

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42:552.5

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРОТОЛИТОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ
КАЛЬЦИФИРОВ ИРКУТНОГО БЛОКА
(Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы)

Л.Н. Урманцева¹, О.М. Туркина^{1,3}, И.Н. Капитонов²

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

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

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены результаты исследования высокометаморфизованных силикатно-карбонатных пород (кальцифиров) из Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона). На основании характеристик пород и данных по U-Pb возрасту, содержанию редкоземельных элементов и Hf изотопному составу циркона из кальцифиров установлено их происхождение и время образования. Кальцифиры формируют как самостоятельные фрагменты разреза, так и прослои в толще палеопротерозойских гранатосодержащих и высокоглиноземистых (кордиерит- и sillimanитсодержащих) гнейсов. Они образовались в результате метаморфизма терригенно-карбонатных осадков. Терригенная составляющая осадков соответствует породам различной степени зрелости — от аренитов и вакков до глинистых пород, что находится в соответствии с реконструкцией осадочных протолитов парагнейсов, доминирующих в метасадочной толще. Петрогеохимические особенности кальцифиров и распределение в них РЗЭ с повышенными концентрациями легких лантаноидов по сравнению с «чистыми» карбонатными породами и отчетливой европиевой аномалией были унаследованы от терригенной примеси в составе известково-силикатных осадков. Диапазон модельного Nd возраста (2.4—2.7 млрд лет) кальцифиров и величины $T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st}) = 2.5\text{—}3.0$ млрд лет для циркона из этих пород свидетельствуют о том, что карбонатонакопление сопровождалось поступлением терригенного материала, сформированного при эрозии коры как архейского, так и палеопротерозойского возраста. Циркон из кальцифиров по особенностям распределения РЗЭ и величинам Th/U отношения сопоставим с метаморфогенными цирконами. Предполагается, что исходно он имел детритовое происхождение и был перекристаллизован при высокотемпературном метаморфизме. Время метаморфизма терригенно-силикатных пород составляет ~ 1.87 млрд лет, что согласуется с ранее полученными оценками времени метаморфизма терригенных пород (1.85—1.86 млрд лет) и возрастом бадделита из апокарбонатных метасоматитов (1.86 млрд лет).

Кальцифиры, геохимия, изотопный состав, циркон, U-Pb возраст, Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон.

PROTOLITHS OF PALEOPROTEROZOIC CALCIPHYRES FROM THE IRKUT BLOCK
(Sharyzhalgai uplift of the Siberian craton): COMPOSITION AND ORIGIN

L.N. Urmantseva, O.M. Turkina, and I.N. Kapitonov

The paper presents data on high-grade silicate-carbonate rocks (calciphyres) from the Irkut block (Sharyzhalgai uplift, southwestern Siberian craton). Their origin and age were determined from the rock characteristics, U-Pb dating, REE content, and Hf isotope composition of zircon. The calciphyres occur both as independent section fragments and as interbeds within Paleoproterozoic garnet-bearing and alumina-rich (cordierite- and sillimanite-containing) gneisses. They were produced by metamorphism of terrigenous-carbonate sediments. The terrigenous component ranges in maturity from arenites and wackes to argillaceous rocks; this is consistent with the reconstruction of the sedimentary protoliths of paragneisses, which are predominant in the metasedimentary unit. The geochemical features of the calciphyres, their LREE enrichment relative to “pure” carbonate rocks, and a distinct Eu anomaly were inherited from the terrigenous component of calc-silicate sediments. The Nd model age (2.4–2.7 Ga) of the calciphyres and the value $T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st}) = 2.5\text{—}3.0$ Ga for zircon from these rocks indicate that carbonate accumulation was accompanied by the supply of terrigenous material, which formed dur-

ing the erosion of Archean and Paleoproterozoic crust. Zircon from the calciphyres is similar to metamorphic zircon in REE patterns and Th/U ratios. It might have been of detrital origin and then recrystallized during high-temperature metamorphism. Terrigenous-silicate rocks were metamorphosed at ~1.87 Ga. This is close to the previous age estimates for the terrigenous-rock metamorphism (1.85–1.86 Ga) and the age of baddeleyite from apocarbonate metasomatic rocks (1.86 Ga).

Calciphyres, geochemistry, isotopic composition, zircon, U–Pb age, Sharyzhalsky uplift, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Раннедокембрийские метаосадочные комплексы широко представлены в составе гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоков древних кратонов и, как правило, включают в себя наряду с высокоглиноземистыми и гранат-биотитовыми гнейсами, протолитами которых служили терригенные осадки, карбонатные или известково-силикатные породы (мраморы и кальцифиры). В пределах Сибирского кратона метакарбонатные породы широко распространены в халчанской серии Анабарского щита, являются важным компонентом гранулитовых комплексов Центрально-Алданского блока Алданского щита, а также высокометаморфизованных отложений Иркутского блока Шарыжалгайского выступа. Метакарбонатные породы установлены в пределах Украинского и Балтийского щитов, древних кратонов Австралии, Африки и в других регионах мира. Появление значительной доли карбонатных пород в осадочных разрезах раннего докембрия отражает особенности условий осадконакопления и может служить для реконструкции обстановок седиментации.

Изследование высокометаморфизованных ассоциаций терригенных и карбонатных пород позволяет получить информацию об их происхождении, особенностях седиментации и в более широком плане о палеогеодинамических условиях образования раннедокембрийских комплексов. Вместе с тем происхождение метасиликатно-карбонатных пород (кальцифиров) остается дискуссионным. Неоднозначной представляется и природа кальцифиров Иркутского блока, которые рассматриваются и как продукты метаморфизма известково-силикатных осадочных пород [Геология..., 1981], и как результат метасоматоза карбонатных пород на контакте с алюмосиликатными породами [Левицкий, 2005]. В этой связи актуальным является решение задачи о происхождении ассоциации метакарбонатных и метатерригенных пород раннедокембрийских гранулитовых комплексов на примере шарыжалгайского метаморфического комплекса юго-западной окраины Сибирского кратона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание петрогенных и редких элементов в породах определено методами РФА и ICP-MS в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Погрешности определения методом РФА не превышают 5 отн. %. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 г/т. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %.

Изотопно-геохронологические исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Датирование циркона проведено на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II. Методика датирования и обработки результатов аналогичны описанной в работе [Williams, 1998]. Для анализа внутреннего строения зерен циркона использовалось катодолюминесцентное изображение (КЛИ). Определение редкоземельных элементов в цирконе проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II по методике, опубликованной в статье [Hoskin, Ireland, 2000]. В качестве стандарта использовано стекло NIST-611.

Изотопный состав гафния в цирконе определен при помощи системы лазерной абляции (LA MC ICP-MS) с ультрафиолетовым лазером (New Wave DUV-193) и масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ThermoFinnigan Neptune) [Griffin et al., 2000]. Величины ϵ_{Hf} циркона рассчитаны относительно хондритового резервуара с отношениями $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997], ввиду низкого Lu/Hf отношения в цирконе не вводились поправки на распад ^{176}Lu . Модельный двухстадийный возраст циркона определен относительно деплетированной мантии с параметрами $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ [Bouvier et al., 2008] с помощью среднекоревой величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ [Griffin et al., 2000]. При расчетах использована постоянная распада ^{176}Lu , равная $1.865 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ [Scherer et al., 2001].

Изотопный Sm-Nd состав кальцифиров был изучен с применением стандартных процедур выделения элементов, изотопные измерения осуществлены с помощью масс-спектрометра ThermoFinnigan MAT TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ на время метаморфизма пород использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Одностадийный модельный возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$) рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ [Goldstein, Jacobsen, 1988].

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВЫ ПОРОД МЕТАОСАДОЧНОЙ АССОЦИАЦИИ ИРКУТНОГО БЛОКА

Метаморфический комплекс Иркутского блока (шарыжалгайская серия) (рис. 1) сложен метаосадочно-вулканогенными породами, объединенными в две толщи (ассоциации) [Петрова, Левицкий, 1984; Ножкин, Туркина, 1993]. К метавулканогенной ассоциации относятся гиперстенсодержащие биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы, двупироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллосланцы. Метаосадочные породы второй ассоциации представлены гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми и высокоглиноземистыми кордиерит- и sillиманитсодержащими гнейсами. Метаморфизованные карбонатные и силикатно-карбонатные породы пространственно ассоциируют и на отдельных участках разреза перемежаются с гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, что позволяет относить их к метаосадочной толще. Мраморы и кальцифиры обнажаются в пределах нескольких разобщенных участков, самые крупные из которых расположены у ст. Порт Байкал и вблизи устья р. Большая Шумиха (Белая выемка). Мощность силикатно-карбонатных пород на участке Белая выемка оценивается в 200 м, в пределах ст. Порт Байкал достигает сотни метров [Пичугин и др., 1989].

