—12.4) и Th/U (0.02—0.05) и длиннопризматические кристаллы с осцилляторной зональностью, образовавшиеся в результате палеопротерозойского (~ 1.85 млрд лет) гранулитового метаморфизма и частичного плавления. Различные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в гранулитогнейсовых (~ 3.04 и 2.55—2.6 млрд лет) и гранит-зеленокаменных (~ 3.2 млрд лет) блоках Шарыжалгайского выступа отражают независимую тектонотермальную и геодинамическую эволюцию коры этих структур до финальной амальгамации в палеопротерозое (1.88—1.85 млрд лет).

Палеоархей, гранулитогнейсовый комплекс, состав циркона, U-Pb возраст, Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон.

**FORMATION AND MESOARCHEAN METAMORPHISM OF HYPERSTHENE GNEISSES
FROM THE IRKUT GRANULITE-GNEISS BLOCK
(Sharyzhalgai uplift in the southwestern Siberian craton)**

O.M. Turkina, L.N. Urmantseva, N.G. Berezhnaya, and S.G. Skublov

U-Pb dating (SHRIMP-II) and study of the internal structure and composition were carried out for zircon from hypersthene gneiss from the Irkut granulite-gneiss block (Sharyzhalgai uplift in the southwestern Siberian craton). Three generations of zircon have been revealed in the hypersthene gneiss, which differ in zoning pattern, U and Th concentrations, and REE distribution. Zircon cores with growth zoning relics show a REE pattern typical of magmatic zircon: with a high $(Lu/Gd)_n$ value (11—36) and a distinct Ce anomaly ($Ce/Ce^* = 15—81$). They belong to early magmatic generation with an age of ≥ 3.16 Ga. Multifaced soccerball crystals, rims, and unzoned cores of zircon belong to metamorphogene generation; they are depleted in REE and show a lower $(Lu/Gd)_n$ value (1.1—9.2) than the magmatic cores. This zircon generation formed as a result of the Mesoarchean high-temperature metamorphism at ~ 3.04 Ga. The latest zircon generation includes thin outer rims with low $(Lu/Gd)_n$ (11—12.4) and Th/U (0.02—0.05) values and long-prismatic crystals with an oscillatory zoning, which resulted from the Paleoproterozoic (~ 1.85 Ga) granulite metamorphism and partial melting. The different ages of high-temperature metamorphism in the granulite-gneiss (~ 3.04 and 2.55—2.6 Ga) and granite-greenstone (~ 3.2 Ga) blocks of the Sharyzhalgai uplift reflect the independent tectonothermal and geodynamic evolution of crust in these structures, up to the final amalgamation in the Paleoproterozoic (1.88—1.85 Ga).

Paleoarchean, granulite-gneiss complex, zircon composition, U-Pb age, Sharyzhalgai uplift, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Структура Шарыжалгайского выступа юго-западной окраины Сибирского кратона была сформирована в результате коллизии блоков архейской континентальной коры в позднем палеопротерозое, что фиксируется становлением гранитоидов с возрастом 1.90—1.85 млрд лет во всех его блоках [Бибикова, 1989; Aftalion et al., 1991; Донская и др., 2002]. Выделяемые в структуре Шарыжалгайского выступа блоки различаются литологическим составом и степенью метаморфизма слагающих их комплексов (рис. 1, врезка). Булунский и Онотский блоки, представляющие северо-западную часть выступа, образованы плагиогнейсами и гранитоидами тоналит-грандземитовой серии и стратифицированными метасадочно-вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов [Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008]. Китойский и Иркутный блоки сложены высокометаморфизованными (до гранулитовой фации) породными ассоциациями [Петрова, Левицкий, 1984; Ножкин, Туркина, 1993]. Недавние геохронологические исследования показали, что палеоархейские ассоциации (3.3—3.4 млрд лет) — плагиогнейсы и гранитоиды тоналит-грандземитового состава широко развиты в Онотском и Булунском блоках [Бибикова и др., 2006; Туркина и др., 2009a]. Реликты палеоархейских пород с возрастом до 3.4 млрд лет были обнаружены и среди гранулитов Иркутного и Китойского блоков [Poller et al., 2005]. Представления о ранних стадиях формирования континентальной коры Китойского и Иркутного блоков остаются дискуссионными, что связано как с недостатком изотопно-геохронологической информации, так и со сложностью датирования ранних геологических событий на фоне двукратного проявления высокоградного метаморфизма в неогарее и палеопротерозое [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007]. Эти обстоятельства затрудняют корреляцию породных ассоциаций разной степени метаморфизма и оставляют открытым вопрос о проявлении допалеопротерозойских аккреционно-коллизийных событий.

В настоящей работе приводятся новые результаты изучения циркона из гиперстенowego гнейса Иркутного блока. В ходе исследования решались две задачи. 1. На основании морфологии зерен, внутреннего строения и содержания РЗЭ выделить генерации циркона, образование которых происходило в различных условиях, и обосновать их магматический и метаморфический генезис. 2. Определить U-Pb методом (SHRIMP-II) возраст выделенных генераций циркона.

Интерпретация результатов позволила подтвердить наличие реликтов древней коры в этой структуре и впервые обосновать мезоархейский этап метаморфизма. Полученные результаты накладывают ограничения на модели формирования и эволюции континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона в архее.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА

Структура Иркутного блока определяется сочетанием доминирующих гранито- и/или чарнокитогнейсовых куполов, наиболее крупными из которых являются Улановский и Шарыжалгайский, и межкупольных зон, сложенных высокометаморфизованными породами (см. рис. 1). Детальными структурными исследованиями установлено проявление двух этапов складчатости и деформаций [Грабкин, Мельников, 1980; Norgood, Boves, 1990]. С первым этапом связано образование тесно сжатых, узких преимущественно изоклиальных складок, сохранившихся в межкупольных зонах, со вторым — чарнокито(гранито)гнейсовых куполов. Формирование куполов относится к палеопротерозойскому этапу складчатости, метаморфизма и гранитообразования. Смятые в изоклиальные складки породы межкупольных зон представляют собой фрагменты более древних ассоциаций, выделяемых в качестве шарыжалгайского метаморфического комплекса. Во внутрикупольных зонах метаморфические породы образуют реликты видимого размера от десятков сантиметров до первых десятков метров. В составе шарыжалгайского метаморфического комплекса представлены двупироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, гиперстенсодержащие, биотитовые, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы. На основании особенностей строения разреза и реконструкции природы метаморфических пород в составе шарыжалгайского комплекса Иркутного блока выделяются две породные ассоциации [Ножкин, Туркина, 1993]. Первая включает гиперстенсодержащие биотитовые, реже амфибол-биотитовые гнейсы, двупироксеновые и амфибол-пироксеновые основные кристаллосланцы, которые могут чередоваться между собой или слагать самостоятельные фрагменты разреза. Кристаллосланцы часто образуют реликты среди гранитоидов купольных структур. Вторая ассоциация представлена гранатсодержащими и более редкими высокоглиноземистыми гнейсами, слагающими самостоятельные участки разреза в пределах более широких межкупольных зон, где они встречаются совместно с мраморами и кальцифирами. На основании петрогеохимических данных предполагалось [Петрова, Левицкий, 1984; Ножкин, Туркина, 1993], что протолиты пород первой ассоциации соответствуют вулканитам ряда базальт—андезит—дацит—риодацит, а второй — терригенным осадкам. Осадочное происхождение гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов подтверждается и их тесной ассоциацией с карбонатными породами.

Имеющиеся геохронологические данные свидетельствуют о разновозрастности протолитов основных кристаллосланцев и гиперстеновых гнейсов Иркутского блока. Время образования мафических протолитов кристаллосланцев, установленное по магматическим ядрам циркона, составляет 2662 ± 16 млн лет [Туркина и др., 2009б]. Близкий возраст — 2649 ± 6 млн лет определен для магматических цирконов из метагаббро [Сальникова и др., 2007]. Что касается пород большей кремнекислотности, то информация ограничивается единственной пробой двупироксенового гранулита андезитового состава из юго-восточной оконечности Иркутского блока [Poller et al., 2005] (см. рис. 1). На основании локального U-Pb датирования установлен возраст ядер циркона — 3390 ± 35 млн лет, который интерпретируется как время образования магматического протолита гранулитов, а время метаморфизма этих пород, определенное по внешним каймам циркона, оценивается ~ 1.88 млрд лет. На наличие древней коры с возрастом не менее 3.3 млрд лет указывают величины модельного Nd возраста большей части гиперстеновых гнейсов, составляющие от 2.9 до 3.3 млрд лет [Туркина, 2010].

