

ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОРОД УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ КРАТОНА САН-ФРАНЦИСКО (Юго-Восточная Бразилия)

Ф.П. Леснов¹, М.А.П. Пинheiro², С.А. Сергеев^{3,5}, Н.С. Медведев⁴

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

² Бразильская геологическая служба, Белу Оризонти, Бразилия

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

⁴ Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 3, Россия

⁵ Институт наук о Земле, СПбГУ, 199034, Санкт-Петербург, 10-я линия ВО, 33/35, Россия

Получены первые данные по геохимии и изотопному возрасту цирконов из пород ультрамафитовых массивов Розета (лерцолит, оливиновый ортопироксенит) и Коррего да Арея (оливиновый ортопироксенит), которые залегают среди архей-протерозойских метаморфических образований юго-восточного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия). Исследованные цирконы отличаются по морфологии кристаллов, интенсивности и характеру катодоллюминесцентного свечения, особенностям осцилляторной зональности, по распределению элементов-примесей и изотопному возрасту, который определен U-Pb методом. Кристаллы из лерцолита (массив Розета), значения возраста которых находятся в интервале 800—728 млн лет, почти лишены катодоллюминесцентного свечения. Часть из них окружена реакционными каймами, показавшими возраст 663—619 млн лет. Центральные зоны этих кристаллов обогащены редкоземельными элементами, но часто обеднены U по сравнению с реакционными каймами. Возраст цирконов из оливинового ортопироксенита массива Розета, имеющих умеренную интенсивность катодоллюминесцентного свечения, варьирует в интервале 622.6—596.9 млн лет. Цирконы из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея характеризуются умеренным до интенсивного катодоллюминесцентным свечением и часто имеют ритмичную осцилляторную зональность. В них наблюдается неравномерное распределение редкоземельных элементов и других элементов-примесей, а также содержатся повышенные концентрации U и Th. В своем большинстве эти цирконы имеют очень древний изотопный возраст (2558—2100 млн лет). Исследованные цирконы разделены на ряд типов: реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические. Массивы Розета и Коррего да Арея рассматриваются в качестве протрузивных отторженцев находящегося на глубине докембрийского мафит-ультрамафитового комплекса, которые по разломам были тектонически перемещены в толщи интенсивно метаморфизованных архей-протерозойских образований юго-восточного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско.

Ультрамафиты, цирконы, геохимия, LA-ICP-MS метод, изотопный возраст, U-Pb метод, SIMS SHRIMP-II, кратон Сан-Франциско, Бразилия.

GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC AGE OF ZIRCONS FROM ROCKS OF ULTRAMAFIC MASSIFS IN THE SOUTHERN FOLDED FRAMING OF THE SÃO FRANCISCO CRATON (*southeastern Brazil*)

F.P. Lesnov, M.A.P. Pinheiro, S.A. Sergeev, and N.S. Medvedev

We present the first data on the geochemistry and isotopic age of zircons from rocks of the Roseta (lherzolite and olivine orthopyroxenite) and Córrego da Areia (olivine orthopyroxenite) ultramafic massifs localized among Archean–Proterozoic metamorphic strata in the southern folded framing of the São Francisco Craton. The examined zircons differ in crystal morphology, the intensity and type of cathodoluminescence, oscillatory zoning, the distribution of trace elements, and U–Pb isotopic age. Zircon crystals from the Roseta lherzolite have an age of 800–728 Ma and show negligible cathodoluminescence. Some of them have reaction rims with an age of 663–619 Ma. The crystal cores are enriched in REE but are often depleted in U as compared with the reaction rims. The age of zircons from the Roseta olivine orthopyroxenite showing moderate cathodoluminescence is within 622.6–596.9 Ma. Zircons from the Córrego da Areia olivine orthopyroxenite show moderate to intense cathodoluminescence and often have a rhythmic oscillatory zoning. They are characterized by an uneven distribution of REE and other trace elements and have high contents of U and Th. Most of these zircons have an ancient isotopic age (2558–2100 Ma). The examined zircons are of several types: relict, inherited (xenogenic), syngenetic, and epigenetic. The Roseta and Córrego da Areia massifs are considered to be protusive outliers of a deep-seated Precambrian mafic–ultramafic complex, which were tectonically transferred along faults into the intensely metamorphosed Archean–Proterozoic strata in the southern folded framing of the São Francisco Craton.

Ultramafic rocks, zircons, geochemistry, LA-ICP-MS method, isotopic age, U–Pb method, SIMS SHRIMP II, São Francisco Craton, Brazil

ВВЕДЕНИЕ

На территории Бразилии массивы мафит-ультрамафитового состава имеют ограниченное распространение. Одна их группа, как, например, массивы Барро Альто [Nilson, 1984; Ferreira Filho et al., 2010], Мирабела [Barnes et al., 2011] и Американо Бразилия [Silva et al., 2011], рассматривается в качестве расчлененных интрузий. Вторая группа массивов включается в состав зеленокаменных поясов [Arndt et al., 1989; Schranck, Silva, 1993; van Acken et al., 2016]. Третью группу массивов принято включать в состав офиолитовых ассоциаций [Magalhães, 1985; Strieder, Nilson, 1992; Suita et al., 2004; Queiroga et al., 2007; Pinheiro, Suita, 2012]. К числу последних относятся и изученные нами массивы Розета и Коррего да Арея, локализованные в пределах неопротерозойских орогенных поясов, окружающих с юго-востока кратон Сан-Франциско и сложенных архей-протерозойскими метаморфическими образованиями сложного состава (рис. 1).

В последние годы получены в значительном объеме данные по U-Pb изотопному датированию цирконов из различных по составу метаморфических пород (гнейсы, гранулиты, чарнокиты, амфиболиты и др.), слагающих фундамент кратона Сан-Франциско и его юго-восточное складчатое обрамление [Campos et al., 2003; Neilbron et al., 2010; Albert et al., 2016; Coelho et al., 2017; São Francisco..., 2017]. Данные свидетельствуют о том, что в этих метаморфических породах преобладают две группы цирконов, существенно отличающихся по возрасту: 2890—1656 и 787—550 млн лет. Что касается цирконов из пород мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных в пределах южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско и других регионов, то данные по ним в этих публикациях отсутствуют.