Метатерригенные породы. Гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые и кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы были сформированы в результате гранулитового метаморфизма терригенных пород. Региональный метаморфизм в исследованном регионе протекал при $T = 720\text{—}830\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 7.2\text{—}9.5$ кбар [Петрова, Левицкий, 1984]. Максимальная оценка PT -параметров метаморфизма с использованием минералогических геотермометров, не чувствительных к изменениям на регрессивной стадии метаморфизма, а также калибровок, учитывающих регрессивные изменения, показала, что пик метаморфизма соответствовал температурам около $800\text{—}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ и умеренным давлениям $6\text{—}7$ кбар (неопубликованные данные В.П. Сухорукова). Для образца высокоглиноземистого гнейса, содержащего рутил, диапазон температур, рассчитанный по термометру, основанному на содержании TiO_2 в цирконе [Watson et al., 2006], составляет от 800 до $840\text{ }^{\circ}\text{C}$. В образце гиперстен-биотитового гнейса температуры, определенные по метаморфогенной генерации циркона, варьируют от 730 до $880\text{ }^{\circ}\text{C}$ (неопубликованные данные авторов).

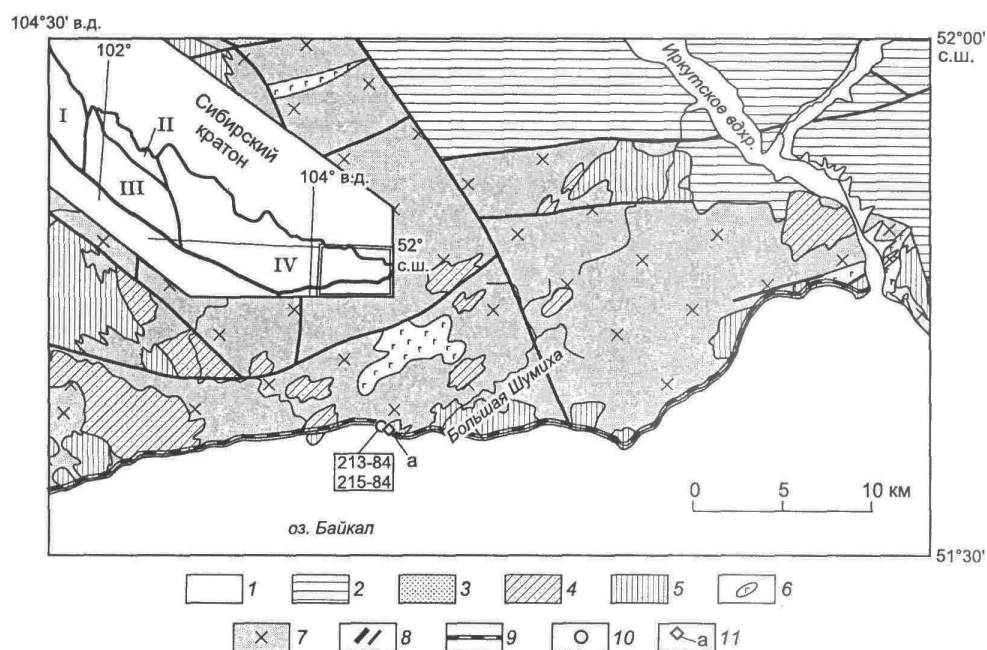


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Иркутского блока.

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские осадочные отложения; 3 — шарыжалгайская серия (нерасчлененная); шарыжалгайская серия: 4 — гранат-биотитовые, биотитовые, кордиеритсодержащие гнейсы, кальцифиры, 5 — гиперстенсодержащие и биотитовые гнейсы, двупироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллосланцы; 6 — раннедокембрийские габброиды; 7 — раннедокембрийские гранитоиды (нерасчлененные); 8 — разрывные нарушения; 9 — линия КБЖД; 10 — места отбора датированных проб: 213-84 — флогопит-диопсид-форстеритовый кальцифир, 215-84 — диопсид-форстеритовый кальцифир; 11 — апокарбонатный метасоматит [Сальникова и др., 2007].

На врезке — структура Шарыжалгайского выступа. Блоки: I — Булунский, II — Онотский, III — Китойский, IV — Иркутский.

Использование разнообразных петрохимических систематик и анализ нормативного минерального состава показывают, что протолиты гранат-биотитовых и гиперстен-биотитовых гнейсов соответствуют граувакковым алевролитам или песчаникам, тогда как кордиеритсодержащих — аргиллитам, пелитовым аргиллитам или глинистым породам. Согласованность полученных характеристик позволяет сделать вывод, что протолиты парагнейсов соответствуют ряду терригенных пород различной степени зрелости — от алевролитов и граувакк до аргиллитов и пелитов. Рост индекса химического выветривания (CIW) в ряду пород (от 67—80 до 72—94), а также отношения Al_2O_3/SiO_2 (от 0.17—0.27 до 0.28—0.41) отражают увеличение степени химического выветривания в области сноса и дифференциации терригенного материала при транспортировке осадка [Туркина, Урманцева, 2009]. Широкий диапазон модельного Nd возраста ($T_{Nd}(DM) = 2.4—3.1$ млрд лет) парагнейсов свидетельствует о том, что породы в области сноса представляли как архейскую, так и раннепротерозойскую кору.

Исследование зерен циркона из кордиеритсодержащего и биотит-гиперстенового гнейса в КЛ показало наличие в них ядер детритового происхождения, которые судя по осцилляторной зональности имели первично-магматическое происхождение, и внешних темных оболочек. В отличие от ядер, оболочкам свойственны низкие Th/U отношения и отсутствие зональности. При датировании детритовых ядер и оболочек выделены три группы для ядер (≥ 2.7 , 2.3 и 1.95—2.0 млрд лет) и метаморфогенные оболочки с возрастом 1.85—1.86 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Выделенные возрастные генерации детритовых ядер циркона по своим редкоземельным характеристикам отвечают цирконам магматического происхождения, в ряде случаев подвергавшимся в различной степени более поздней метаморфогенной переработке флюидом (что особенно видно на примере мигматизированного кордиеритсодержащего гнейса). Оболочки и многоплоскостные кристаллы циркона сопоставимы с цирконами метаморфогенного происхождения, их возраст отвечает времени метаморфизма исходных осадочных пород [Urmantseva, Turkina, 2009]. Таким образом, полученные возрастные данные ограничивают время осадконакопления в интервале 1.85—1.95 млрд лет, т.е. в конце палеопротерозоя [Urmantseva, Turkina, 2009; Туркина и др., 2010].

Метасиликатно-карбонатные породы. Детальное минералогическое описание силикатно-карбонатных пород шарыжалгайского комплекса дано в работах [Петрова, Левицкий, 1984; Пичугин и др., 1989]. Основные породообразующие минералы изученных кальцифиров представлены кальцитом, доломитом, оливином, диопсидом, флогопитом. Кальцит встречается в виде крупных зерен неправильной формы, часто с полисинтетическими двойниками. Зерна оливина округлые, чаще всего практически полностью замещаются серпентином. Флогопит обычно светло-коричневый, редко почти бесцветный.

Содержание SiO_2 в породах варьирует от 15.3 до 21.5 мас. %, а MgO колеблется от 14.9 до 28.1 мас. % (табл. 1). По соотношению оксидов магния и кальция выделяются две разновидности. Большинство кальцифиров представлено разностями с низким содержанием SiO_2 (15.3—17 мас. %), высоким CaO (31.9—34.4 мас. %) и, следовательно, преобладанием CaO над MgO и отношением $CaO/MgO \geq 1.43$. Для второй группы пород типичны более высокие концентрации SiO_2 (17.21—21.48 мас. %), MgO (24.10—28.06 мас. %) и отношение $CaO/MgO \leq 0.98$. Повышенные содержания CaO в большинстве изученных пород коррелируют с высокими концентрациями в них Sr (153—237 г/т), тогда как в кальцифирах с $CaO/MgO < 1$ количество Sr = 80—108 г/т (рис. 2, а). Кальцифиры демонстрируют значительные вариации содержания Th (1.0—12.5 г/т) и U (от 0.42 до 6.2 г/т) соответственно, Th/U отношение находится в диа-

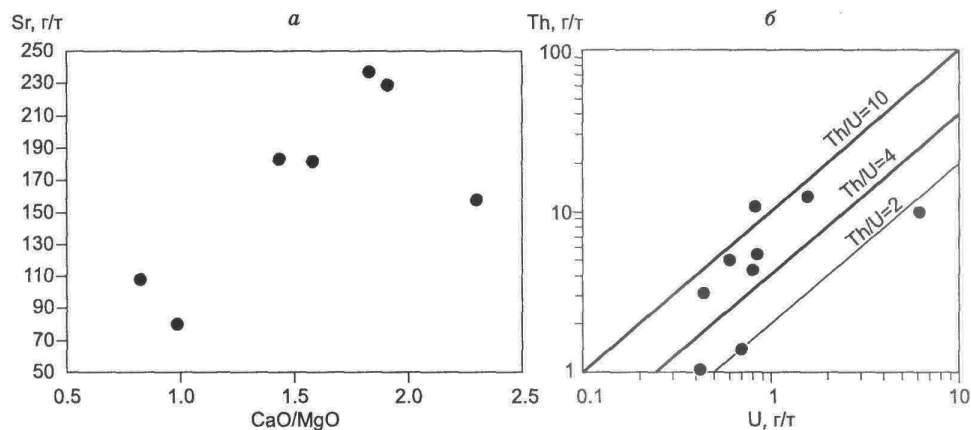


Рис. 2. Диаграммы в координатах CaO/MgO—Sr (а), U—Th (б) для силикатно-карбонатных пород.