Возрастное положение метатерригенных пород второй ассоциации было определено в результате датирования циркона из кордиерит-гранат-биотитового и биотитового гнейсов. В них установлены ядра циркона, представляющие собой детритовые зерна с возрастом ≥ 2.7 ; ~ 2.3 и 1.95 — 2.0 млрд лет и метаморфогенные оболочки (1.85 — 1.86 млрд лет), что определяет время накопления осадков в интервале 1.85 — 1.95 млрд лет, т.е. в конце палеопротерозоя [Туркина и др., 2010]. Разновозрастность детритовых цирконов коррелирует с широким диапазоном модельного Nd возраста ($T_{Nd}(DM) = 2.4$ — 3.1 млрд лет) парагнейсов и свидетельствует о том, что в формировании терригенных осадков могли участвовать как архейские, так и палеопротерозойские источники сноса [Туркина, Урманцева, 2009].

СОСТАВ ГИПЕРСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

Гиперстеновые гнейсы, использованные для датирования, были опробованы в наиболее представительном разрезе Иркутского блока по побережью оз. Байкал вдоль Кругобайкальской железной дороги (КБЖД) (рис. 1). Проба 77-84 была отобрана в восточной части разреза (76.4 км КБЖД; $51^{\circ}52.1'$ с.ш., $104^{\circ}45.2'$ в.д.) из коренного обнажения, сложенного меланократовыми биотит-гиперстеновыми и гиперстеновыми гнейсами с единичными маломощными прослоями двупироксеновых кристаллосланцев, видимая мощность выхода составляет ~ 60 м. Гнейсы имеют мелкозернистую структуру, тонкополосчатую текстуру и на отдельных участках мигматизированы. Они состоят из плагиоклаза (~ 50 %), кварца (20 %), гиперстена (15—20 %), красно-коричневого биотита (~ 10 %) и акцессорных минералов — апатита, циркона и рудного минерала. По химическому составу гнейсы соответствуют андезитам (табл. 1). Они характеризуются низким содержанием несовместимых редких элементов — Th, Rb, Ba, Zr и слабо фракционированным распределением редкоземельных элементов с низким $(La/Yb)_n = 6.3$ без Eu аномалии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы приблизительно наполовину своей толщины и приполированы. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические

Таблица 1. Состав гиперстенового гнейса (обр. 77-84)

Оксид	мас. %	Элемент	г/т	Элемент	г/т
SiO ₂	58.32	La	19.6	Yb	2.1
TiO ₂	0.92	Ce	35	Lu	0.29
Al ₂ O ₃	14.81	Pr	4.3	Rb	13.6
Fe ₂ O ₃ общ	10.24	Nd	15.7	Ba	163
MnO	0.15	Sm	3	Sr	287
MgO	5.22	Eu	1.05	Th	3
CaO	5.34	Gd	3.1	U	0.4
Na ₂ O	3.41	Tb	0.54	Zr	93
K ₂ O	0.77	Dy	3.3	Hf	2.5
P ₂ O ₅	0.1	Ho	0.7	Ta	0.42
П.п.п.	0.63	Er	2.1	Nb	6.7
Сумма	99.9	Tm	0.32	Y	21

(в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность цирконов, а также наличие включений. Методика датирования и обработки результатов аналогична описанной в работе [Туркина и др., 2009а].

Анализ редкоземельных и редких элементов в цирконе выполнен методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технического института РАН (ЯФ ФТИ РАН), процедура анализа и обработки данных соответствует приведенной в работе [Федотова и др., 2008]. Точность определения составляет <10 % для содержаний элементов с концентрациями более 0.1 г/т и 30—50 % при концентрациях менее 0.1 г/т [Соболев и др., 1996]. Внутренний контроль правильности определения элементов проводился с помощью анализа стандарта циркона 91500. Сопоставление концентраций РЗЭ в стандарте 91500, определенных авторами, с данными, опубликованными в работе [Федотова и др., 2008], приведено на рис. 3, а.

МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЦИРКОНА

В гиперстеновом гнейсе морфологически выделяются три типа циркона. Преобладающими являются прозрачные вишневые и розовые короткопризматические зерна бочонковидной, реже округлой формы со сглаженными вершинами и ребрами или многоплоскостные, которые составляют около 60 %. Реже (40 %) встречаются мутные кристаллы с вишневыми ядрами и розовыми оболочками. Размер зерен составляет 200—300 мкм, коэффициент удлинения равен 1—2.5. В катодолюминесцентном изображении (КЛ) цирконы, как правило, характеризуются наличием ядер, широких оболочек и тонких белых в КЛ внешних кайм. Округлой, реже призматической формы ядра (рис. 2, а—е, з, л) обладают низкой светимостью в КЛ, обычно незональные, реже с пятнистой или слабо выраженной ростовой зональностью, что свидетельствует об их рекристаллизации. В единичном случае встречено ядро неправильной формы с секториальной зональностью (см. рис. 2, в). Оболочки, как правило, темные в КЛ незональные, реже характеризуются широкой планарной или секториальной зональностью (см. рис. 2, а, б, д, ж, з, л), в отдельных случаях узкие зональные оболочки срезаются внешними каймами (см. рис. 2, д—е). Часть многоплоскостных зерен циркона имеет двухфазное строение (см. рис. 2, и—к) и характеризуется ядрами с широкой планарной зональностью, подобной оболочкам овально-призматических зерен, и тонкими белыми в КЛ каймами. Предполагается, что формирование секториальной зональности связано с ростом циркона при гранулитовом метаморфизме в твердофазном состоянии [Vavra et al., 1996], тогда как широкая планарная зональность установлена для многоплоскостных кристаллов циркона, образующихся при высокоградном метаморфизме в присутствии анатектического расплава [Schaltegger et al., 1999; Kelly, Harley, 2005]. Третьей редкой разновидностью являются длиннопризматические практически бесцветные кристаллы циркона с коэффициентом удлинения 2—2.5 (рис. 2, м, н). Длиннопризматические кристаллы обладают тонкой осцилляторной зональностью и узкими темными в КЛ каймами.

Выделенные на основании изучения внутреннего строения ядра, оболочки и каймы, представляющие различные генерации циркона, отчетливо различаются по содержанию U, Th и редкоземельных элементов. Наиболее раннюю генерацию циркона представляют разнообразные по морфологии и внутреннему строению ядра, т. е. с реликтами зональности, пятнистой или в единичном случае секториальной зональностью. Концентрации U (123—620 г/т) и Th (157—570 г/т), величины Th/U (0.3—1.3) в ядрах с реликтами зональности преимущественно соответствуют диапазону для магматических цирконов, тогда как разности с пятнистой зональностью обогащены U (1055—2068 г/т), что может свидетельствовать об их переработке под действием флюида. Ядра с реликтами зональности характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с низким содержанием легких РЗЭ ($Ce_n = 20—90$), высоким тяжелых (Yb_n от 1000 до 10 000 хондритовых уровней) и высоким ($(Lu/Gd)_n$ (11—36), максимальные концентрации тяжелых РЗЭ и величины $(Lu/Gd)_n$ (35—46) установлены в высокоурановых ядрах (табл. 2, рис. 3, а). Распределение РЗЭ для ядер с высоким $(Lu/Gd)_n$, отчетливым Се максимумом ($Ce/Ce^* = 15—81$) и Eu минимумом является типичным для цирконов магматического происхождения, для которых величины $(Lu/Gd)_n$ находятся в диапазоне 16—74 [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Для незональных, темных в КЛ ядер характерны повышенные и сильно варьирующие концентрации U (324—1941 г/т), невысокие Th (59—287 г/т) и в целом более низкое Th/U отношение (0.05—0.5). Близкими параметрами обладают и темные незональные оболочки, которые обеднены Th (20—89 г/т), имеют широкий диапазон концентраций U (76—445 г/т) и пониженные величины Th/U (0.18—0.31). Низкие величины Th/U (≤ 0.1) установлены для цирконов, образующихся при высокоградном метаморфизме [Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002]. По сравнению с ядрами первой генерации в незональных в КЛ ядрах и оболочках резко снижено содержание легких РЗЭ ($Ce_n = 2.1—4.4$), они имеют слабо выраженный Се максимум ($Ce/Ce^* = 3.0—9.8$) и в различной степени обеднены тяжелыми лантаноидами ($(Lu/Gd)_n = 1.8—30$) (см. рис. 3, б, в), что является характерным для цирконов, образующихся при высокотемпературном (гранулитовом) метаморфизме [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Федотова и