Массивы мафит-ультрамафитового состава, расположенные в пределах южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско и в своем большинстве имеющие небольшие размеры, пока недостаточно изучены с точки зрения их структурной позиции, геологического строения, вещественного со-

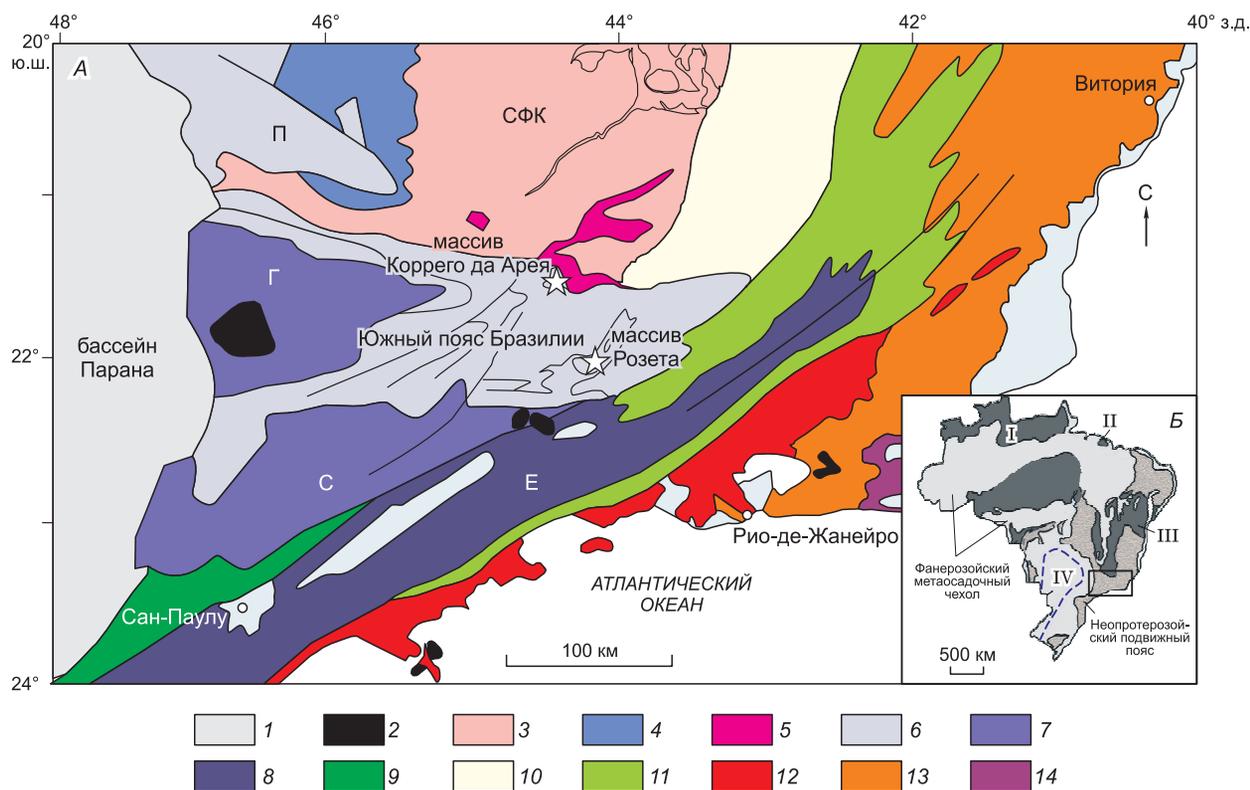


Рис. 1. Схема тектонического районирования южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско, по [Trouw et al., 2013; Coelho et al., 2017] с изменениями (А); схема тектонического районирования территории Бразилии, по [Almeida, 1977] с изменениями (Б).

А — СФК — кратон Сан-Франциско; П — непп Пассос; Г — непп Суаксупе; С — непп Сокорро; Е — террейн Параиба до Сул. 1 — бассейн Парана; 2 — щелочные плутоны; 3—5 — кратон Сан-Франциско: 3 — фундамент кратона, 4 — кровля кратона, 5 — автохтонные и параавтохтонные метаосадочные породы; 6 — неппы Андреландия и Пассос; 7 — неппы Сокорро и Суаксупе; 8 — террейн Параиба до Сул; 9 — террейн Апиай; 10 — Внешний домен; 11 — домен Джуиз де Фор; 12 — дуга Рио-Негро; 13 — террейн Ориентал; 14 — террейн Кабо Фрио.

Б — кратоны: I — Амазон; II — Сан-Луис; III — Сан-Франциско; IV — Паранапанема (штриховой линией околнурена территория, перекрытая метаосадочным чехлом. Прямоугольником обозначена территория, показанная на фрагменте А).

става и особенно в отношении времени и условий формирования. В предлагаемой работе перед авторами стояла задача несколько восполнить этот пробел на основе материалов, полученных при изучении цирконов из пород двух ультрамафитовых массивов — Розета и Коррего да Арея. При этом были охарактеризованы геологическое строение, минералого-петрографический состав и геохимические особенности пород этих массивов, а также основные свойства и U-Pb изотопный возраст цирконов, которые в ультрамафитовых породах этого региона обнаружены впервые. Представительные пробы пород из этих массивов, предназначенные для выделения и изучения цирконов, были отобраны М. Пинхейро при проведении полевых исследований. Цирконы из массива Розета были выделены из проб двух разновидностей пород — лерцолита (вес 80 кг, коренное обнажение в северной части массива) и оливинового ортопироксенита (вес 45 кг, жила, секущая гарцбургиты, вскрытая штольней в южной части массива). Цирконы из массива Коррего да Арея были выделены из пробы оливинового ортопироксенита (вес 80 кг, коренное обнажение в центральной части массива).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При комплексном изучении коллекции кристаллов циркона были применены следующие аналитические методы. Содержание основных компонентов определено на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 200 нА (Аналитический центр Института геологии и минералогии СО РАН, исполнитель В.Н. Королук). Определение редкоземельных и других элементов-примесей в валовых пробах пород, цирконы из которых изучались, выполнено методом ICP-MS (Аналитический центр ИГМ СО РАН, исполнители И.В. Николаева, С.В. Палесский). При этом навески пробы пород разлагали в смесях азотной, плавиковой и соляной кислот, предварительно очищенных методом sub-boiling с использованием тefлонового автоклава системы MARS-5. После разложения проб содержания элементов-примесей в растворах определялись на масс-спектрометре «Element», градуировку которого проводили с использованием стандартных образцов и с добавлением индия в качестве внутреннего стандарта. Пределы обнаружения редкоземельных элементов этим методом составили (г/т): La (0.02), Ce (0.03), Pr (0.003), Nd (0.004), Sm (0.001), Eu (0.0006), Gd (0.0005), Tb (0.0005), Dy (0.0006), Ho (0.0005), Er (0.0005), Tm (0.0002), Yb (0.0003), Lu (0.0002).