Таблица 1.

Химический состав известково-силикатных пород Иркутского блока
и нормативный минеральный состав их протолитов

Компонент	215-84	23-08	23а-08	24-08	25-08	25а-08	26-08	26-84	213-84	214-84
SiO ₂ , мас. %	37.97	15.29	16.19	16.98	17.54	15.94	16.22	17.21	21.48	20.84
TiO ₂	0.08	0.06	0.03	0.25	0.02	—	0.03	0.05	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	6.65	1.45	1.85	2.65	0.95	0.70	0.45	1.24	1.86	1.63
Fe ₂ O ₃	—	< 0.20	< 0.20	< 0.20	0.30	0.26	< 0.20	0.79	0.88	1.12
FeO	0.43	0.87	0.89	0.56	0.46	0.33	0.24	—	—	—
MnO	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	—
MgO	17.4	21.12	22.5	14.94	16.68	17.80	20.64	24.10	28.06	27.91
CaO	23.55	33.4	32.26	34.37	31.88	32.54	33.78	23.70	22.72	23.05
Na ₂ O	1.96	< 0.01	< 0.01	0.05	0.01	0.05	< 0.01	—	—	—
K ₂ O	1.33	0.03	0.01	1.81	0.29	0.3	< 0.01	0.06	0.44	0.18
P ₂ O ₅	0.55	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.19	0.02	0.02
П.п.п.	0.21	< 0.05	< 0.05	0.68	5.09	4.78	0.58	32.82	24.6	25.49
CO ₂	10.32	28.15	26.66	27.32	26.66	27.54	27.83	—	—	—
Сумма	100.9	101.4	101.4	100.3	100.7	100.9	100.0	101.0	101.0	101.4
CaO/MgO	1.35	1.58	1.43	2.30	1.91	1.83	1.64	0.98	0.81	0.83
Плагиоклаз, %	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ортоклаз	4	0	0	8	0	1	0	0	0	0
Кварц	15	12	12	8	14	13	13	10	7	8
Иллит	5	0	0	2	2	1	0	1	4	2
Хлорит	0	4	5	0	0	0	1	3	1	3
Серпентин	2	0	0	0	0	0	0	11	19	18
Кальцит	0	8	4	21	13	12	8	0	0	0
Доломит	60	74	77	59	68	72	77	75	68	69

Примечание. Прочерк — нет данных.

пазоне 1.6—12.9 (см. рис. 2, б). Поскольку «чистые» карбонатные породы характеризуются величинами Th/U отношения ≤ 2 , повышенные Th/U отношения, очевидно, связаны с наличием силикатной примеси в кальцифирах.

С помощью программы MINLITH [Розен и др., 2000] рассчитан вероятный нормативный минеральный состав протолитов силикатно-карбонатных пород. Количественное соотношение нормативных карбонатных и терригенных минералов показывает, что рассматриваемые кальцифиры варьируют по составу от относительно чистых карбонатных разностей до мергелей (рис. 3). Доминирующими в усредненном нормативном минеральном составе протолитов являются карбонаты (более 70 %), среди которых преобладает доломит; наличие небольшого количества кальцита (4—20 %) установлено лишь для разностей с повышенным содержанием CaO (рис. 4). Количество минералов, относящихся к терригенным компонентам осадков, невелико и как правило не превышает 30 %. Следует отметить, что в составе обломочной компоненты практически отсутствуют полевые шпаты. Количество глинистых компонентов варьирует от 1 до 25 % и коррелирует с увеличением количества Al₂O₃ в породах. Появление серпентина и хлорита в рассчитанном минеральном составе объясняется высоким содержанием MgO. По соотношению обломочной и глинистой составляющих в терригенной компоненте выделяются арениты с содержанием глинистых минералов < 20 % и ваки с содержанием этих минералов > 30 % (см. рис. 3, врезка). Таким образом, уместно говорить о «присутствии в области эрозии пород, формировавшихся в относительно стабильных условиях, которые способствовали вызреванию обломочного материала и накоплению обломочного кварца» [Розен и др., 2006, с. 65]. О наличии в составе осадков высокзрелых пород свидетельствуют разности кальцифиров с высоким содержанием глинистых компонентов в терригенной составляющей.

Суммарное содержание редкоземельных элементов в силикатно-карбонатных породах составляет 15—135 г/т (табл. 2). Для них типично однотипное сильнофракционированное распределение с обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых ((La/Yb)_n = 35.1—116.5, (La/Sm)_n = 6.6—12.2) и отчетливо выраженной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.4—0.6) (рис. 5). Спектры распределения рас-



Рис. 3. Расчетный нормативный минеральный состав исходных силикатно-карбонатных пород (протолитов кальцифиров).

На вставке — соотношение обломочных компонентов.

смаатриваемых кальцифиров отличаются от слабофракционированного распределения РЗЭ для «чистых» карбонатных пород, характеризующихся небольшим обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых. По сравнению с субплатформенными карбонатными породами докембрийских континентальных блоков (иркутская свита Гарганской глыбы и байкальская серия юга Сибирской платформы) ($(La/Yb)_n = 5.7-9.5$, $(La/Sm)_n = 2.5-7.1$, $Eu/Eu^* = 0.6-0.8$) [Летникова, 2003] исследованные известково-силикатные породы демонстрируют значительное обогащение легкими РЗЭ и наличие более выраженной отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 5). В сравнении с постархейским австралийским глинистым сланцем ($(La/Sm)_n = 4.2$, $(La/Yb)_n = 9.2$, $Eu/Eu^* = 0.64$) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] кальцифиры обнаруживают сопоставимые концентрации легких лантаноидов и резкое обеднение в области тяжелых РЗЭ. Таким образом, обогащение легкими лантаноидами и повышенные отношения Th/U относительно «чистых» карбонатных пород в изученных кальцифирах могут быть связаны с наследованием их от терригенной, прежде всего глинистой компоненты в составе осадка. Содержания тяжелых лантаноидов сохраняются на уровне содержания в «чистых» карбонатных породах. Повышенные концентрации легких РЗЭ и отчетливо проявленная Eu аномалия, подобная таковой в PAAS, указывают на наличие высокодифференцированных кислых магматических пород в области эрозии, которые при разрушении вносили вклад в терригенную составляющую осадков.

Одним из возможных подходов к оценке возрастного положения метаосадочных пород является изучение Sm-Nd изотопного состава. Вследствие малой изменчивости величины отношения Sm/Nd в процессах выветривания, переноса, диагенеза и метаморфизма [DePaolo, 1988; Тейлор, Мак-Леннан, 1988] изотопный состав Nd кластических осадочных пород позволяет определить средний модельный возраст источников их сноса и, следовательно, по минимальным значениям возраста оценить нижнюю границу накопления осадочных толщ [Ковач и др., 2000; Котов, 2003]. Подобный подход использован и при-

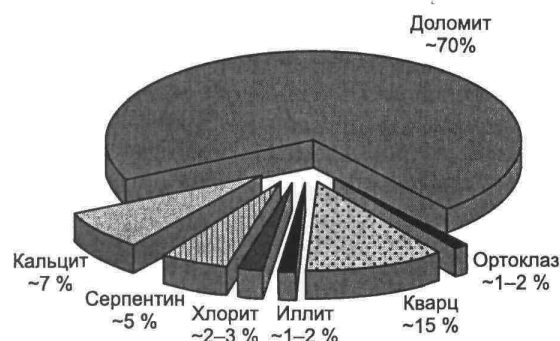


Рис. 4. Усредненный нормативный минеральный состав протолитов известково-силикатных пород.

Соотношения минералов даны в объемных процентах.

Таблица 2. Содержание редких элементов (г/т) в известково-силикатных породах Иркутского блока

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	23-08	23а-08	24-08	25-08	25а-08	213-84	214-84	PAAS
Th	5.5	4.3	3.1	12.5	10.7	5.0	4.3	14.6
U	0.84	0.80	0.44	1.57	0.83	0.60	0.80	3.1
Th/U	6.5	5.4	7.1	7.9	12.9	8.3	5.4	4.7
Rb	4.8	2.5	130.2	19.6	22.8	—	8.9	160
Ba	68	51	1328	53	60	—	147	650
Sr	182	182	158	229	237	—	108	200
La	26	36	27	27	25	38	14	38
Ce	43	53	44	52	46	63	25	80
Pr	4.09	4.88	4.58	5.68	4.99	6.64	2.57	8.9
Nd	12.07	13.89	14.52	18.02	15.88	20.69	7.82	32
Sm	1.59	1.86	2.25	2.60	2.16	2.47	1.08	5.6
Eu	0.27	0.30	0.44	0.26	0.24	0.39	0.18	1.1
Gd	1.26	1.54	1.84	1.80	1.48	2.18	0.79	4.7
Tb	0.12	0.14	0.21	0.17	0.13	0.24	0.08	0.77
Dy	0.57	0.71	1.17	0.88	0.58	0.93	0.39	4.4
Ho	0.09	0.11	0.20	0.14	0.08	0.16	0.07	1
Er	0.23	0.31	0.58	0.36	0.19	0.41	0.18	2.9
Tm	0.03	0.04	0.09	0.05	0.03	0.07	0.03	0.4
Yb	0.20	0.26	0.51	0.31	0.14	0.36	0.14	2.8
Lu	0.03	0.04	0.07	0.05	0.02	0.04	0.02	0.43
Zr	3.9	14.6	50.7	7.6	0.4	—	13.0	210
Hf	0.11	0.38	1.42	0.17	0.03	—	0.28	5
Ta	0.07	0.05	0.21	0.09	0.03	—	0.07	—
Nb	0.5	0.4	3.6	1.5	0.7	—	0.7	19
Y	4.6	5.8	9.0	6.1	4.4	—	4.0	27
(La/Yb) _n	89.2	94.7	35.1	58.6	116.5	71.2	70.9	9.2
(La/Sm) _n	10.4	12.2	7.4	6.6	7.2	0.5	8.3	4.2
Eu/Eu*	0.6	0.5	0.6	0.4	0.4	0.51	0.6	0.64