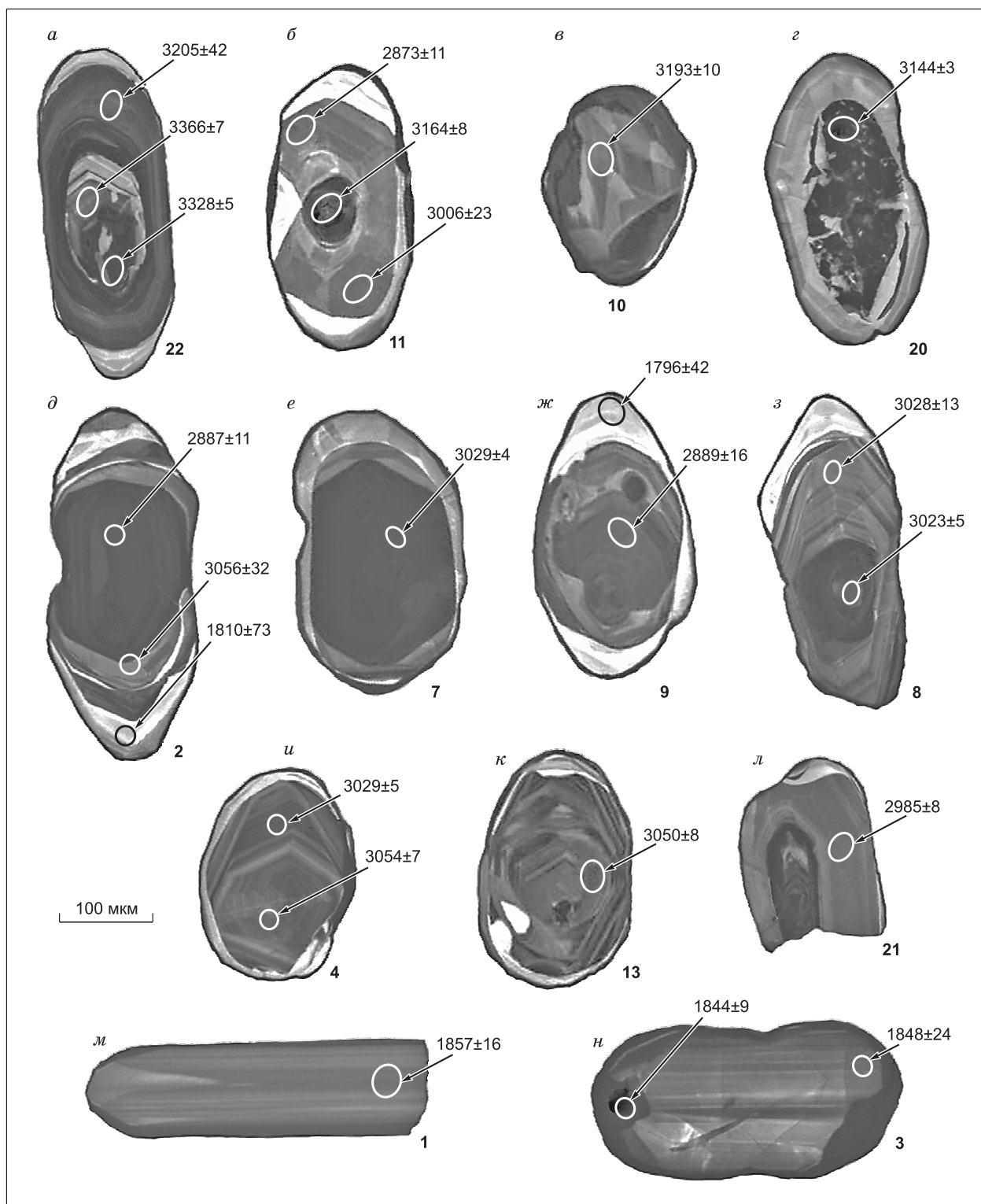


Рис. 2. Катодолуминесцентное изображение циркона из гиперстенового гнейса.

Показано положение точек датирования и значения возраста (млн лет) по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Номера зерен соответствуют табл. 3.

др., 2008]. Снижение содержаний РЗЭ в цирконе может быть вызвано одновременным ростом граната и монацита, концентрирующих соответственно тяжелые и легкие РЗЭ [Rubatto, 2002], или обусловлено рекристаллизацией циркона при метаморфизме в твердофазном состоянии [Hoskin, Black, 2000; Туркина и др., 2009б]. Сходство темных незональных в КЛ ядер по характеру распределения РЗЭ с незональными оболочками позволяет предположить, что их преобразование также было связано с метаморфизмом.

Таблица 2. Содержание редкоземельных и редких элементов в цирконе из гиперстенового гнейса (обр. 77-84)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	22.1	22.3	11.2	10.1	20.1	19.1	7.1	2.1	9.1	22.2	21.1	2.3	11.3	11.1	2.2	9.2	3.2	3.1	1.1
La, г/г	0.65	0.07	0.17	0.14	0.5	0.22	0.21	0.16	0.22	0.04	0.21	0.11	0.03	0.05	0.05	0.08	0.94	0.21	0.32
Ce	32.68	39.74	49.41	18.68	76.21	42.55	3.34	3.53	1.93	1.73	3.33	3.16	1.81	1.54	0.37	0.45	10.06	21.19	25.66
Pr	0.42	0.33	0.15	0.28	0.36	0.25	0.1	0.1	0.11	0.05	0.11	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.49	0.62	1.15
Nd	3.81	5.25	2.06	3.86	3.05	2.53	0.93	1.61	1.36	0.50	1.21	0.53	0.52	0.51	0.07	0.05	2.87	10.27	15.9
Sm	6.93	8.18	2.78	5.05	5.44	6.13	2.22	5.42	2.68	1.83	3.22	1.69	1.42	1.09	0.06	0.03	1.89	14.95	23.45
Eu	0.48	0.52	0.77	1.52	0.14	0.8	0.19	0.57	0.12	0.07	0.12	0.27	0.07	0.05	0.03	0.01	0.42	1.47	2.61
Gd	34.21	32.92	14.86	18.61	38.98	43.03	15.03	21.2	11.21	10.17	14.51	7.92	7.06	6.07	0.8	0.62	5.78	55.92	104.9
Dy	125.4	105.1	63.09	63.79	263.0	221.97	73.97	39.86	15.98	22.56	33.51	17.48	11.88	10.88	4.27	3.96	17.83	151.58	317.4
Er	253.9	194.3	146.5	138.2	735.7	599.8	167.96	58.83	13.66	24.73	51.06	28.39	7.75	6.91	6.27	3.99	27.79	22.85	522
Yb	428.4	288.8	375.2	281.6	1543.1	1181.2	355.9	100.8	14.8	31.24	98.23	52.05	6.69	6.67	9.62	5.31	45.31	312.84	708
Lu	64.74	44.08	66.94	50.14	222.9	189.13	56.97	16.06	2.45	4.84	16.59	8.18	0.93	0.90	1.24	0.94	7.88	49.05	110
Y	1395	1177	838	827	4687	3070	1035	410	127	203	336	204	92	88	63.7	41.8	197	1524	3334
Th	508	205	302	165	1268	235	119	82	59	70	69	38	42	36	3	1	51	261	470
U	848	289	982	181	2155	1258	1828	970	405	484	359	316	252	203	54	59	1361	241	284
Hf	6400	6630	8680	6891	10951	7430	8482	7969	8879	10168	10328	8107	9277	8715	9140	9580	9402	8700	7152
Th/U	0.6	0.71	0.31	0.91	0.59	0.19	0.06	0.08	0.15	0.14	0.19	0.12	0.17	0.18	0.05	0.02	0.04	1.08	1.65
(Sm/La) _n	17.0	191.9	31.2	58.2	17.3	43.3	16.8	53.1	19.7	3.8	24.1	23.4	69.2	33.7	2.1	0.7	3.2	112.3	116.4
(Lu/Gd) _n	15.2	10.8	36.2	21.7	46.0	35.4	30.5	6.1	1.8	2.1	9.2	8.3	1.1	1.2	12.4	12.2	11.0	7.1	8.4
Ce/Ce*	15.0	64.1	80.7	22.8	43.3	43.4	5.6	6.6	3.0	9.1	5.3	9.8	15.1	10.7	2.8	4.0	3.6	14.1	10.2
Eu/Eu*	0.09	0.1	0.36	0.48	0.03	0.15	0.1	0.16	0.07	0.05	0.06	0.23	0.07	0.06	0.34	0.13	0.39	0.15	0.16
ΣREE	952	719	722	582	2889	2288	677	248	64	98	222	120	38	35	23	15	121	841	1831