Определение содержаний редкоземельных и некоторых других элементов-примесей в цирконах выполнено методом LA-ICP-MS. Для этого использовался квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой iCAP Q (Thermo Fisher Scientific, США) и устройство для лазерной абляции NWR-213 (ESI, США) с твердотельным Nd:YAG лазером (длина волны 213 нм) (Институт неорганической химии СО РАН, исполнитель Н.С. Медведев). Градуировку прибора выполняли по стандартным образцам NIST SRM 610, 612, 614, 616. При анализе оксидную шашку-препарат с инплантированными кристаллами циркона помещали в камеру для лазерной абляции, после чего ее вакуумировали и заполняли гелием. Под воздействием лазерного излучения на поверхность кристалла происходило образование частиц аэрозоля пробы, которые переносились потоком гелия в источник ионизации по фторопластовой трубке с внутренним диаметром 4 мм. Транспортирующий поток гелия составлял 500 мл/мин. Основные параметры лазерной абляции: частота излучения лазера 20 Гц, диаметр кратера от луча лазера 60 мкм, плотность энергии 15 Дж/см². Продолжительность интегрирования сигнала на каждый анализируемый изотоп составляла 0.1 с. Для учета различий в эффективности пробоотбора кристаллов различного состава использовали внутренний стандарт — кремний. Измеренные интенсивности анализируемых изотопов нормировали на сигнал кремния с учетом его содержания в анализируемом кристалле циркона. Содержание кремния предварительно определяли на электронно-зондовом микроанализаторе. На первом этапе исследований были выполнены тестовые анализы нескольких кристаллов путем воздействия лучом лазера на поверхность в выбранной на них точке. Продолжительность этого воздействия составляла 1 с. Затем фокусировку лазера несколько раз смещали по вертикали на 2 мкм вниз и повторяли измерения. Результаты этих измерений дали возможность предположить наличие геохимической неоднородности (микронеоднородности) в распределении элементов-примесей в анализируемых кристаллах циркона. На втором этапе этих исследований измерения концентраций элементов-примесей проводили на примере двух представительных кристаллов циркона в режиме горизонтального сканирования их поверхности вдоль выбранных профилей. При этом диаметр пробоотбора уменьшили до 30 мкм, кристалл перемещали со скоростью 10 мкм/с, но значения частоты и плотности потока энергии при этом не меняли: они составили соответственно 20 Гц и 15 Дж/см². За одно измерение лазер перемещался по профилю на расстояние 20—30 мкм, причем сканирование начинали за пределами кристалла, а начало пробоотбора из кристалла определяли по резко возросшим сигналам кремния и циркония. Вдоль каждого из профилей измерения проводили в 25 точках. При расчетах концентраций элементов-примесей использовали внутренний стандарт — кремний, на сигнал которого нормировали измеренные сигналы от изотопов анализируемых элементов. Погрешность определения содержаний элементов при

этом не превышала 30 %. Результаты измерений, выполненных посредством горизонтального сканирования кристаллов циркона лучом лазера, подтвердили предположение об их геохимической неоднородности (микронеоднородности). Данная методика определения содержаний элементов-примесей в твердых фазах методом LA-ICP-MS опубликована в ряде работ [Gray, 1985; Moenke-Blankenburg et al., 1992; Fernandez et al., 2007; Черноножкин, Сапрыкин, 2011]. Эта методика анализа и та же аппаратура были использованы при изучении распределения элементов-примесей в сосуществующих минералах из пород массива Розета [Пинхейро и др., 2016а].

Изотопный возраст цирконов определяли U-Pb методом на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по опубликованной методике [Schuth et al., 2012] (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Одновременно были получены данные о морфологических и катодлюминесцентных свойствах исследованных кристаллов циркона, а также определены в них содержания U и Th.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ

Массив Розета, расположенный в 10 км к юго-западу от г. Либердади (координаты по центру 21°57'36.01" ю.ш.; 44°20'17.97" з.д.), структурно приурочен к надвигу, имеющему северо-западное простирание. Этот надвиг разграничивает блоки, сложенные толщей кианит-микроклиновых гнейсов (клипп Карвалхос) и толщей фельдшпатитовых сланцев (непп Либердаде) [Trouw et al., 2000]. Сланцеватость в породах обеих толщ имеет северо-западное простирание и юго-западное падение. Массив, обнажаясь на площади около 4 км², в плане имеет овальную форму (рис. 2). В его строении принимают участие в различной мере серпентинизированные лерцолиты, гарцбургиты, клинопироксенсодержащие гарцбургиты, а также жильные оливиновые вебстериты и оливиновые ортопироксениты, в которых присутствуют в качестве примеси амфибол и зеленая шпинель.

Содержание оливина в лерцолитах из данного массива находится в пределах 30—35 %, размеры отдельных его зерен превышают 3 см. В зернах оливина наблюдались следы пластических деформаций и более поздней перекристаллизации с образованием мозаичных агрегатов. В минерале определены высокие содержания NiO (0.71—0.87 мас. %) [Пинхейро, Леснов, 2016; Пинхейро и др., 2016б]. В зернах ортопироксена из лерцолита, содержащихся в количестве 30—40 %, также наблюдались следы пластических деформаций и более поздней перекристаллизации, а также структуры распада твердого раствора в виде ламелей клинопироксена. Зерна клинопироксена в лерцолите представлены ксеноморфными выделениями в количестве 20—30 %. В качестве аксессуарной фазы лерцолиты содержат мелкие выделения хромшпинели (до 2 %), которые сосредоточены в интерстициях между зернами оливина и пироксенов.

Оливиновый ортопироксенит из массива Розета слагает вскрытую штольной маломощную жилу, секущую серпентинизированные гарцбургиты. Порода характеризуется неравномерным распределением зерен оливина, подчиненных им зерен ортопироксена и амфибола, редко встречающихся зерен клинопироксена, а также мелких выделений зеленой шпинели. В оливинах из этой породы определены очень низкие концентрации NiO (0.01—0.02 мас. %) [Пинхейро и др., 2016б].

Массив Коррего да Арея, расположенный в провинции Карранкас, в 55 км к северо-западу от массива Розета (координаты по центру 21°30'53.859" ю.ш.; 44°34'2.661" з.д.), имеет форму вытянутого в меридиональном направлении