Примечание. 1—8 — см. на рис. 5. Здесь и далее (La/Yb)_n и (La/Sm)_n — отношения, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984]. Eu/Eu* = Eu_n/((Sm_n + Gd_n)/2), где Eu_n, Sm_n, Gd_n — значения, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984]. Прочерк — нет данных. PAAS — постархейский австралийский глинистый сланец [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Таблица 3. Содержание и изотопный состав Sm и Nd в кальцифирах Иркутского блока

Номер образца	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T , млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$
		г/г						
213-84	Флогопит-диопсид-форстеритовый кальцифир	1.82	12.79	0.0858	0.510868	1.87	2706	-7.9
215-84	Диопсид-форстеритовый кальцифир	0.87	6.035	0.0888	0.511145	1.87	2437	-3.2

Примечание. T — время, принятое для расчета ε_{Nd}(T).

менительно к кальцифирам в предположении, что их изотопные параметры определяются Sm-Nd изотопными характеристиками терригенной составляющей силикатно-карбонатных пород. Главными концентраторами легких лантаноидов в кальцифирах, как следует из характера редкоземельных спектров, являются терригенные компоненты исходной осадочной породы. Для кальцифиров установлены величины модельного Nd возраста (T_{Nd}(DM)) от 2.4 до 2.7 млрд лет (табл. 3). Следовательно, источником тер-

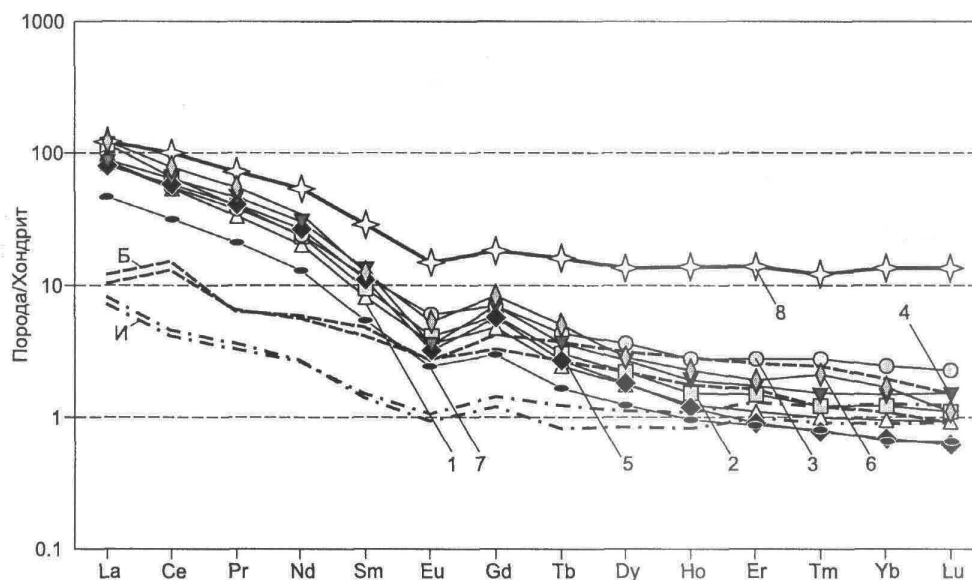


Рис. 5. Распределение РЗЭ в кальцифрах.

Для сравнения приведены спектры постархейского глинистого сланца [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], субплатформенных карбонатных отложений иркутской свиты (И) и байкальской серии (Б) [Летникова, 2003]. 1—8 — номера образцов соответствуют номеру в табл. 2.

ригенного материала при формировании силикатно-карбонатных осадков служили породы как палеопротерозойского, так и, вероятно, архейского возраста. Следует отметить, что величины модельного возраста кальцифиров перекрываются с интервалом значений $T_{Nd}(DM)$ ассоциирующих парагнейсов (2.4—3.1 млрд лет) [Туркина, Урманцева, 2009]. Это указывает на поступление детритового материала при образовании как терригенных, так и терригенно-кабонатных осадков из одних и тех же источников сноса.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ КАЛЬЦИФИРОВ

Для U-Pb датирования были использованы две пробы: диопсид-форстеритовый кальцифир (обр. 215-84, 104.8-й километр Кругобайкальской железной дороги (КБЖД)) и флогопит-диопсид-форстеритовый кальцифир (обр. 213-84, 103.7-й километр КБЖД) (см. рис. 1). Результаты датирования приведены в табл. 4. Цирконы из кальцифиров характеризуются небольшими размерами (от 100 до 200 мкм) и, как правило, неправильной формой со сглаженными вершинами и ребрами, некоторые зерна субизометричные (рис. 6, а, б). Подавляющее большинство зерен циркона темные в катодолуминесцентном изображении. Встречаются цирконы сложного строения, демонстрирующие наличие темных в КЛ ядер неправильной формы со следами осцилляторной зональности и светлых в КЛ участков и кайм различной мощности (см. рис. 6, а). Для незональных темных в КЛ зерен типичны повышенные концентрации U (1056—2336 г/т), умеренные до высоких Th (210—672 г/т) и величины Th/U = 0.16—0.49. Высокие концентрации Th в темных в КЛ зернах циркона не позволяют связывать их рост с метаморфизмом терригенно-карбонатных пород. Скорее, этот тип циркона представляет собой унаследованные детритовые зерна, содержащиеся в терригенной компоненте исходных осадков. Высокие содержания U, присущие ядрам циркона, могут быть вызваны переработкой их под действием флюида при метаморфизме. В отличие от темных ядер, светлые в КЛ участки и тонкие каемки обладают пониженным содержанием U (224—485 г/т) и Th (68—196 г/т) и более широким диапазоном величин Th/U (0.15—0.83). Формирование оболочек, вероятно, обусловлено перекристаллизацией внешних частей детритовых цирконов и/или ростом при метаморфизме.

Возраст цирконов из диопсид-форстеритового кальцифира (обр. 215-84) был определен в 20 точках. В изученной совокупности часть цирконов является высокоурановыми, что привело к обратной дискордантности U/Pb возрастов, обычной для таких цирконов [Nutman et al., 1995; Williams, Hergt, 2000]. Исключая зерно с концентрацией U = 2336 г/т и три зерна с большими ошибками определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов, были рассчитаны отдельно возрасты для группы низкоурановых (7 точек) и высокоурановых

Таблица 4. U-Pb изотопные данные и возраст цирконов из кальцифиров Иркутского блока