Примечание. 1—4 — ядра с реликтами зональности, 5, 6 — высокоурановые ядра, 7—9 — темные в КЛ незональные ядра, 10—12 — темные в КЛ незональные оболочки, 13, 14 — оболочки с секториальной зональностью, 15, 16 — белые в КЛ каймы, 17 — темная в КЛ кайма, 18, 19 — призматические зональные кристаллы. Полукожурным даны номера точек.

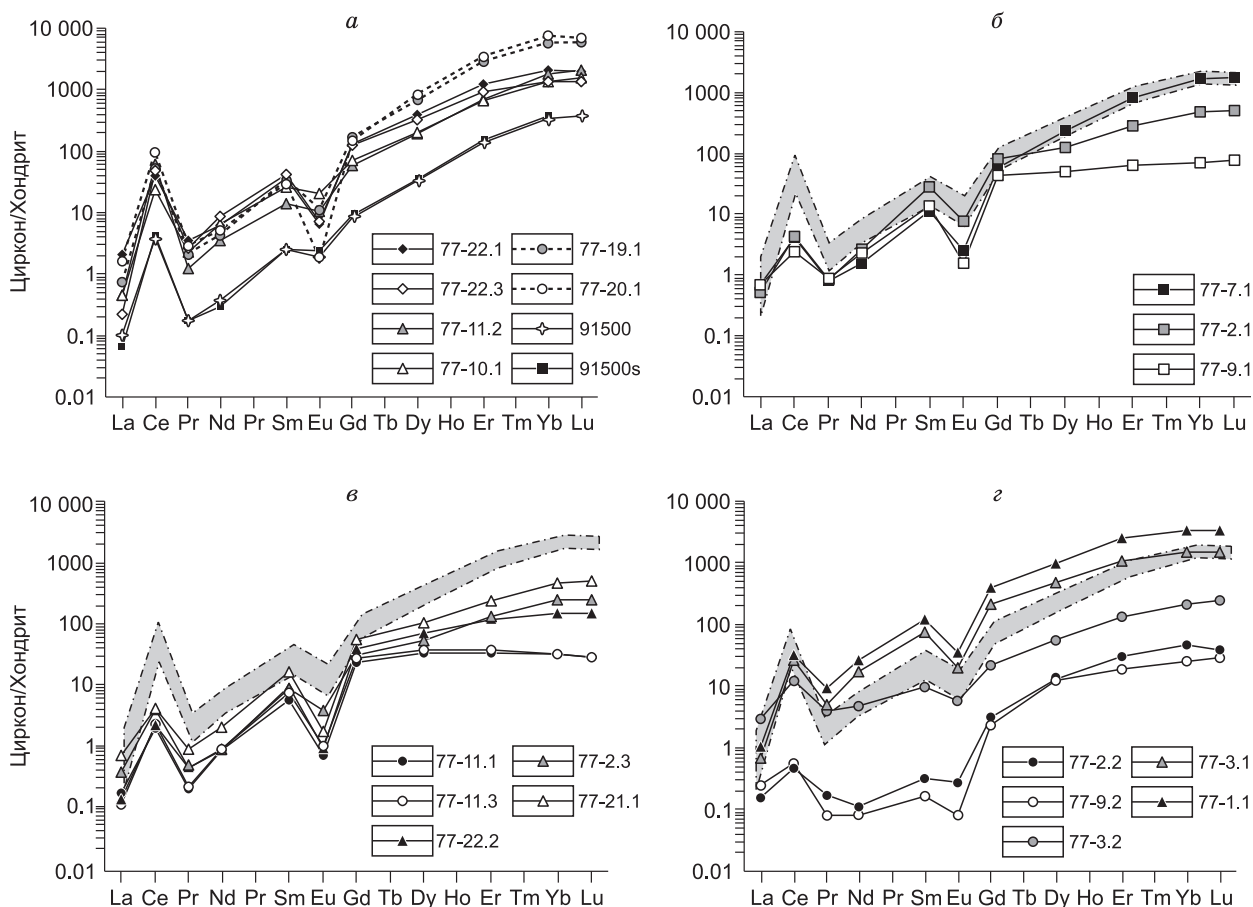


Рис. 3. Распределение РЗЭ в цирконе из гиперстенового гнейса.

а — ядра с реликтами зональности, *б* — незональные темные в КЛ ядра, *в* — оболочки, *г* — внешние каймы и длиннопризматические кристаллы.

Для сравнения штриховым контуром показано распределение РЗЭ для ядер с реликтами зональности. Нормировано по хондриту [Boynnton, 1984]. Номера точек соответствуют табл. 2.

Оболочки с секториальной или планарной зональностью, а также зерна циркона с широкими ростовыми зонами по концентрациям U (164—711 г/т) и Th (41—296 г/т) и величинам Th/U (0.19—0.47) обнаруживают сходство с темными, незональными в КЛ оболочками. Этот тип оболочек в наибольшей степени обеднен легкими ($Se_n = 1.9—2.2$) и тяжелыми ($(Lu/Gd)_n = 1.1—1.2$) редкоземельными элементами (см. рис. 3, *в*), что наряду с характером зональности свидетельствует в пользу их образования при высокоградном метаморфизме.

Тонкие внешние каемки, белые или реже темные в КЛ, имеют минимальные концентрации Th (1—54 г/т), сильно варьирующие U (22—1083 г/т) и крайне низкие Th/U отношения (0.01—0.05), что типично для цирконов, образующихся в условиях гранулитового метаморфизма. Содержание РЗЭ резко снижено в белых в КЛ каймах, для которых характерным является пологий спектр в области легких лантаноидов со слабо выраженными Ce аномалиями ($Ce/Ce^* = 2.8—4.0$), а также пониженное $(Lu/Gd)_n$ (12.2—12.4) (см. рис. 3, *г*). При росте концентраций РЗЭ в темных в КЛ каймах характер спектров сохраняется ($Ce/Ce^* = 3.6$; $(Lu/Gd)_n = 11$).

Длиннопризматические кристаллы циркона с осцилляторной зональностью обладают высокими концентрациями тяжелых РЗЭ (Yb_n — 1000—10 000 хондритовых уровней), но низким $(Lu/Gd)_n$ (7—8), что обусловлено повышенным содержанием Gd (см. рис. 3, *г*). По характеру распределения РЗЭ они обнаруживают большее сходство с цирконами магматического происхождения. В отличие от метаморфогенных оболочек и кайм призматические кристаллы имеют повышенные концентрации Th (257—533 г/т) и высокое Th/U (1.1—1.7).