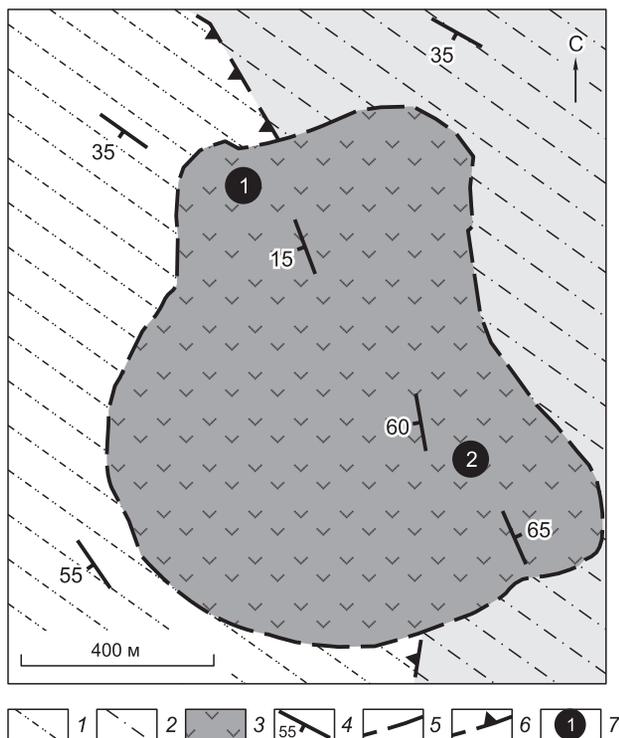
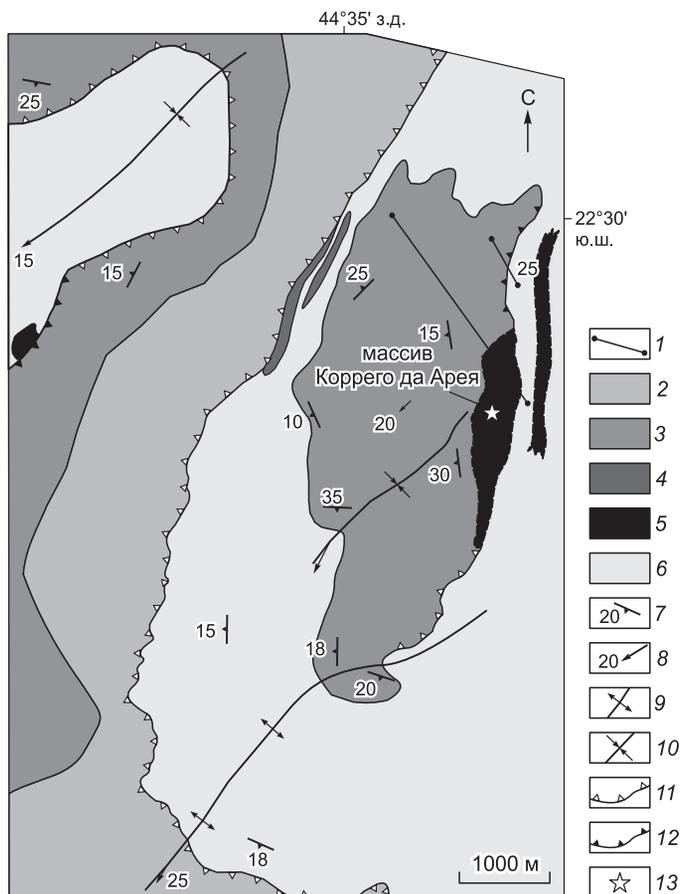


Рис. 2. Схематическая геологическая карта массива Розета, по [Paciullo et al., 2003; Heilbron et al., 2003] с изменениями.

1 — кианит-микроклиновые гнейсы (клипп Карвалхос); 2 — фельдшпатитовые сланцы и гнейсы с прослоями мусковитовых гнейсов (непп Либердаде); 3 — ультраосновные породы; 4 — элементы залегания сланцеватости пород; 5 — тектонические контакты пород массива Розета с породами обрамления; 6 — надвиг; 7 — места отбора проб для изотопного датирования цирконов: 1 — пр. 4758 (лерцолит), 2 — пр. 4760 (оливиновый ортопироксенит).

Рис. 3. Схематическая геологическая карта массива Коррего да Арея, по [Magalhães, 1985].

1 — дайки диабазов (мезозой); 2 — ставролит-гранатовые сланцы и кварциты (система Карранкас, поздний неопротерозой); 3 — кварциты и кварцевые сланцы с зеленой слюдой (формация Сан-Томе дас Летрас, поздний неопротерозой); 4 — амфиболиты и мафитовые сланцы (архей—палеопротерозой); 5 — ультрамафиты метаморфизованные (архей—палеопротерозой); 6 — породы фундамента — биотитовые гнейсы с амфиболитами и метаосадочными образованиями (архей—палеопротерозой); 7 — элементы залегания сланцеватости; 8 — направление минеральной линейности; 9 — синформы; 10 — антиформы; 11, 12 — надвиги: 11 — предполагаемые, 12 — наблюдаемые; 13 — место отбора пр. 4756М для изотопного датирования цирконов (оливиновый ортопироксенит).



линзовидного тела протяженностью около 2 км при ширине около 40 м [Magalhães, 1985]. Структурно он приурочен к субмеридиональному надвику, наклоненному в западном направлении. В обрамлении массива обнажаются ставролит-гранатовые сланцы, кварциты, биотитовые гнейсы и амфиболиты (рис. 3). Массив сложен крупно- и грубозернистыми оливиновыми ортопироксенитами, содержащими примесь амфибола (5—20 %), а также мелкие выделения зеленой шпинели (1—4 %).

Химический и микроэлементный состав лерцолита и оливиновых ортопироксенитов из рассматриваемых массивов представлен в табл. 1, из которой следует, что лерцолит характеризуется низкими содержаниями TiO_2 , CaO , P_2O_5 и щелочей, а также несколько повышенными содержаниями NiO , Zr , Hf , U и Th , кроме того, он аномально обогащен легкими редкоземельными элементами (рис. 4). В оливиновом ортопироксените из массива Розета определены низкие содержания NiO , а также повышенные содержания Sr , Y , Nb , Ba , Zr , Hf и редкоземельных элементов (см. рис. 4). На спектрах распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в вебстеритах из этого массива постоянно присутствуют отрицательные аномалии Ce [Pinheiro, Lesnov, 2016]. Оливиновый ортопироксенит из массива Коррего да Арея также характеризуется низким содержанием NiO , пониженными содержаниями TiO_2 , Sr , Ba , Y , Nb , Ta , Zr , Hf , U , Th и редкоземельных элементов, но при этом наблюдаются несколько повышенные концентрации Cr_2O_3 и более высокие значения параметра Zr/Hf по сравнению с оливиновым ортопироксенитом из массива Розета.

МОРФОЛОГИЯ И КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

Кристаллы циркона выделены из трех проб — из лерцолита массива Розета (пр. 4758, 20 кристаллов), из оливинового ортопироксенита из массива Розета (пр. 4760, 60 кристаллов) и из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея (пр. 4756М, 60 кристаллов). Цирконы из лерцолита массива Розета по морфологии и катодолюминесцентным свойствам разделены на два типа. Первый преимущественно представлен кри-

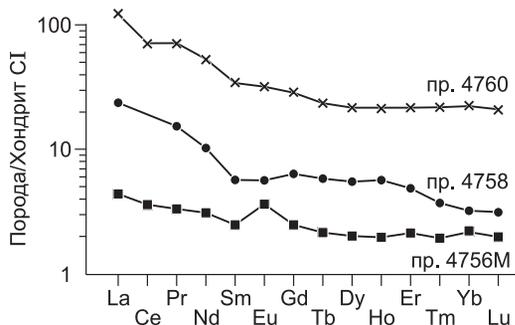


Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в валовых пробах лерцолита и оливиновых ортопироксенитов из массивов Розета и Коррего да Арея, цирконы из которых были изучены (по данным табл. 1).