№ п/п	Номер точки	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²⁰⁶ Pb*	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн лет		D, %	Изотопные отношения*						Rho
			г/т		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$		±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%		
Обр. 215-84																
1	11.1	0.29	452	363	114.1	0.83	1656 ± 11	1863 ± 20	12	0.1139	1.1	4.60	1.3	0.2929	0.8	0.578
2	3.1	3.53	1337	620	366.3	0.48	1717 ± 9	1874 ± 52	9	0.1147	2.9	4.83	2.9	0.3053	0.6	0.200
3	10.3	1.62	224	173	63.4	0.80	1802 ± 15	1857 ± 50	3	0.1136	2.8	5.05	2.9	0.3224	0.9	0.317
4	5.1	0.10	1464	355	411.3	0.25	1822 ± 7	1881 ± 8	3	0.1151	0.5	5.18	0.6	0.3267	0.4	0.672
5	13.1	0.24	393	103	110.6	0.27	1823 ± 12	1864 ± 21	2	0.1140	1.1	5.14	1.4	0.3268	0.8	0.558
6	16.2	0.04	714	461	201.0	0.67	1826 ± 10	1869 ± 11	2	0.1143	0.6	5.16	0.9	0.3274	0.6	0.715
7	12.1	0.15	257	196	72.6	0.79	1831 ± 24	1854 ± 23	1	0.1133	1.3	5.13	2.0	0.3284	1.5	0.769
8	16.1	0.20	485	68	137.6	0.15	1836 ± 10	1823 ± 17	-1	0.1114	0.9	5.06	1.1	0.3295	0.6	0.545
9	15.1	0.05	364	135	103.9	0.38	1846 ± 11	1844 ± 15	0	0.1127	0.8	5.15	1.1	0.3316	0.7	0.634
10	14.1	0.15	1384	494	395.7	0.37	1849 ± 7	1866 ± 9	1	0.1141	0.5	5.23	0.7	0.3321	0.5	0.683
11	6.1	0.13	1418	353	410.6	0.26	1869 ± 7	1885 ± 9	1	0.1154	0.5	5.35	0.7	0.3364	0.4	0.632
12	10.1	0.36	574	191	167.1	0.34	1874 ± 11	1842 ± 18	-2	0.1126	1.0	5.24	1.2	0.3374	0.7	0.560
13	7.1	0.18	1402	659	408.5	0.49	1879 ± 8	1892 ± 9	1	0.1158	0.5	5.40	0.7	0.3385	0.5	0.675
14	2.1	0.03	1056	212	309.0	0.21	1889 ± 8	1866 ± 9	-1	0.1141	0.5	5.36	0.7	0.3405	0.5	0.692
15	1.1	0.02	1098	672	322.0	0.63	1892 ± 9	1876 ± 8	-1	0.1147	0.5	5.40	0.7	0.3412	0.5	0.745
16	4.1	0.03	1846	292	545.6	0.16	1906 ± 7	1873 ± 9	-2	0.1146	0.5	5.43	0.6	0.3440	0.4	0.647
17	9.1	0.23	989	288	294.4	0.30	1913 ± 9	1889 ± 11	-1	0.1156	0.6	5.51	0.8	0.3455	0.5	0.661
18	10.2	0.06	1123	210	337.2	0.19	1931 ± 14	1885 ± 13	-2	0.1153	0.7	5.55	1.1	0.3493	0.8	0.742
19	16.3	0.20	1180	305	358.6	0.27	1949 ± 7	1888 ± 11	-3	0.1155	0.6	5.62	0.8	0.3530	0.4	0.590
20	8.1	0.63	2336	584	714.7	0.26	1951 ± 7	1866 ± 9	-4	0.1141	0.5	5.56	0.7	0.3534	0.4	0.633
Обр. 213-84																
1	3.2	15.95	49	0	14.5	0.01	1582 ± 53	1918 ± 388	21	0.1176	21.6	4.51	21.9	0.2781	3.8	0.173
2	2.1	0.28	55	1	14.7	0.01	1751 ± 22	1852 ± 45	6	0.1133	2.5	4.87	2.9	0.3120	1.5	0.503
3	3.1	1.34	47	0	12.7	0.01	1755 ± 31	1766 ± 96	1	0.1080	5.3	4.66	5.6	0.3129	2.0	0.356
4	1.1	0.03	538	103	156.3	0.20	1877 ± 11	1877 ± 16	0	0.1148	0.9	5.35	1.1	0.3380	0.7	0.607

Примечание. Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. D — дискордантность, отрицательные величины — обратнодискордантные возрасты, Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

цирконов (9 точек). Возрасты по верхнему пересечению дискордии с конкордией и средневзвешенные возрасты составляют 1868 ± 13 и 1866 ± 13 млн лет (низко-U группа) (рис. 7, а), 1878 ± 7 и 1878 ± 6 млн лет (высоко-U группа) (см. рис. 7, б) и перекрываются в пределах ошибки. Это позволяет рассчитать возраст для всей совокупности цирконов: 1876 ± 6 млн лет (СКВО = 1.2) (см. рис. 7, в) и 1875 ± 7 млн лет (средневзвешенный). В работе [Williams, Hergt, 2000] показано, что для высокоурановых цирконов U-Pb матричный эффект, приводящий к значительному разбросу изотопных отношений, оказывает влияние только на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопные возрасты и проявляется при концентрациях U более 2500 г/т, для которых установлена отчетливая прямая корреляция с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом. Этот эффект не сказывается на $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастах [Williams, Hergt, 2000]. Действительно, в нашем случае высокоурановые зерна циркона (U = 1000—2000 г/т) не обнаруживают прямой зависимости между $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом и содержанием U. Таким образом, отсутствие U-Pb матричного эффекта и совпадение в пределах ошибки рассчитанных возрастов для высоко- и низкоурановых зерен циркона свидетельствует об обоснованности полученной оценки возраста по всей совокупности зерен циркона. Одновозрастность ядер и внешних кайм циркона из кальцифира говорит о полной перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате гранулитового метаморфизма.

Цирконы из второго образца флогопит-диопсид-форстеритового кальцифира (обр. 213-84) преимущественно светлые в КЛ (см. рис. 6, в) и, как правило, имеют крайне низкие содержания Th (1—103 г/т) и U (47—55 г/т) (см. табл. 4). Низкие концентрации U и Th в сочетании с низким отношением $\text{Th}/\text{U} < 0.1$ являются типичными для цирконов, образующихся в условиях гранулитового метаморфизма.

Таблица 5. Содержание редкоземельных и редких элементов (г/г) в цирконе из кальцифира (обр. 215-84)

Компонент	1	2	3	4	5
	10.2	11.1	13.1	14.1	16.1
La	2.47	1.50	1.84	0.13	0.99
Ce	32.0	80.6	39.5	61.9	6.6
Pr	1.09	1.04	0.71	0.37	0.51
Nd	5.2	6.9	3.8	4.6	2.5
Sm	1.1	4.4	1.7	3.2	0.6
Eu	0.29	0.74	0.47	0.75	0.28
Gd	2.7	6.0	4.0	5.6	2.6
Tb	0.35	1.94	0.78	1.47	0.38
Dy	3.3	16.1	8.0	11.2	1.5
Ho	1.0	5.8	3.4	3.7	0.4
Er	4.7	27.8	14.2	17.2	1.5
Tm	1.2	6.2	3.4	3.8	0.7
Yb	15.8	63.1	34.7	40.1	4.8
Lu	2.8	10.8	5.8	7.0	1.0
Th	210	363	103	494	68
U	1123	452	393	1384	485
Th/U	0.19	0.83	0.27	0.37	0.15
Ce/Ce*	4.70	15.48	8.32	67.38	2.24
Eu/Eu*	0.53	0.44	0.55	0.54	0.69
(Sm/La) _n	0.68	4.63	1.43	38.35	0.98
(Lu/Gd) _n	8.50	14.49	11.62	10.16	3.01
Yb _n	75	302	166	192	23
ΣREE	74	233	122	161	24

Примечание. 1—5 — см. на рис. 8.

Для обоснования связи роста и перекристаллизации циркона с метаморфизмом были использованы особенности распределения редкоземельных элементов в цирконе из кальцифира (обр. 215-84)

Возраст трех наименее дискордантных зерен циркона составляет 1.77—1.88 млрд лет, следовательно, их образование связано с позднепалеопротерозойским этапом метаморфизма.

Полученные возрастные значения близки к ранее определенному возрасту бадделеита из апокарбонатных метасоматитов (102-й километр КБЖД, см. рис. 1, точка а), который составляет 1865 ± 4 млн лет [Сальникова и др., 2007]. Время метаморфизма терригенно-карбонатных пород в пределах ошибки совпадает со временем палеопротерозойского метаморфизма (1.85—1.86 млрд лет) терригенных пород Иркутского блока [Туркина и др., 2010].

По особенностям морфологии и внутреннего строения рассмотренные зерна циркона более всего соответствуют цирконам метаморфогенного происхождения. Что касается Th/U отношения, то одним из признаков метаморфического происхождения циркона всегда считалось $Th/U < 0.1$ [Hoskin, Black, 2000]. Низкие Th/U отношения и концентрации Th и U установлены только для светлых в КЛ зерен циркона, их рост, очевидно, происходил при гранулитовом метаморфизме. Для циркона, унаследованного от породы — протолита и испытывавшего перекристаллизацию при высокотемпературном метаморфизме, напротив, характерны широкие вариации Th/U отношения, в том числе высокие значения этого параметра, достигающего 3.2 [Pidgeon, 1996; Vavra et al., 1999; Carson et al., 2002; Kelly, Harley, 2005].

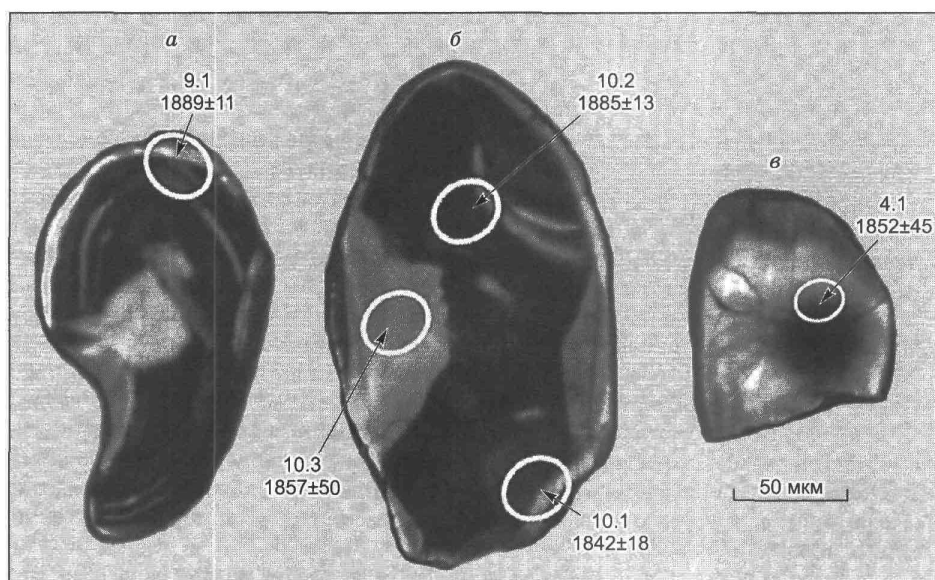


Рис. 6. Катодолуминесцентное изображение циркона из кальцифиров.