Таким образом, на основании внутреннего строения и особенностей состава могут быть выделены три генерации циркона. К первой генерации относятся ядра с реликтами зональности, по характеру рас-

пределения РЗЭ соответствующие цирконам магматического происхождения. Формирование широких оболочек и темных, незональных в КЛ ядер, отчетливо обедненных легкими и тяжелыми лантаноидами, вероятно, связано с ростом и рекристаллизацией циркона при метаморфизме. В сходных условиях, судя по характеру распределения РЗЭ, формировались оболочки и ядра с секториальной и планарной зональностью, что позволяет отнести их также к метаморфогенной генерации циркона. Более поздняя метаморфогенная генерация циркона представлена тонкими внешними каймами. Отдельной разновидностью являются длиннопризматические кристаллы циркона, которые судя по морфологии, осцилляторной зональности и характеру распределения РЗЭ, кристаллизовались из расплава.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Рb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ГИПЕРСТЕНОВОГО ГНЕЙСА

Циркон из гиперстенового гнейса характеризуется широким диапазоном возрастных значений в интервале от ~3.4 до 1.8 млрд лет (табл. 3; рис. 4). Всю совокупность полученных данных можно разделить на три группы, соответствующие генерациям циркона, выделенным по характеру зональности и составу. К первой группе (3.4—3.1 млрд лет) относятся ядра с реликтами зональности. Только по одному ядру (22.3) получено субконкордантное значение возраста 3366 ± 7 млн лет. Пять ядер характеризуются значениями в интервале 3.16—3.2 млрд лет, для трех из них возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией оценивается 3158 ± 15 млн лет (СКВО = 1.0) (см. рис. 4, врезка). Учитывая характер распределения РЗЭ и слабую зональность ядер, полученные значения возраста следует рассматривать как время кристаллизации магматического циркона, унаследованного от породы-протолита. Дальнейшая интерпретация этих данных зависит от того, какой протолит имел гиперстеновый гнейс: магматический или осадочный.

Преобладающими для датированных цирконов являются значения возраста в интервале 3.06—2.68 млрд лет, полученные по оболочкам, незональным, темным в КЛ ядрам и многоплоскостным зональным кристаллам. Для большинства точек (17 точек), представляющих незональные в КЛ ядра, зональные многоплоскостные кристаллы и оболочки, построена дискордия с верхним пересечением, отвечающим 3027 ± 17 млн лет (СКВО = 1.5) (рис. 5, а) Нижнее пересечение дискордии с конкордией — 1867 ± 29 млн лет соответствует возрасту внешних, тонких кайм и длиннопризматических кристаллов, что свидетельствует о нарушении изотопной системы архейских цирконов в результате палеопротерозойского метаморфизма. Дискордия, построенная только для многоплоскостных кристаллов с планарной и секториальной зональностью и зональных оболочек (8 точек), по верхнему пересечению дает зна-

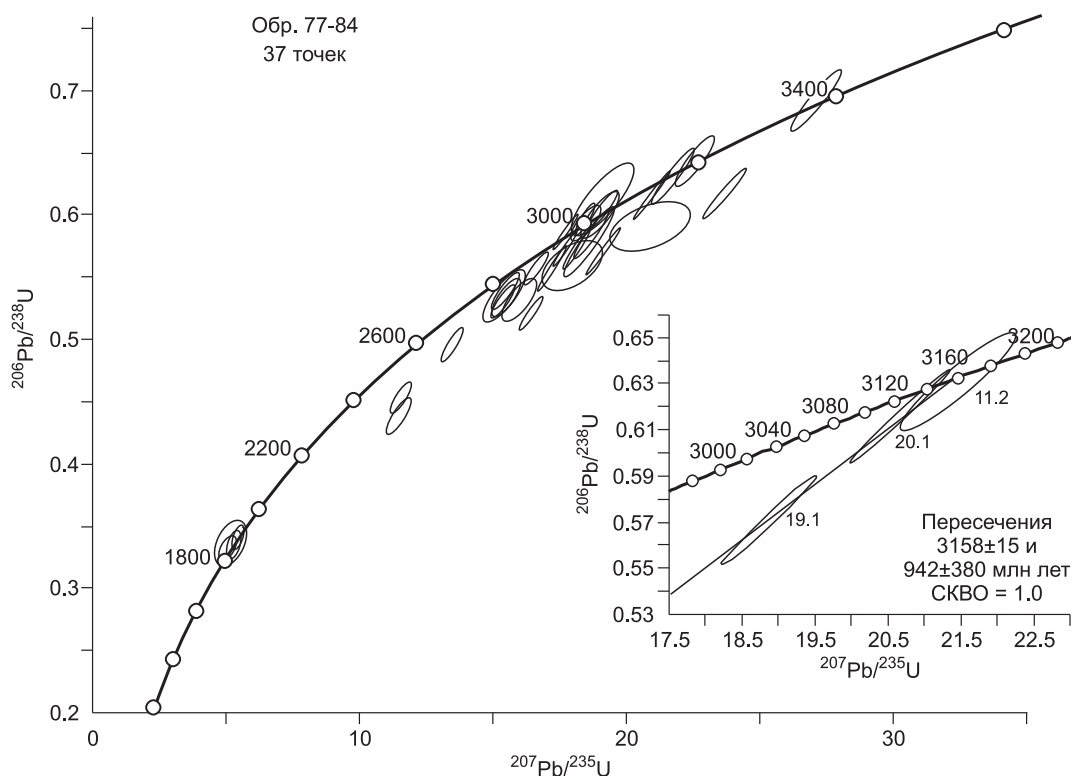


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для всех цирконов из гиперстенового гнейса.

Таблица 3. U-Rb изотопные данные для цирконов из гипертенового гнейса Иркутного блока, Шарьжалгайский выступ