Таблица 1. Содержание основных компонентов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в лерцолите и оливиновых ортопироксенитах из массивов Розета и Коррего да Арея

Компонент	Массив Розета		Массив Коррего да Арея
	Лерцолит (пр. 4758)	Ортопироксенит оливиновый	
		(пр. 4760)	(пр. 4756М)
SiO ₂	53.92	32.95	45.83
TiO ₂	0.06	2.41	0.23
Al ₂ O ₃	1.72	17.96	7.48
Fe ₂ O ₃ общ	8.04	18.75	13.10
MnO	0.16	0.17	0.17
MgO	32.65	23.42	24.52
CaO	1.50	2.61	5.20
Na ₂ O	0.05	0.17	0.33
K ₂ O	0.02	0.02	0.06
P ₂ O ₅	0.01	0.19	0.02
BaO	< 0.01	0.01	< 0.01
V ₂ O ₅	0.01	0.06	0.02
Cr ₂ O ₃	0.56	0.02	0.28
NiO	0.43	0.10	0.10
П.п.п.	0.77	1.64	2.65
Сумма	99.91	100.56	100.01
Zr	168	548	56
Hf	3.7	13.8	1.28
Rb	1.07	0.65	1.62
Sr	7.7	109	45
Y	11.1	39	3.4
Nb	0.14	18.8	0.18
Cs	0.11	0.14	0.14
Ba	5.6	24	12.2
Ta	< 0.05	0.83	< 0.05
Th	0.08	1.29	0.03
U	0.05	0.19	0.03
La	5.8	30	1.08
Ce	0.82	45	2.3
Pr	1.48	6.8	0.32
Nd	4.9	25	1.45
Sm	0.87	5.3	0.39
Eu	0.33	1.85	0.21
Gd	1.30	5.9	0.51
Tb	0.22	0.89	0.08
Dy	1.40	5.5	0.51
Ho	0.32	1.21	0.11
Er	0.81	3.6	0.35
Tm	0.095	0.56	0.05
Yb	0.53	3.7	0.37
Lu	0.08	0.54	0.05
Сумма РЗЭ	18.96	135.9	7,78
(La/Yb) _n	7.53	5.77	7.78
Zr/Hf	45.4	39.7	43.8

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методами РФА (основные компоненты, исполнитель Н.Г. Карманова) и ICP-MS (элементы-примеси, исполнитель И.В. Николаева и С.В. Палесский).

сталлами неправильной формы, в некоторых из которых сохранились элементы кристаллографической огранки. Центральные зоны этих кристаллов почти лишены катодolumинесцентного свечения (КС) и осцилляторной зональности (ОЗ) (рис. 5). Кристаллы второго типа отличаются от предыдущих тем, что они окружены реакционными каймами шириной 20—40 мкм. Кристаллы из оливинового ортопироксенита массива Розета имеют удлиненно-призматический габитус, при этом их грани нередко слегка округлены. В своем большинстве эти цирконы характеризуются умеренным до интенсивного КС и неритмичной ОЗ. Некоторые из них содержат мелкие включения с повышенной интенсивностью КС (рис. 6). Часть этих кристаллов окружена узкими каймами с повышенной интенсивностью КС. Кристаллы из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея в своем большинстве имеют удлиненно-призматический габитус, характеризуются умеренной до низкой интенсивностью КС и редко наблюдаемой ОЗ. Некоторые из них окружены каймами шириной 5—30 мкм, имеющими повышенную интенсивность КС (рис. 7).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНОВ

Содержания ZrO₂, HfO₂ и SiO₂ в проанализированных кристаллах циркона из проб 4758 и 4756М варьируют в сравнительно узких и почти одинаковых интервалах (табл. 2, 3). Эти цирконы близки по интервалам вариаций значений параметра ZrO₂/HfO₂: 27.5—44.9 и 27.9—45.9 соответственно. На примере нескольких кристаллов из лерцолита (массив Розета) и из оливинового ортопироксенита (массив Коррего да Арея) можно видеть, что их периферические зоны в большей или меньшей степени обогащены Zr и Hf по сравнению с центральными зонами.

Известно, что в современных публикациях оценки содержаний РЗЭ и других элементов-примесей в цирконах, полученные методом LA-ICP-MS, обычно основаны на определениях, выполненных в произвольно выбранных единичных точках кристаллов. В то же время по наблюдениям, основанным на измерениях в разных точках индивидуальных кристаллов циркона, известно, что элементы-примеси в них обычно распределены неравномерно, что обуславливает недостаточную корректность таких единичных определений [Леснов, 2015]. Наши усилия были направлены не на определение содержаний элементов-примесей в единичных точках всех кристаллов циркона из изучаемой коллекции,

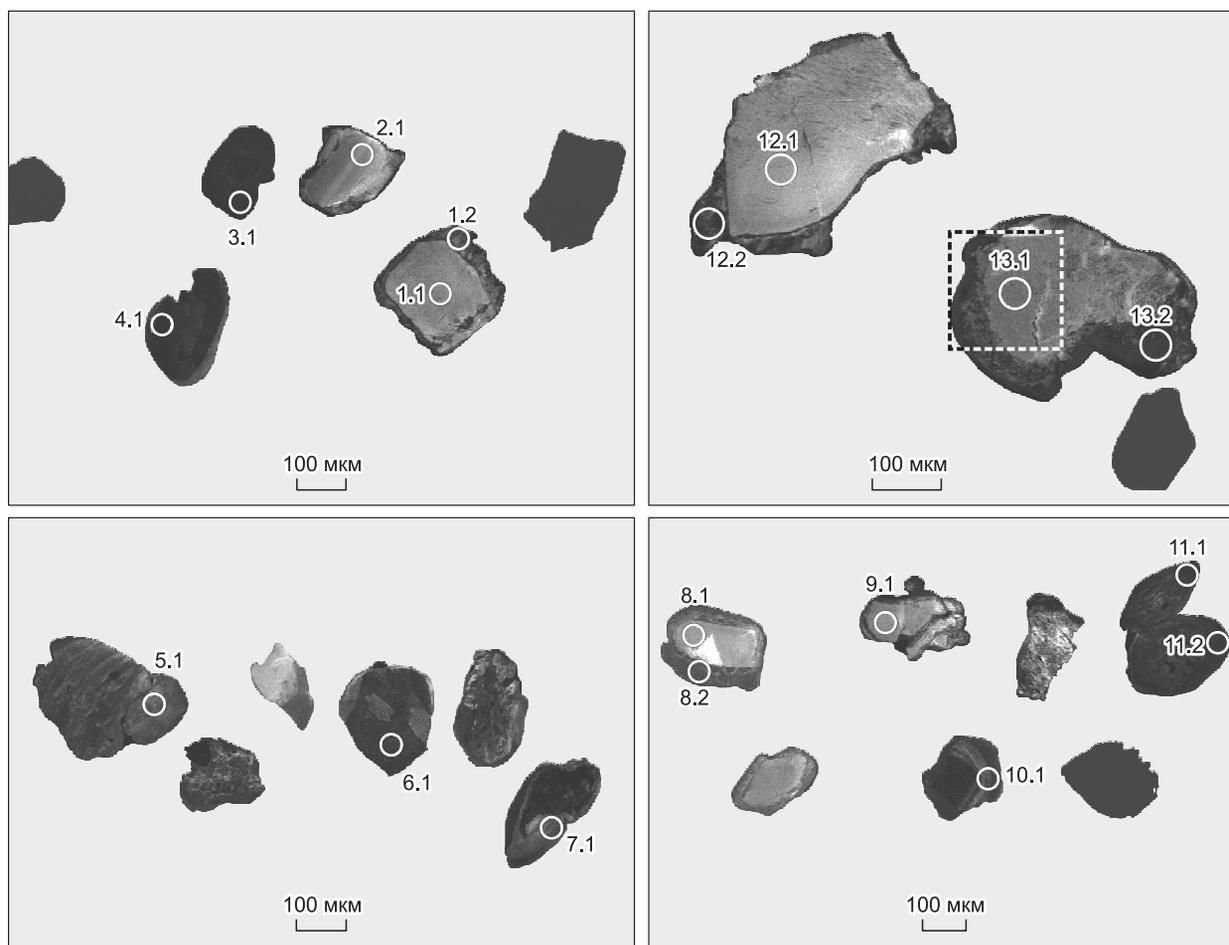


Рис. 5. Мофология кристаллов циркона из лерцолита (пр. 4758, массив Розета).