а, б — обр. 215-84, в — обр. 213-84. Показаны точки датирования и значения возраста (млн лет) по $^{207}Pb/^{206}Pb$.

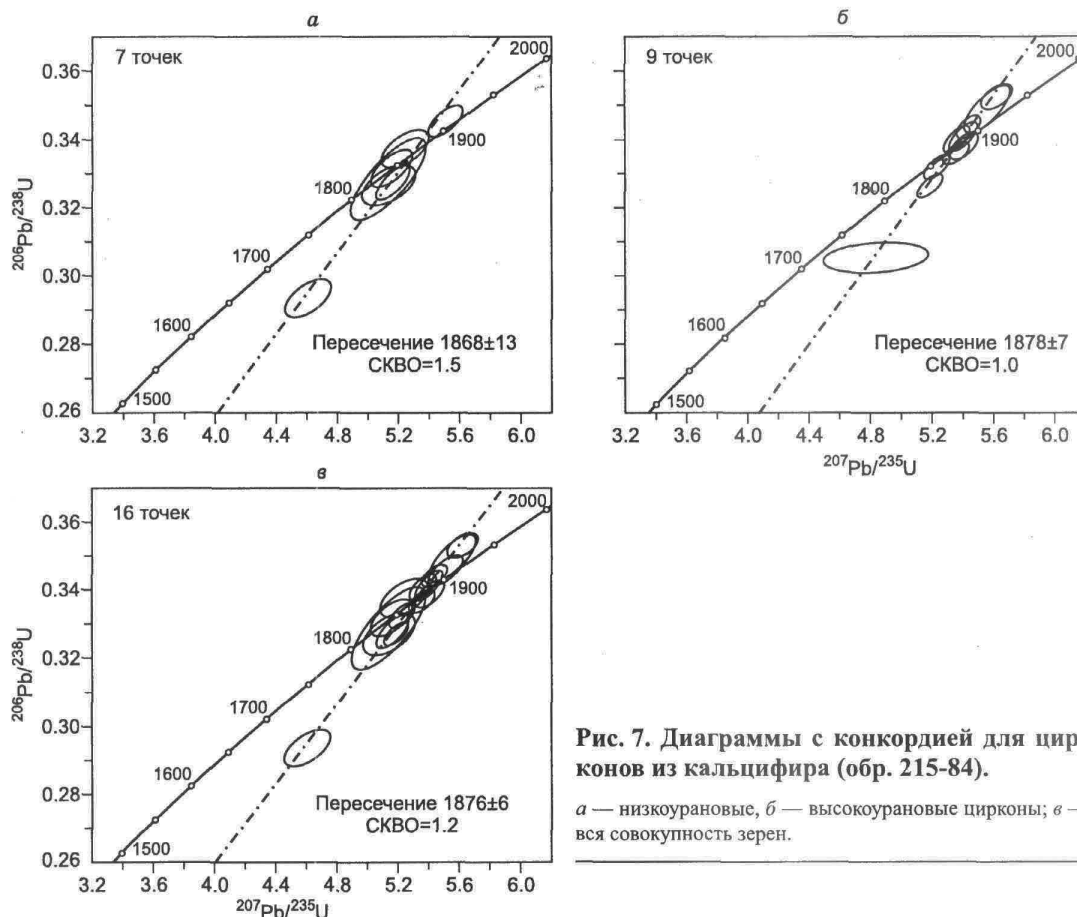


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из кальцифира (обр. 215-84).

а — низкоурановые, б — высокоурановые цирконы; в — вся совокупность зерен.

(табл. 5). Как темные в КЛ ядра циркона, так и внешние светлые в КЛ каймы характеризуются сходными слабофракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов с низким содержанием тяжелых лантаноидов и пониженным $(\text{Lu}/\text{Gd})_n = 3.0\text{--}14.5$ (рис. 8). Спектры имеют в различной степени выраженные положительную цериевую ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2.2\text{--}67.4$) и отрицательную Еу аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44\text{--}0.69$).

По сравнению с цирконами магматического генезиса из ортогнейсов ($(\text{Lu}/\text{Gd})_n = 11\text{--}46$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.03\text{--}0.48$) и детритовыми ядрами циркона из парагнейсов ($(\text{Lu}/\text{Gd})_n = 9\text{--}25$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.1\text{--}0.3$) Иркутского блока [Urmantseva, Turkina, 2009; Туркина и др., 2011] цирконы из кальцифиров обладают пониженным содержанием тяжелых РЗЭ ($\text{Yb}_n = 23\text{--}302$), более низким $(\text{Lu}/\text{Gd})_n = 3.0\text{--}14.5$ и слабовыраженными аномалиями по Еу ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44\text{--}0.69$) (см. рис. 8). Указанные отличия свидетельствуют в пользу метаморфического происхождения циркона из кальцифиров, следовательно, полученный по ним возраст отражает время метаморфизма исходных терригенно-карбонатных пород.

Для пяти зерен циркона из обр. 215-84 и для трех зерен из обр. 213-84 были определены величины отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, которое варьирует в пределах 0.28146—0.28161 и 0.28141—0.28146 соответственно (табл. 6). Вследствие очень низкой величины отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе (< 0.0005) [Kinny, Maas, 2003] не вводилась поправка на радиоактивный распад, и измеренные величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ приняты в качестве

Таблица 6. $\text{Lu}\text{--Hf}$ изотопные данные для цирконов из кальцифиров Иркутского блока

Номер точки	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm\sigma$	T , млн лет	$T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st})$, млн лет	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$
Обр. 215-84					
10.2	0.28157	0.00007	1873	2591	−1.2
11.1	0.28150	0.00008	1873	2744	−3.7
13.1	0.28151	0.00007	1873	2723	−3.3
14.1	0.28161	0.00010	1873	2514	0.1
16.1	0.28146	0.00009	1873	2831	−5.1
Обр. 213-84					
1.1	0.28146	0.00009	1873	2796	−5.0
4.1	0.28141	0.00008	1873	2952	−7.1
4.2.1	0.28144	0.00013	1873	2885	−6.0

Примечание. T — время, принятое для расчета $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$.

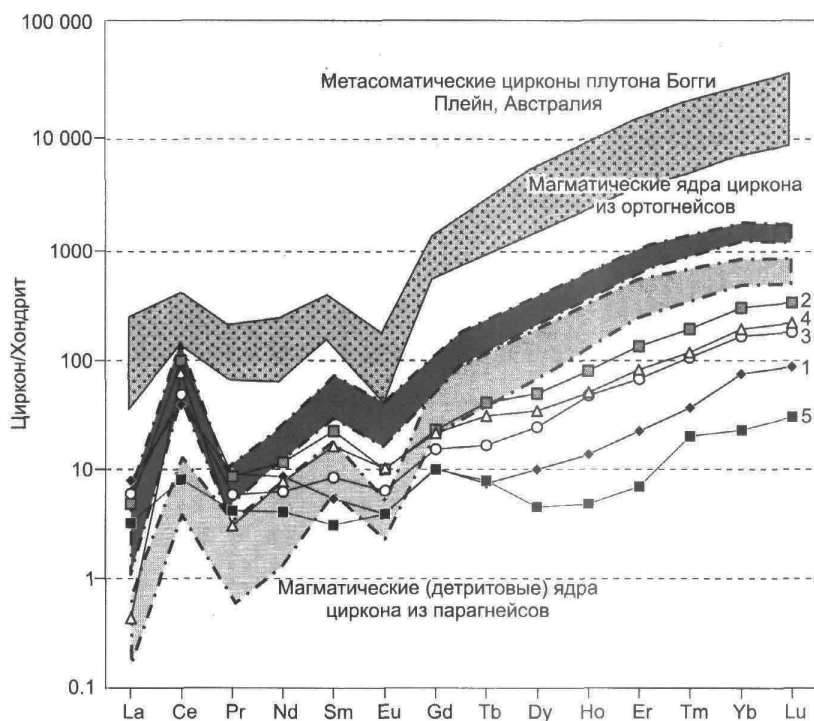


Рис. 8. Распределение РЗЭ для цирконов из кальцифира (обр. 215-84).

Для сравнения приведены спектры распределения РЗЭ для цирконов магматического происхождения из орто- и паранород (детритовые ядра) метаморфического комплекса Иркутского блока [Urmantseva, Turkina, 2009; Туркина и др., 2011] и цирконов гидротермального происхождения из гранитного плутона Богги Плейн (Австралия) [Hoskin, 2005]. 1—5 — номер точки соответствует номеру в табл. 5.

инициальных. Величины ε_{Hf} рассчитанные на время 1.87 млрд лет, из кальцифира для обр. 213-84 в целом ниже, чем для обр. 215-84 (–5.0...–7.1 и –5.1...+0.1 соответственно). Модельный возраст циркона $T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st})$, определенный по двухстадийной модели с использованием среднекоровой величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, составляет 2.5—3.0 млрд лет.