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет		D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Rho
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$										
1		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
77.1.1p	0.06	235	533	2.35	68.8	1889±19	1857±16	-2	2.936	1.1	0.1136	0.91	5.33	1.5	0.3406	1.1	0.785
77.2.1c*	0.06	641	76	0.12	292.0	2741±24	2887±11	5	1.887	1.1	0.2077	0.66	15.17	1.2	0.5298	1.1	0.849
77.2.2r	0.66	22	0	0.01	6.5	1867±34	1810±73	-3	2.973	2.1	0.1106	4.00	5.12	4.5	0.3360	2.1	0.466
77.2.3m	0.02	164	41	0.26	78.8	2862±34	3056±32	7	1.789	1.5	0.2306	2	17.78	2.5	0.559	1.5	0.594
77.3.1p	0.31	246	257	1.08	71.3	1872±19	1848±24	-1	2.967	1.2	0.1130	1.3	5.25	1.8	0.3369	1.2	0.654
77.3.2r	0.11	1083	54	0.05	305.0	1825±17	1844±9	1	3.056	1.0	0.11276	0.49	5.09	1.2	0.3272	1.0	0.903
77.4.1c	0.02	675	296	0.45	351.0	3052±26	3029±4.9	-1	1.652	1.1	0.22672	0.30	18.93	1.1	0.6054	1.1	0.962
77.4.2c	0.05	219	99	0.47	107	2904±33	3054±7.5	5	1.757	1.4	0.2302	0.47	18.07	1.5	0.5692	1.4	0.949
77.5.1c*	0.01	1941	165	0.09	978.0	2975±25	2954±3.1	-1	1.705	1.0	0.21633	0.19	17.50	1.1	0.5866	1.0	0.983
77.6.1c*	0.01	683	230	0.35	348.0	3001±25	3003±11	0	1.687	1.1	0.2230	0.69	18.23	1.3	0.5929	1.1	0.836
77.7.1c*	0.01	1746	162	0.10	857	2912±24	3029±4.2	4	1.751	1.0	0.22672	0.26	17.85	1.1	0.5709	1.0	0.696
77.8.1c*	0.16	168	67	0.41	87.2	3036±30	3028±13	0	1.661	1.2	0.2266	0.79	18.79	1.5	0.6014	1.2	0.842
77.8.2m	0.03	711	133	0.19	318.0	2702±23	3023±5.2	12	1.920	1.0	0.22589	0.32	16.22	1.1	0.5206	1.0	0.956
77.9.1c*	0.08	325	63	0.20	149.0	2757±25	2889±16	5	1.873	1.1	0.2079	1.00	15.29	1.5	0.5336	1.1	0.749
77.9.2r	0.23	42	1	0.02	11.8	1834±26	1796±42	-2	3.037	1.7	0.1098	2.3	4.98	2.9	0.3291	1.7	0.581
77.10.1c	0.03	123	157	1.31	68.2	3202±32	3193±10	0	1.554	1.3	0.2513	0.63	22.29	1.4	0.6433	1.3	0.898
77.11.1m	0.06	172	41	0.25	79.8	2776±26	2873±11	3	1.857	1.2	0.2059	0.65	15.28	1.3	0.5383	1.2	0.874
77.11.2c	0.03	620	330	0.55	336	3155±34	3164±8.1	0	1.584	1.4	0.2467	0.51	21.47	1.5	0.6313	1.4	0.938
77.11.3m	0.09	179	41	0.24	94.5	3079±47	3006±23	-2	1.633	1.9	0.2235	1.4	18.87	2.4	0.612	1.9	0.808
77.12.1c*	0.02	1227	59	0.05	604.0	2920±25	2989±3.9	2	1.745	1.0	0.22107	0.24	17.47	1.1	0.5731	1.0	0.974
77.13.1c	0.04	381	123	0.33	194.0	2994±27	3050±8	2	1.692	1.1	0.2297	0.50	18.72	1.2	0.5910	1.1	0.912
77.14.1c*	0.13	576	287	0.51	225.0	2408±22	2675±9	11	2.207	1.1	0.18243	0.54	11.39	1.2	0.4528	1.1	0.895
77.15.1c*	0.00	413	129	0.32	175.0	2592±24	2780±9.7	7	2.021	1.1	0.1944	0.59	13.26	1.3	0.4949	1.1	0.881
77.16.1c*	0.01	685	122	0.18	328.0	2853±24	2934±7.7	3	1.796	1.0	0.2137	0.48	16.40	1.2	0.5568	1.0	0.911
77.17.1r	0.37	95	90	0.99	27.6	1875±25	1872±30	0	2.963	1.5	0.1145	1.7	5.33	2.3	0.3375	1.5	0.674
77.18.1c*	0.08	324	107	0.34	148	2745±32	2947±17	7	1.883	1.4	0.2154	1	15.77	1.7	0.531	1.4	0.809
77.19.1c*	0.02	1055	262	0.26	518	2911±33	3119±3.4	7	1.752	1.4	0.23978	0.22	18.87	1.4	0.5708	1.4	0.988
77.20.1c*	0.02	1940	1747	0.93	1030	3093±33	3144±3.1	2	1.624	1.3	0.24358	0.2	20.68	1.4	0.6157	1.3	0.990
77.21.1m	0.06	262	69	0.27	133	2984±34	2985±8.4	0	1.698	1.4	0.2206	0.52	17.91	1.5	0.5888	1.4	0.937
77.22.1c	0.03	1068	570	0.55	567	3102±33	3328±5.1	7	1.618	1.3	0.27387	0.32	23.33	1.4	0.6179	1.3	0.972
77.22.2m	0.02	331	64	0.20	168	2990±34	3205±42	7	1.694	1.4	0.2533	2.6	20.61	3	0.5902	1.4	0.468
77.22.3c	0.04	229	227	1.02	136	3387±37	3366±7	-1	1.447	1.4	0.2806	0.45	26.74	1.5	0.6912	1.4	0.953
77.23.1r	0.11	76	20	0.27	34.9	2760±35	2879±21	4	1.871	1.6	0.2066	1.3	15.22	2	0.5344	1.6	0.772
77.23.2m*	0.01	1282	222	0.18	612	2846±31	2989±4.1	5	1.802	1.3	0.22111	0.26	16.92	1.4	0.5551	1.3	0.982
77.24.1c*	0.07	385	140	0.38	145	2341±28	2722±14	16	2.284	1.4	0.1876	0.85	11.33	1.7	0.4378	1.4	0.856
77.24.2m*	0.11	445	89	0.21	225	2978±37	3040±7.8	2	1.703	1.6	0.2283	0.49	18.48	1.6	0.5871	1.6	0.954
77.25.1m	0.19	183	55	0.31	91	2938±34	3049±9.9	4	1.732	1.4	0.2295	0.62	18.27	1.6	0.5773	1.4	0.919

Примечание. C — ядро, с* — темное в К/Т ядро, m — оболочка, r — внешняя кайма, p — длиннопризматический кристалл.

Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.65%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{206}Pb . D — дискордантность, отрицательные величины — обратнодискордантные возрасты. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

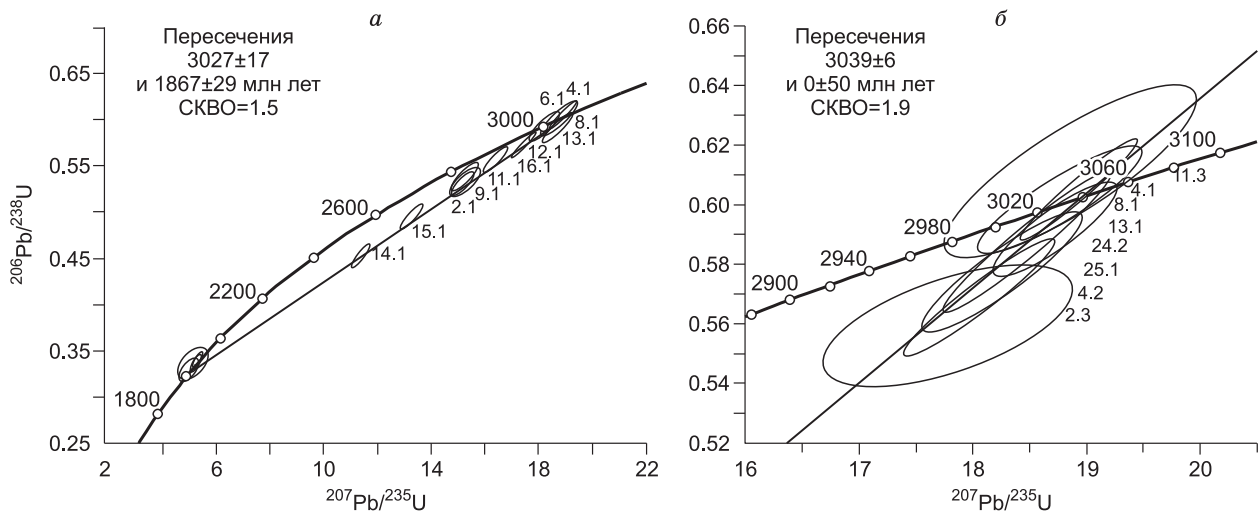


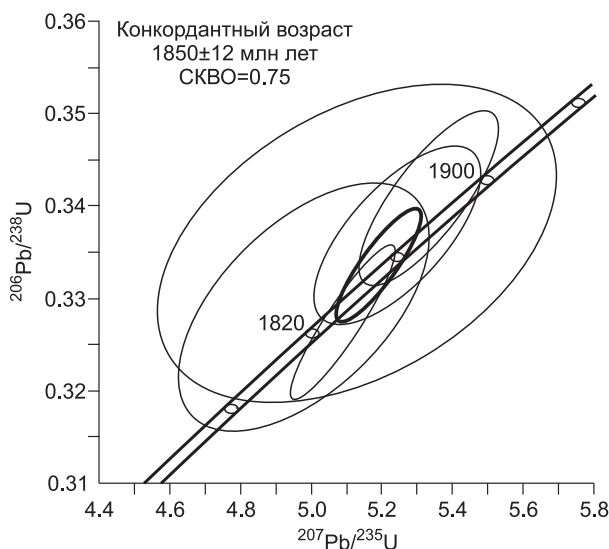
Рис. 5. Диаграммы с конкордией для мезоархейской метаморфогенной генерации циркона из гиперстенового гнейса.

чение возраста 3039 ± 6 млн лет (СКВО = 1.9) (см. рис. 5, б). Эти возрасты перекрываются в пределах ошибки и характеризуют метаморфогенную генерацию циркона, выделенную на основании характера зональности и распределения РЗЭ.