Белыми кружками показано расположение кратеров от пробоотбора SHRIMP, их диаметр 25 мкм. Здесь и на рис. 6—8: микрофотографии выполнены в катодоллюминесцентном режиме. Квадратом отмечен кристалл, в котором содержание элементов-примесей определялось при сканировании методом LA-ICP-MS.

а на анализ распределения примесей в пределах двух представительных их кристаллов методом LA-ICP-MS посредством их вертикального и горизонтального сканирования лучом лазера. На начальном этапе этих исследований содержание элементов-примесей определялось при вертикальном сканировании на десяти микроуровнях в произвольно выбранных точках нескольких кристаллов. Эти измерения показали, что по мере углубления кратера от луча лазера содержания элементов-примесей заметно варьировали, что позволило предположить наличие в этих кристаллах геохимической неоднородности (микронеоднородности). На втором этапе исследований содержания элементов-примесей определялись в процессе горизонтального сканирования двух представительных кристаллов циркона на интервалах между 1 и 25 точками, расположенными вдоль линейных профилей (рис. 8). Эти измерения показали, что реакционная кайма вокруг кристалла 4758_13 (интервалы между точками 1-3 и 23-25) обеднена Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Y, Nb и отчасти Hf по сравнению с центральной зоной кристалла (интервал между точками 6-12) (табл. 4). Кривые изменения содержаний РЗЭ вдоль профиля, построенные по этим данным, имеют выпуклую кверху конфигурацию, указывающую на обогащенность внутренней зоны кристалла этими элементами по сравнению с его периферией (рис. 9). Конфигурация кривых изменения содержаний РЗЭ вдоль профиля через кристалл 4756M_11 также свидетельствует о том, что его периферия несколько обеднена РЗЭ по сравнению с его центральной зоной (табл. 5, рис. 9). Геохимическая неоднородность кристаллов циркона прослеживается также в изменениях расположения на диаграммах и конфигурации спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, определявшихся при их сканировании вдоль профилей (рис. 10). Так, в кристалле 4758_13 его центральная зона (точки 9-15) характеризуется типичными для магматических цирконов спектрами, которые осложнены интенсивными положи-

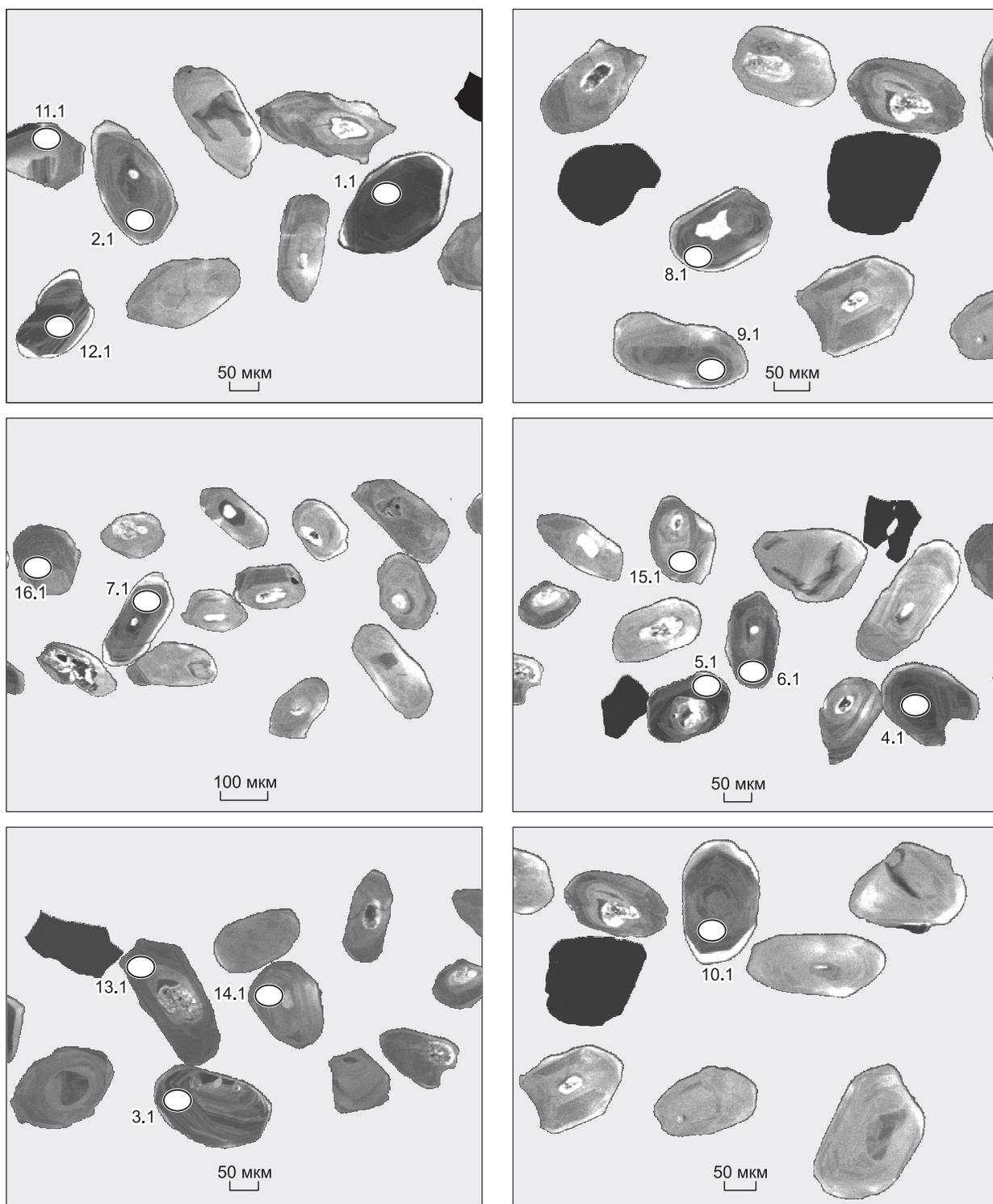


Рис. 6. Морфология кристаллов циркона из оливинового ортопироксенита (пр. 4760, массив Розета).