Поскольку исследованный циркон является метаморфическим, следует учитывать возможность изменения его Lu-Hf изотопной системы при метаморфических преобразованиях. После кристаллизации циркона Lu-Hf изотопная система породы распадается на две подсистемы: циркон с крайне низкой величиной Lu/Hf, вследствие чего его изотопный Hf состав практически не изменяется во времени, и матрикс породы с более высоким Lu/Hf, накапливающий радиогенный гафний [Gerdes, Zeh, 2009]. При метаморфизме циркон может сохранять свой изотопный состав или обогащаться радиогенным Hf в результате обмена с матриксом, в последнем случае это приведет к «омоложению» модельных Hf возрастов [Gerdes, Zeh, 2009; Chen et al., 2010]. Существенная добавка радиогенного Hf при метаморфизме может происходить из акцессорных фаз, богатых РЗЭ, например, монацита, алланита, ксенотима, апатита или граната — минерала с наиболее высоким Lu/Hf отношением [Kinny, Maas, 2003; Chen et al., 2010]. В рассматриваемых силикатно-карбонатных породах доля терригенной примеси не превышает 30 %, и в ее составе отсутствуют минералы-концентраторы РЗЭ, существенно карбонатный матрикс характеризуется низким отношением Lu/Hf. Таким образом, если даже и имело место незначительное обогащение циркона радиогенным Hf, оно не могло привести к значительному понижению рассчитанных модельных возрастов.

Диапазон $T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st})$ циркона из кальцифиров (2.5—3.0 млрд лет) перекрывается с интервалом значений их модельного Nd возраста (2.4—2.7 млрд лет) и подтверждает образование терригенной компоненты исходных силикатно-карбонатных осадков за счет источников сноса преимущественно с позд-неархейским модельным возрастом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные кальцифиры пространственно ассоциируют или перемежаются в разрезе с гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми и высокоглинзистыми кордиерит- и силлиманитсодержащими гнейсами, что позволяет рассматривать их в качестве компонента метаосадочной толщи метаморфического комплекса Иркутского блока. Как было показано ранее [Туркина, Урманцева, 2009], ассоциация гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов Иркутского блока была сформирована в результате гранулитового метаморфизма терригенных пород ряда от граувакк до пелитов. Петрогеохимические характеристики парагнейсов выявили признаки присутствия в области эрозии пород различной кремнекислотности. Повышенные концентрации таких элементов, как Fe и Mg в кордиеритсодержащих гнейсах, а также увеличение в них содержаний Ti, Cr, Ni, Sc, могут отражать как рост количества базитов в области сноса, так и быть результатом дифференциации детритового материала с обогащением его глинистым веществом. В то же время наличие отчетливо проявленной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.38—0.85$) и высокие концентрации легких РЗЭ в парагнейсах указывают на поступление в бассейн седиментации детритового материала, образованного за счет эрозии кремнекислых (гранитоидных) источников с отчетливо проявленным европиевым минимумом.

Анализ нормативного минерального состава протолитов кальцифиров показал, что по своим петрохимическим характеристикам они соответствуют ряду пород от известняков и доломитов (в зависимости от соотношений CaO/MgO) до мергелей. Преобладающим является карбонатный компонент (доломит + кальцит) ($> 70\%$). Среди обломочных компонентов доминирует кварц, содержание глинистого компонента (серпентин + хлорит + иллит) в редких случаях достигает 25% . Таким образом, терригенная составляющая силикатно-карбонатных пород была представлена осадками различной степени зрелости — от аренитов и вакков до пелитов, что согласуется с составом протолитов парагнейсов.

Повышенное содержание легких РЗЭ в кальцифирах сопоставимо с таковым в постархейских глинистых сланцах и парагнейсах метаосадочной толщи Иркутского блока. Уровень концентраций тяжелых лантаноидов близок их концентрациям в «чистых» карбонатах. Подобные редкоэлементные характеристики могут быть объяснены тем, что они были наследованы от терригенной примеси в составе исходных силикатно-карбонатных осадков. Отчетливо проявленная отрицательная европиевая аномалия на РЗЭ спектрах кальцифиров указывает на то, что существенный вклад в формирование терригенной примеси принадлежал кислому (гранитоидному) материалу. Подобный вывод был сделан на основании изучения распределения РЗЭ в парагнейсах [Туркина, Урманцева, 2009]. Вкладом терригенной примеси объясняется также обогащение кальцифиров Th и их повышенные Th/U отношения в сравнении с «чистыми» карбонатными породами.

Модельный Nd возраст парагнейсов (2.4 до 3.1 млрд лет) перекрывается с интервалом величин $T_{Nd}(DM)$ (2.4—2.7 млрд лет) для кальцифиров. Диапазон модельных Nd возрастов парагнейсов и кальцифиров может быть интерпретирован как результат поступления детритового материала, образованного за счет коры архейского и палеопротерозойского возраста. На наличие в области эрозии позднеархейских источников сноса указывают и величины модельного Hf возраста циркона из кальцифиров ($T_{Hf}(DM-2st) = 2.5—3.0$ млрд лет). Вероятнее всего, поступление детритового материала в область накопления как терригенных, так и терригенно-карбонатных осадков происходило из одних и тех же источников сноса.

Важным критерием в пользу образования кальцифиров в результате метаморфизма терригенно-карбонатных осадков, а не в результате метасоматоза карбонатных пород на контакте с алюмосиликатными породами является распределение РЗЭ в цирконе. Геохимические характеристики циркона достаточно чувствительны к его магматическому/метаморфическому/гидротермальному генезису [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005]. Таким образом, одним из вариантов реконструкции условий формирования кальцифиров является выяснение генезиса циркона. Темные в КЛ ядра и внешние светлые в КЛ каймы демонстрируют однотипные слабофракционированные спектры распределения РЗЭ с низкой величиной отношения $(Lu/Gd)_n = 3.0—14.5$, низким содержанием тяжелых лантаноидов ($Yb_n = 23—302$), в различной степени проявленными Ce аномалиями ($Ce/Ce^* = 2.2—67.4$). Подобные характеристики не свойственны цирконам магматического происхождения, для которых установлены следующие параметры (по данным [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005]): $(Lu/Gd)_n = 16—145$, $Lu_n \approx 1000—10000$, $Ce/Ce^* = 12—82$, и, напротив, схожи с цирконами метаморфического происхождения, обнаруживающими обеднение тяжелыми лантаноидами или РЗЭ в целом [Rubatto, 2002; Федотова и др., 2008; Туркина и др., 2009; 2011]. Многочисленные работы [Pettker et al., 2005; Pelletier et al., 2007; Астафьев и др., 2009; Скублов и др., 2009] позволили выделить помимо магматического и метаморфического типов циркона третий тип — метасоматический или гидротермальный. Под гидротермальными цирконами понимаются цирконы, кристаллизовавшиеся из раствора либо подвергшиеся сильным изменениям под действием водосодержащих флюидов [Hoskin, 2005]. Как правило, для цирконов, кристаллизовавшихся из флюида, наблюдается обогащение редкими и редкоземельными элементами. Им свойственны плоские спектры

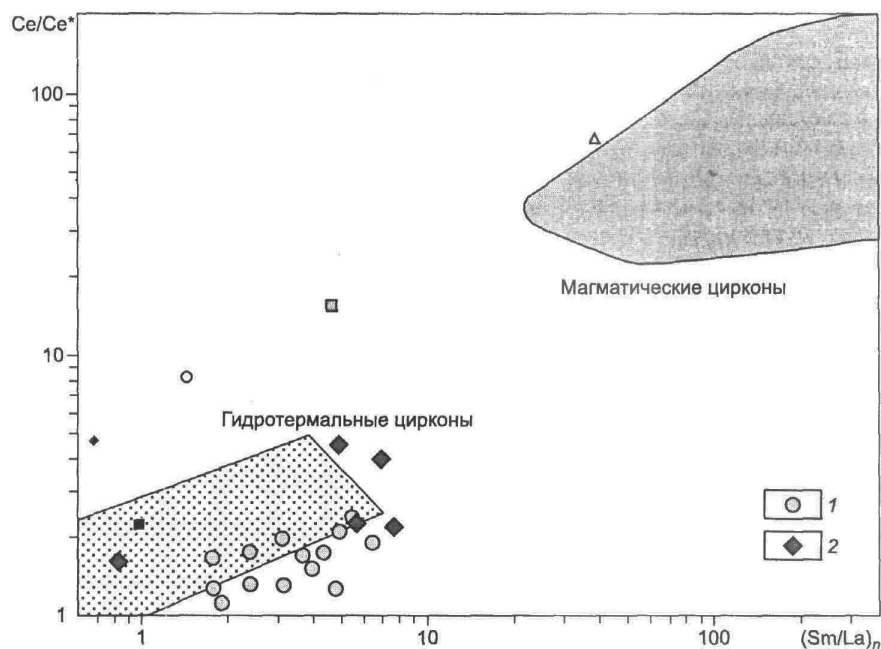


Рис. 9. Соотношение $(\text{Sm/La})_n$ и величины Ce аномалии для цирконов из кальцифира (обр. 215-84).