Тонкие внешние каймы и длиннопризматические кристаллы с осцилляторной зональностью имеют конкордантный возраст 1850 ± 12 млн лет (СКВО = 0.75) (рис. 6), что в пределах ошибки соответствует нижнему пересечению дискордии для метаморфогенных оболочек и переработанных ядер. Этот возраст согласуется с ранее полученными оценками времени палеопротерозойского метаморфизма [Бибикова, 1989; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация U-Pb изотопных данных. В высокоградных метаморфических породах, как правило, циркон характеризуется наличием ядер, унаследованных от породы-протолита и одной или нескольких оболочек и кайм, образующихся в результате роста или перекристаллизации, связанных с более поздними процессами метаморфизма и частичного плавления. Поэтому для корректной интерпретации результатов, полученных с использованием высокоразрешающих методов U-Pb датирования, принципиальное значение имеет выделение генераций циркона, соответствующих различным стадиям эволюции метаморфической породы.



Наиболее раннюю генерацию циркона в гиперстеновом гнейсе представляют ядра, содержащиеся в призматических зернах со сглаженными вершинами и ребрами и всегда окруженные широкими оболочками с различным характером зональности. Ядра только в немногих случаях сохраняют реликты осцилляторной зональности, но даже в случае отсутствия зональности характеризуются распределением РЗЭ, типичным для цирконов, кристаллизующихся из расплава. Это обстоятельство не оставляет сомнений в том, что ядра представляют собой магматическую генерацию циркона, унаследованную от породы-протолита. При малом количестве изотопных данных разновозрастность ядер допускает две

Рис. 6. Диаграмма с конкордией для палеопротерозойских цирконов из гиперстенового гнейса.

возможных интерпретации. Вероятно, нельзя полностью исключить первично осадочное происхождение гиперстенового гнейса, который мог представлять осадочно-вулканогенную породу или вулканомиктовую граувакку. В этом случае результаты датирования отражают разновозрастность источников детритового материала, и минимальный возраст ядер (~3.16 млрд лет) служит оценкой нижней временной границы осадконакопления. Если протолитом гиперстенового гнейса была магматическая порода, диапазон возрастов ядер (3.4—3.16 млрд лет) может быть следствием их частичного преобразования при неоднократном метаморфизме. В пользу этого свидетельствуют широкие вариации их Th/U отношения (0.2—1.3), что считается характерным для цирконов, испытавших метаморфическое преобразование [Harley et al., 2007]. Важно отметить, что близкий диапазон возрастов ядер циркона (3.4—3.2 млрд лет) был установлен и для двупироксенового гранулита [Poller et al., 2005], который, как и изученный нами гиперстеновый гнейс, имеет андезитовый состав. Возраст наиболее древних ядер из двупироксенового гранулита по верхнему пересечению дискордии с конкордией оценен в 3390 ± 35 млн лет и рассматривается, исходя из наличия ростовой зональности, как время образования магматического протолита [Poller et al., 2005]. Учитывая эти результаты, магматическое происхождение изученного нами гиперстенового гнейса представляется наиболее вероятным, а, следовательно, возраст его протолита составляет ≥ 3.16 млрд лет. Независимо от принятой интерпретации результаты датирования ядер магматического происхождения подтверждают наличие в юго-восточной части Иркутского блока реликтов палеоархейской коры, представленной породами магматического генезиса или продуктами их эрозии.

При интерпретации полученных данных принципиальным является обоснование метаморфогенной природы цирконов мезоархейского возраста. Ранее одним из признаков метаморфогенного циркона считалось его низкое (< 0.1) Th/U отношение [Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000]. Однако исследованиями последних лет показано, что цирконы, образующиеся при метаморфизме, сильно варьируют по величине Th/U отношения и далеко не всегда отличаются по этому параметру от магматических [Möller et al., 2003; Kelly, Harley, 2005]. В ряде случаев для рекристаллизованных цирконов и цирконов, рост которых связан с высокотемпературным метаморфизмом, напротив, установлено высокое Th/U отношение, в том числе > 1 [Harley et al., 2007]. Важным признаком метаморфического циркона служит характер зональности. В отличие от магматического, циркон, образующийся при высокотемпературном метаморфизме, часто лишен зональности в КЛ, реже имеет секториальную или планарную зональность [Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Corfu et al., 2003; Kelly, Harley, 2005]. Наконец, метаморфические цирконы отличает иной характер спектров РЗЭ, обусловленный различной степенью обеднения легкими и тяжелыми лантаноидами, что связано с вытеснением этих элементов из структуры циркона при субсолидусной рекристаллизации или с ростом циркона одновременно или после таких минеральных фаз, как гранат, монацит и плагиоклаз, концентрирующими тяжелые и легкие лантаноиды и европий соответственно [Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Rubatto, 2002; Kelly, Harley, 2005; Федотова и др., 2008; Туркина и др., 2009]. Совокупность перечисленных признаков позволяет заключить, что все исследованные оболочки с различными видами зональности или незональные следует относить к метаморфогенной генерации циркона. Судя по большинству критериев, прежде всего особенностям распределения РЗЭ, метаморфической рекристаллизации подвергались и темные, незональные в КЛ ядра. Такую же природу имеют и многоплоскостные кристаллы циркона с планарной и секториальной зональностью.

Рост и преобразование циркона при метаморфизме может происходить в широком диапазоне *P-T* условий, соответствующих прогрессивной и регрессивной стадиям [Hoskin, Schaltegger, 2003; Harley et al., 2007]. При метаморфизме имеет место растворение/повторный рост, перекристаллизация циркона в твердофазном состоянии и/или при взаимодействии с флюидом или расплавом. Сложная многоэтапная эволюция, очевидно, является главной причиной широкого диапазона возрастных значений для цирконов, образующихся при высокоградном метаморфизме. В этой связи диапазон возрастных значений (3.06—2.68 млрд лет), полученных для метаморфогенной генерации циркона, вероятно, связан с воздействием на циркон более позднего палеопротерозойского метаморфизма, поскольку дискордия, построенная по незональным ядрам и оболочкам, имеет нижнее пересечение с конкордией ~1.87 млрд лет. Как уже отмечалось, формирование многоплоскостных кристаллов циркона с секториальной и планарной зональностью может происходить в условиях гранулитовой фации при субсолидусном росте или в присутствии расплава [Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Kelly, Harley, 2005], тогда как незональные в КЛ оболочки скорее образуются на поздней регрессивной стадии в присутствии флюида. Следовательно, в качестве наиболее вероятной оценки времени метаморфизма может быть принят возраст 3039 ± 6 млн лет, полученный для многоплоскостных зональных кристаллов, образовавшихся в близких к пиковым условиям. Формирование незональных ядер и оболочек, вероятно, связано с рекристаллизацией циркона под действием флюидной фазы на регрессивной стадии метаморфизма, о влиянии флюида свидетельствуют сильно варьирующие и повышенные концентрации U (76—1940 г/т).

Отчетливое обеднение как легкими, так и тяжелыми лантаноидами в метаморфогенной генерации циркона по сравнению с ядрами магматического происхождения позволяет косвенно судить об условиях мезоархейского метаморфизма. Вариации в содержании РЗЭ, наиболее часто выражающиеся в деплетировании этими элементами, являются характерной чертой цирконов, образующихся при высокотемпературном метаморфизме в условиях гранулитовой фации [Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Rubatto, 2002; Kelly, Harley, 2005; Федотова и др., 2008]. Особенности распределения лантаноидов в мезоархейских цирконах в сочетании с зональностью части оболочек и многоплоскостных кристаллов, указывающей на их рост в присутствии расплава, позволяют сделать вывод о высокотемпературном характере мезоархейского метаморфизма.

Циркон, который был образован на палеопротерозойском этапе, представлен тонкими внешними каймами, ширина которых увеличивается на вершинах зерен, и длиннопризматическими кристаллами с осцилляторной зональностью. Если образование кайм связано с субсолидусной рекристаллизацией, о чем свидетельствуют неровные границы с более ранней генерацией циркона, а также обеднение РЗЭ, то рост кристаллов «магматического» облика, очевидно, происходил из расплава, т.е. метаморфизм сопровождался частичным плавлением. Отсутствие различий по возрасту двух типов циркона обусловлено сближенностью этих процессов во времени.

Таким образом, возраст магматического протолита гиперстенового гнейса составляет ≥ 3.16 млрд лет. Выделяются два этапа высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма: мезоархейский (~ 3.04 млрд лет) и палеопротерозойский (~ 1.85 млрд лет).