тельными аномалиями Се. В свою очередь, спектры распределения РЗЭ в пределах реакционной каймы этого кристалла (точки 20-23) имеют не свойственную магматическим цирконам конфигурацию из-за отсутствия на них положительных аномалий Се. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ во всех точках на профиле сканирования кристалла 4756М также имеют типичную для магматических цирконов конфигурацию, но при этом они отличаются по своему положению на диаграммах, что является свидетельством геохимической неоднородности этого кристалла (см. рис. 10).

Таблица 2. Химический состав цирконов из лерцолита (пр. 4758, массив Розета), мас. %

№ анализа	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Ce ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма	ZrO ₂ /HfO ₂
1.1ц	32.29	65.85	1.61	0.003	0.030	Н.п.о.	0.006	99.79	40.9
1.1к	32.72	65.20	2.37	0.007	Н.п.о.	0.002	0.069	100.37	27.5
2.1ц	32.59	65.04	2.08	0.011	0.050	0.029	0.001	99.81	31.3
2.1к	32.84	65.46	2.07	0.008	0.008	Н.п.о.	0.032	100.43	31.4
5.1к	32.66	65.06	2.32	Н.п.о.	0.009	»	0.014	100.07	28.0
6.1ц	32.56	65.70	1.70	»	Н.п.о.	0.021	0.087	100.07	38.6
6.1к	32.52	66.18	1.65	»	»	0.002	0.218	100.57	40.1
8.1ц	32.47	65.55	1.46	0.021	0.041	Н.п.о.	Н.п.о.	99.57	44.9
8.1к	32.53	65.48	2.26	Н.п.о.	Н.п.о.	0.001	0.015	100.29	29.0
9.1ц	32.59	65.28	1.57	»	0.031	0.010	0.016	99.50	41.6
10.1ц	32.51	65.20	1.46	0.017	Н.п.о.	0.082	0.684	99.96	44.7
10.1к	32.76	65.57	1.18	0.021	»	0.008	0.202	99.74	55.6
11.1ц	32.43	65.42	2.02	0.001	0.030	0.011	0.067	99.98	40.8
11.1к	32.70	65.36	2.25	Н.п.о.	0.011	0.004	0.053	100.57	29.0
12.1ц (а)	32.44	65.42	1.53	0.014	0.057	Н.п.о.	Н.п.о.	99.47	43.4
12.1ц (б)	32.64	66.03	1.52	Н.п.о.	0.028	»	0.007	100.22	43.4
12.1к	32.59	65.62	2.26	»	Н.п.о.	»	Н.п.о.	100.48	29.0
13.1ц	32.43	65.47	1.59	0.008	0.035	0.004	»	99.55	41.2

Примечание. Здесь и в табл. 3: Н.п.о. — содержание элемента ниже предела его обнаружения; положение точек измерений в пределах кристалла: ц — внутренняя зона; к — кайма.

Таблица 3. Химический состав цирконов из оливнинового ортопироксенита (пр. 4756М, массив Коррего да Арея), мас. %

№ анализа	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Ce ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма	ZrO ₂ /HfO ₂
1.1ц	32.41	65.22	1.50	0.015	Н.п.о.	0.015	0.008	99.18	43.5
1.1к	32.33	65.54	1.67	0.016	0.008	Н.п.о.	Н.п.о.	99.57	39.2
2.1ц	32.39	64.70	1.62	0.010	0.017	0.055	0.032	98.81	39.9
2.1к	32.68	65.25	1.69	0.030	0.002	0.030	0.033	99.75	38.6
3.1ц	32.51	65.44	1.56	0.018	Н.п.о.	0.017	0.005	99.55	41.9
3.1к	32.38	64.74	2.29	0.024	0.036	0.005	Н.п.о.	99.50	28.3
4.1ц	32.54	64.99	1.80	0.002	Н.п.о.	0.027	0.172	99.54	36.1
4.1к	32.24	65.13	2.07	0.028	0.017	0.016	0.094	99.63	31.5
5.1ц	32.43	65.05	1.59	0.028	0.002	0.056	0.096	99.72	40.9
13.1ц	32.47	65.30	2.25	Н.п.о.	0.045	0.003	0.034	100.11	29.0
14.1ц	32.08	64.19	1.80	0.008	0.102	0.019	0.063	98.85	35.7
14.1к	32.62	65.34	1.44	Н.п.о.	0.044	0.044	0.036	99.48	45.4
20.1ц	32.72	65.72	1.78	»	Н.п.о.	0.008	0.040	100.26	36.9
20.1к	32.39	64.99	2.33	0.032	0.051	Н.п.о.	Н.п.о.	99.89	27.9
21.1ц	32.59	65.07	1.54	0.022	0.018	0.017	»	99.28	42.3
21.1к	32.52	65.40	1.53	0.098	Н.п.о.	0.140	0.201	100.16	42.7
22.1ц	32.44	66.01	1.54	Н.п.о.	»	0.016	0.002	100.06	42.9
22.1к	32.49	65.71	1.57	0.009	»	0.013	0.004	99.82	41.9

Определения содержаний U и Th в разных точках изученных кристаллов циркона позволили выявить их геохимическую неоднородность (табл. 6, рис. 11). Так, в центральных зонах кристаллов из лерцолита (массив Розета), окруженных реакционными каймами и почти лишенными КС, определены низкие содержания U (4—33 г/т) и Th (4—12 г/т), а также повышенные значения параметра Th/U (0.18—0.50). В свою очередь, в реакционных каймах вокруг этих кристаллов определены более высокие содержания U (134—318 г/т), низкие содержания Th (4—12 г/т) и очень низкие значения параметра Th/U (0.02—0.04) по сравнению с их центральными зонами. Центральные зоны кристаллов из лерцолита, не