Закрашенными областями показаны поля составов магматических и гидротермальных (метасоматических) цирконов, по [Pelleter et al., 2007]. Для сравнения приведены данные для цирконов из метасоматитов Терского зеленокаменного пояса Кольского полуострова (1) [Астафьев и др., 2009] и метасоматических цирконов из миаскитовых лампроитов Центральной Карелии (2) [Скублов и др., 2009]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.

РЗЭ в области легких лантаноидов ($(\text{Sm/La})_n = 1.5—4.4$ против $22—110$ для магматических), небольшая величина Ce аномалии ($\text{Ce/Ce}^* = 1.8—3.5$ против $32—49$ для магматических), по [Hoskin, 2005]. Одним из важных геохимических критериев разделения метасоматических и магматических цирконов является соотношение степени дифференцированности легких лантаноидов и величины положительной цериевой аномалии [Pelleter et al., 2007]. Цирконы из рассматриваемого кальцифира обнаруживают довольно варьирующие величины Ce/Ce^* , демонстрируют фракционированное распределение легких РЗЭ (рис. 9) и попадают в промежуточное поле между метасоматическими и магматическими цирконами. Как видно на рис. 8, цирконы из метасоматитов Терского зеленокаменного пояса юго-восточной части Кольского полуострова [Астафьев и др., 2009], сильно измененные метасоматические цирконы из миаскитовых лампроитов Центральной Карелии [Скублов и др., 2009] характеризуются крайне низкими величинами Ce аномалии. Примером гидротермальных цирконов являются цирконы из гранитного плутона Богги Плейн, Австралия [Hoskin, 2005] (см. рис. 8). Спектры распределения РЗЭ этих гидротермальных цирконов отличаются нефракционированным профилем распределения РЗЭ с резко повышенными содержаниями легких лантаноидов.

Таким образом, наличие темных ядер с реликтами осцилляторной зональности, характеризующихся высокими содержаниями Th (до 672 г/т), и, следовательно, повышенным отношением Th/U, более типичным для магматических цирконов, позволяет предположить, что они были унаследованы от терригенной составляющей исходных осадков. О том, что эти ядра были преобразованы в результате метаморфических, а не метасоматических процессов свидетельствует их редкоземельный состав. Они не обнаруживают обогащения легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ, а также характеризуются достаточно широким диапазоном вариаций отношения Ce/Ce^* , что не свойственно метасоматическим (гидротермальным) цирконам.

Оценка нижней границы осадконакопления терригенно-карбонатных пород, сделанная на основании Sm-Nd изотопных данных, составляет 2.4 млрд лет и совпадает с минимальными величинами $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для парагнейсов Иркутского блока. Что касается непосредственно времени осадконакопления терригенных пород-протолитов парагнейсов, то на основании U-Pb датирования магматических детритовых ядер и метаморфогенных оболочек циркона время седиментации ограничено интервалом 1.85—1.95 млрд лет [Туркина и др., 2010]. В кальцифирах были установлены лишь цирконы метаморфическо-

го происхождения, о чем свидетельствуют особенности распределения в них РЗЭ. Время метаморфизма (~ 1.87 млрд лет), установленное по циркону из кальцифиров, согласуется с ранее полученными оценками по метаморфогенным оболочкам циркона из парагнейсов Иркутского блока (1.85—1.86 млрд лет) и бадделеиту из апокарбонатных метасоматитов (1.86 млрд лет), следовательно, метаморфизм терригенных и терригенно-карбонатных пород происходил одновременно. Таким образом, вся совокупность данных, полученных по кальцифирам, указывает на то, что кальцифиры могут рассматриваться как часть исходной осадочной толщи, доминирующими в которой были терригенные породы.

ВЫВОДЫ

Результаты геохимического исследования позволяют сделать вывод, что формирование кальцифиров Иркутского блока связано с метаморфизмом терригенно-карбонатных осадков. Терригенная составляющая исходных осадков соответствует породам различной степени зрелости — от аренитов и вакков до глинистых пород, что находится в соответствии с реконструкцией осадочных протолитов парагнейсов, доминирующих в метаосадочной толще. Распределение РЗЭ в кальцифирах, отличающееся повышенными концентрациями легких лантаноидов по сравнению с «чистыми» карбонатными отложениями и хорошо проявленной европиевой аномалией, а также повышенное содержание Th свидетельствуют о присутствии в области эрозии кислых пород, образованных в результате внутрикорового плавления. Эти геохимические особенности кальцифиров указывают на то, что они были унаследованы от терригенной примеси в составе силикатно-карбонатных осадков.

Широкий диапазон модельного Nd возраста (2.4—2.7 млрд лет) кальцифиров и величин $T_{\text{DM}} = 2.5—3.0$ млрд лет для циркона из этих пород свидетельствуют о том, что карбонатонакопление сопровождалось поступлением терригенного материала, сформированного при эрозии коры как архейского, так и палеопротерозойского возраста.

Циркон из кальцифиров по особенностям распределения РЗЭ и величинам Th/U отношения сопоставим с метаморфогенными цирконами. Предполагается, что исходно он имел детритовое происхождение и был перекристаллизован в результате высокотемпературного метаморфизма. Время метаморфизма терригенно-силикатных пород, установленное по циркону метаморфогенного происхождения, составляет ~ 1.87 млрд лет и согласуется с ранее полученными оценками времени метаморфизма терригенных пород (1.85—1.86 млрд лет) и возрастом бадделеита из апокарбонатных метасоматитов (1.86 млрд лет).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557), госконтракта Роснедра № АЛ-02-06/35.

ЛИТЕРАТУРА

Астафьев Б.Ю., Скублов С.Г., Глебовицкий В.А., Гембицкая И.М., Воинова О.А., Левченков О.А. Геохимия метасоматических цирконов Терского зеленокаменного пояса // Докл. РАН, 2009, т. 427, № 1, с. 90—95.

Геология гранулитов / Ред. Ф.А. Летников. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума в рамках проектов «Геохимия архея» и «Металлогения докембрия». Иркутск, Восточно-Сибирский филиал СО АН СССР, 1981, 98 с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология, 2000, т. 8, № 4, с. 394—408.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. в форме научного доклада... д.г.-м.н. СПб., 2003, 78 с.

Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2007, 340 с.

Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 2, с. 1—6.

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

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

Пичугин М.С., Андрианов М.А., Волгина Н.Я. Черты карбонатонакопления в раннем докембрии на примере архейских отложений юга Восточной Сибири // Экзогенное породо- и рудообразование в докембрии / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1989, с. 65—78.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // *Геохимия*, 2000, № 4, с. 431—444.

Розен О.М., Аббясов А.А., Аксментова Н.В., Бреданова Н.В., Злобин В.Л., Мигдисов А.А., Сафронов В.Т., Толкачикова А.А., Трусов А.И., Чехович П.А., Ярошевский А.А. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М., Научный мир, 2006, 400 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 метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов панозерского комплекса Центральной Карелии // *Геохимия*, 2009, № 9, с. 958—971.

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

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., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неорархейских магматических и метаморфических событий // *Докл. РАН*, 2009, 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 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.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // *Геохимия*, 2008, с. 980—997.

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.

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

Carson C.J., Ague J.J., Coath C.D. U-Pb geochronology from Tonagh Island, East Antarctica: implications for the timing of ultra-high temperature metamorphism in the Napier Complex // *Precam. Res.*, 2002, v. 116, p. 237—263.

Chen R.-X., Zheng Y.-F., Liewen X. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircons from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // *Lithos*, 2010, v. 114, p. 132—154.

DePaolo D.J. Neodimium isotope geochemistry: an introduction. New York, Springer-Verlag, 1988, 187 p.

Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration — new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // *Chem. Geol.*, 2009, v. 261, p. 230—243.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers 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-ICP MS analyses of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 133—147.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 3, p. 637—648.

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., Ireland T.R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // *Geology*, 2000, v. 28, p. 627—630.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 27—62.

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

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

Kinny P.D., Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon // *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 327—341.

Nutman A.P., Hagiya H., Maruyama S. SHRIMP U-Pb single zircon geochronology of a Proterozoic mafic dykes, Isukasia, southern West Greenland // *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 1995, v. 42, p. 17—22.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Féraud G. Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit — Morocco) // *Chem. Geol.*, 2007, v. 245, p. 135—161.

Pettke T., Audetat A., Schaltegger U., Heinrich C. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) Part II: Evolving zircon and thorite trace element chemistry // *Chem. Geol.*, 2005, v. 220, p. 191—213.

Pidgeon R.T. Zircons: What we need to know // *J. Royal Soc. Western Australia*, 1996, v. 79, p. 119—122.

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

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293, p. 683—687.

Urmantseva L., Turkina O. Paleoproterozoic, high-metamorphic, metasedimentary units of Siberian Craton // *Acta Geol. Sinica (Eng. Edition)*, 2009, v. 83, № 5, p. 875—883.

Vavra G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 380—404.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 413—433.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircons // *Beyond 2000: New frontiers in isotope geoscience. Abstracts and proceedings* / Eds. J.D. Woodhead, J.M. Hergt, W.P. Noble. Lorne, 2000, p. 185—188.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2012 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 7 июля 2011 г.,
после доработки — 3 апреля 2012 г.*