Архейские магматические и метаморфические события в формировании коры Шарыжалгайского выступа. Новые U-Pb изотопные данные по циркону из гиперстенового гнейса в сочетании с ранее полученными результатами [Poller et al., 2005] подтверждают представление о наличии реликтов палеоархейских пород среди гранулитов Шарыжалгайского выступа. О латеральном распространении этой древнейшей коры в Иркутном блоке позволяют судить Sm-Nd изотопные характеристики гиперстенсодержащих и биотитовых гнейсов метавулканогенной ассоциации. Эти породы имеют широкий диапазон модельного Nd возраста от 2.9 до 3.6 млрд лет [Туркина, 2010]. Максимальную величину 3.6 млрд лет имеет датированный образец, тогда как подавляющая часть гнейсов, относящихся к западной части разреза по КБЖД, характеризуется $T_{Nd}(DM)$ от 2.9 до 3.3 млрд лет. Изотопные Sm-Nd данные указывают на вклад древней коры в образование их протолитов, минимальный возраст этой коры, исходя из диапазона $T_{Nd}(DM)$, составляет 3.3 млрд лет. Таким образом, палеоархейская кора имеет большее латеральное распространение в Иркутном блоке, чем выходы датированных гнейсов. Это заключение коррелирует с представлением о том, что коровые блоки с возрастом более 3 млрд лет составляют более половины ($\sim 60\%$) объема кратонов [Добрецов и др., 2001]. Вместе с тем в отличие от гранит-зеленокаменных блоков (Булунский и Онотский) северо-западной части Шарыжалгайского выступа, где широко распространены палеоархейские (3.3—3.4 млрд лет) гнейсы и гранитоиды [Бибикова и др., 2006; Туркина и др., 2009а], среди высокометаморфизованных комплексов Иркутного блока пока имеются только единичные находки палеоархейских пород. Несмотря на близость по возрасту, состав палеоархейских гнейсов резко различается. В гранит-зеленокаменных блоках преобладают типичные для архея гнейсы и гранитоиды тоналит-трондъемитового состава. Они характеризуются сильно фракционированным распределением РЗЭ и высокими $(La/Yb)_n$ (20—66) и Sr/Y (26—135) отношениями, что определяет образование исходных расплавов преимущественно из мафических источников при $P \geq 15$ кбар с отделением гранатсодержащего рестита [Ножкин и др., 2000; Туркина и др., 2009а]. Палеоархейские гнейсы Иркутного блока имеют андезитовый состав, и исследованный нами образец гиперстенового гнейса характеризуется умеренно фракционированным распределением лантаноидов и низкими $(La/Yb)_n$ (6.3) и Sr/Y (13.7) отношениями. Образование протолитов этих пород, скорее, было связано с дифференциацией мафического расплава или плавлением базитов при низком давлении.

Резко различны и рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоках. Наиболее ранний метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизация в гнейсах Булунского блока произошли ~ 3.2 млрд л.н. [Туркина и др., 2009а], а более поздний метаморфизм, отчетливо проявленный в отложениях зеленокаменных поясов, и становление постколлизийных гранитов относятся к палеопротерозойскому этапу (~ 1.88 — 1.86 млрд лет) [Донская и др., 2002; Туркина, Ножкин, 2008]. Время ранних высокотемпературных метаморфических преобразований гиперстеновых гнейсов Иркутного блока составляет ~ 3.04 млрд лет. Кроме того, в гранулитах Иркутного блока и зоны его сочленения с Китайским широко проявлен неархейский этап метаморфизма (2.55—2.6 млрд лет) [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2009б] и сопряженного гранитообразования (~ 2.55 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007]. Интересно отметить, что как нашими исследованиями, так и в работе [Poller et al., 2005] не выявлено метаморфических преобразований этого времени в изотопных системах цирконов из гнейсов, имеющих протолиты палеоархейского возраста. Наконец, поздний гранулитовый метаморфизм и образование гранитов произошли во временном интервале 1.88—

1.85 млрд лет. Различие в рубежах проявления метаморфизма, очевидно, свидетельствует о независимой тектонотермальной и геодинамической эволюции коры гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоков на протяжении архея. Таким образом, расширение базы изотопно-геохронологических данных не опровергает ранее сделанного вывода о том, что аккреционно-коллизийное сочленение блоков различной природы произошло только в палеопротерозойское время [Rosen, Turkina, 2007].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение внутреннего строения и состава циркона из гиперстеновых гнейсов и его U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) подтвердило наличие палеоархейской коры в Иркутском блоке (Шарыжалгайский выступ юго-западной окраины Сибирского кратона). В гиперстеновом гнейсе выделены три разновозрастные генерации циркона. Ядра с реликтами ростовой зональности представляют раннюю магматическую генерацию циркона, возраст которой составляет ≥ 3.16 млрд лет. На основании полученных данных и результатов, опубликованных в работе [Poller et al., 2005], предполагается, что протолитом гнейсов и гранулитов андезитового состава служили магматические породы с возрастом ~ 3.4 млрд лет. Оболочки с различным характером зональности, многоплоскостные кристаллы и темные, незональные в КЛ ядра на основании особенностей распределения РЗЭ относятся к метаморфогенной генерации циркона. Их возраст ~ 3.04 млрд лет отвечает времени мезоархейского высокотемпературного метаморфизма. Наиболее поздней генерацией циркона являются тонкие внешние каймы и длиннопризматические кристаллы с осцилляторной зональностью, формирование которых связано с палеопротерозойским (~ 1.85 млрд лет) этапом гранулитового метаморфизма и частичного плавления. Таким образом, протолиты гиперстеновых гнейсов испытали двукратный высокотемпературный метаморфизм в мезоархее и палеопротерозе.

Различные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в гранулитогнейсовых (~ 3.04 и 2.55—2.6 млрд лет) и гранит-зеленокаменных (~ 3.2 млрд лет) блоках Шарыжалгайского выступа отражают независимую тектонотермальную и геодинамическую эволюцию коры этих структур до финальной амальгамации в палеопротерозе (1.88—1.85 млрд лет).

Авторы признательны Е.Н. Лепехиной (ЦИИ ВСЕГЕИ), выполнившей U-Pb датирование циркона, и Т.Е. Салтыковой (ВСЕГЕИ) за содействие в проведении изотопно-геохронологических исследований. Благодарим С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за помощь в исследовании циркона. Конструктивные замечания А.Б. Котова способствовали улучшению данной работы.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант 09-05-00382), государственного контракта № 02.740.11.0328 и контракта РОСНЕДРА № АЛ-02-06/35.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука, 1989, 179 с.

Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирилова 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., Складарев 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.

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

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

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

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

Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 200 с.

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 мета-

морфизма 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.

Соболев А.В., Мигдисов А.А., Портнягин М.В. Распределение примесных элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом: по данным исследования расплавных включений в минералах массива Троодос, о. Кипр // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 326—336.

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

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неархейских магматических и метаморфических событий // Докл. РАН, 2009б, т. 429, № 4, с. 527—533.

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

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 980—997.

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 complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—861.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Miner. Geochem. Mineralogical Society of America. Washington, D.C. 2003, v. 53, p. 469—495.

Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behaviour and the thermal history of mountain chains // Element, 2007, v. 3, p. 25—30.

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

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorphic Geol., 2000, v. 18, p. 423—439.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Miner. Geochem. Mineralogical Society of America. Washington, D.C. 2003, v. 53, p. 27—62.

Kelly N.M., Harley S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archean history of the Napier Complex, east Antarctica // Contr. Miner. Petrol., 2005, v. 149, p. 57—84.

Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway) // Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures / Eds. D. Vance, W. Müller, I.M. Villa. Geological Society of London Special Publication, 2003, v. 220, p. 65—81.

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 // Precamb. Res., 2005, v. 136, p. 353—368.

Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rock assemblages of the Siberian craton // Earth's Oldest Rocks / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 793—838.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chemical Geol., 2002, v. 184, p. 123—138.

Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 134, p. 186—201.

Vavra G., Gebauer D., Schmidt R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 122, p. 337—358.

*Поступила в редакцию 14 октября 2009 г.,
после доработки — 4 мая 2010 г.*