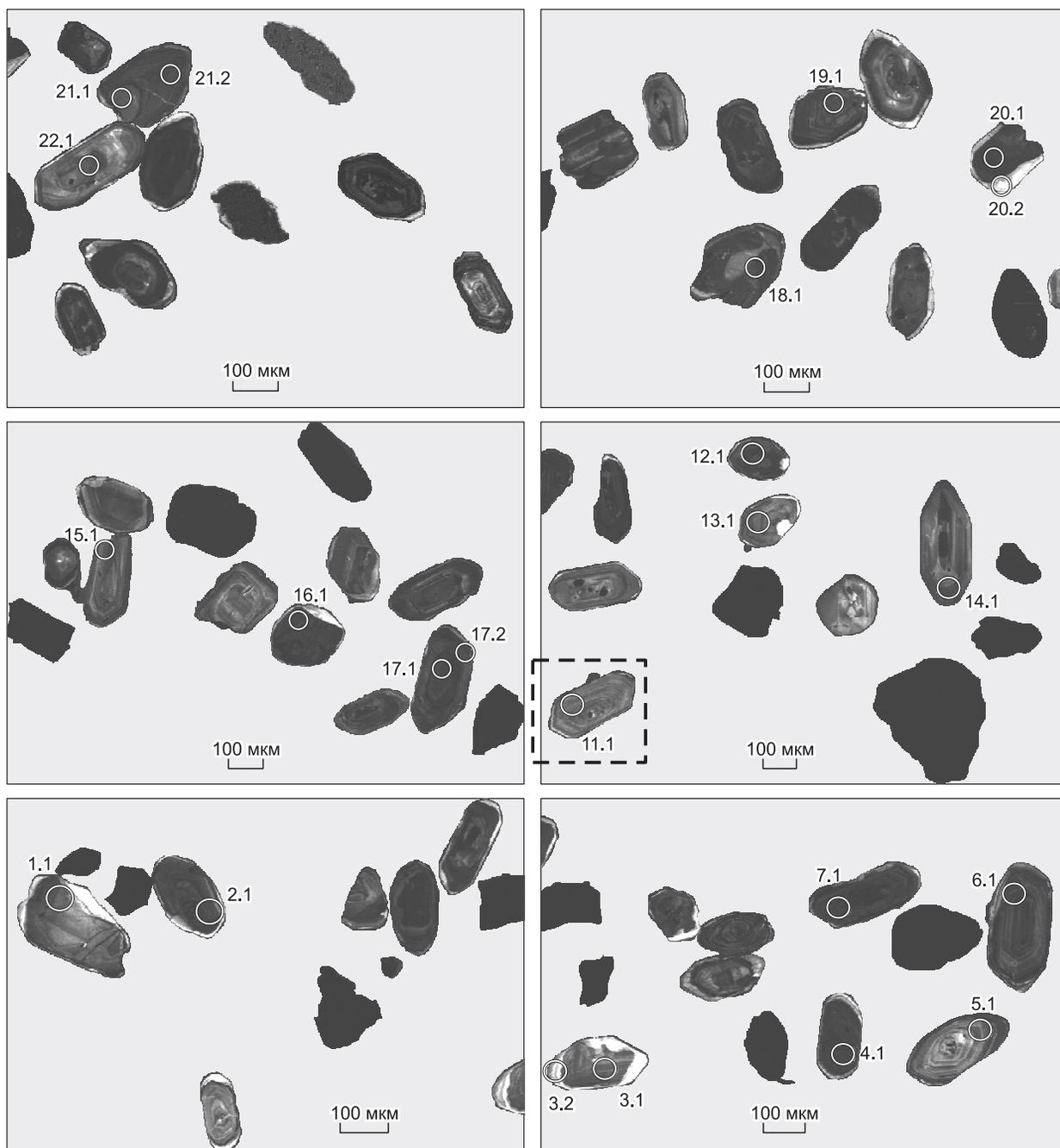


Рис. 7. Мофология кристаллов циркона из оливнивого ортопироксенита (пр. 4756М, массив Коррего да Арея).

Квадратом отмечен кристалл, в котором содержание элементов-примесей определялось при сканировании методом LA-ICP-MS.

имеющих реакционной каймы, существенно обогащены U (247—1675 г/т) и Th (35—187 г/т) и имеют низкие значения параметра Th/U (0.01—0.14). В цирконах из оливнивого ортопироксенита (массив Розета) определены переменные концентрации U (59—308 г/т), низкие концентрации Th (2—5 г/т) и крайне низкие значения параметра Th/U (< 0.03). Цирконы из оливнивого ортопироксенита (массив Коррего да Арея) содержат переменные, но в целом повышенные концентрации U (65—929 г/т) и Th (15—401 г/т), при этом большая их часть имеет повышенные значения параметра Th/U (0.09—1.60).

Таким образом, полученные данные о распределении РЗЭ и других элементов-примесей в цирконах из пород массивов Розета и Коррего да Арея свидетельствуют об их геохимической неоднородности, которая обусловлена как вариациями концентраций примесей, накопившихся в процессе роста кри-

Таблица 4.

**Содержание элементов-примесей в кристалле циркона 4758_13
(лерцолит, массив Розета), г/г**

Элемент	Номер точки измерений вдоль профиля												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	0.23	0.018	Н.п.о.	0.029	0.013	0.022	Н.п.о.	0.049	0.029	0.019	Н.п.о.	0.023	0.042
Ce	2.1	1.7	4.6	5.9	4.9	6.8	7.2	6.7	4.5	8.2	9.4	8.2	4.8
Nd	0.53	0.80	3.5	3.9	3.3	3.4	3.7	4.8	4.3	4.0	5.0	4.7	2.0
Sm	1.0	2.4	10.0	10.0	10.0	12.0	18.0	14.0	14.0	14.0	17.0	18.0	8.7
Eu	0.39	0.97	3.4	5.0	4.0	4.6	5.2	5.3	4.0	7.5	5.1	6.8	3.0
Gd	7.9	17.0	69	76	82	89	100	100	86	120	100	110	52
Tb	3.1	5.3	24	26	19	30	34	28	27	32	34	32	21
Dy	53	72	310	290	300	430	450	360	360	420	410	430	260
Ho	28	24	120	120	100	160	170	170	140	130	160	170	86
Er	170	170	530	610	530	630	840	700	500	690	740	700	470
Tm	52	37	130	110	97	140	150	160	120	140	160	180	88
Yb	490	440	1100	1200	1000	1200	1700	1600	1300	1600	1900	2000	950
Lu	110	61	180	170	130	190	200	240	160	210	250	290	130
Y	280	770	1600	3300	2900	4400	4700	3700	3100	3900	5100	4300	2700
Nb	6	3.2	5.5	5.7	4.4	7.5	7.7	8.2	6.2	6.3	9.5	8.6	5.8

Элемент	Номер точки измерений вдоль профиля													Предел обнаружения элементов
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25		
La	0.017	0.017	0.048	0.086	0.12	1.7	2.0	1.9	1.8	1.3	1.1	0.87	0.01	
Ce	5.4	5.4	5.0	5.8	3.8	2.6	2.1	2.1	1.7	0.73	0.3	Н.п.о.	0.01	
Nd	2.2	2.0	1.5	0.71	0.67	1.4	2.2	2.6	1.1	0.61	1.8	»	0.01	
Sm	8.3	6.9	6.4	4.0	1.6	1.0	0.92	0.28	0.37	0.52	5.6	6.2	0.004	
Eu	3.5	2.8	2.1	1.8	0.71	0.62	0.53	0.49	0.22	0.52	0.28	Н.п.о.	0.01	
Gd	54	51	34	22	11.0	6.3	5.0	4.9	3.6	1.8	5.7	»	0.01	
Tb	23	19.0	14.0	8.6	3.8	2.6	2.0	1.8	1.2	0.97	1.2	0.61	0.006	
Dy	270	230	190	140	59	52	38	29	19	11.0	6.4	9.7	0.005	
Ho	110	94	83	61	30	28	20	17	10.0	5.4	5.1	6.5	0.005	
Er	470	460	370	340	170	150	120	110	60	29	26	22	0.007	
Tm	120	100	99	86	42	50	33	23	16	4.9	5.3	3.0	0.005	
Yb	1300	1500	1300	1200	540	500	310	230	160	42	55	43	0.01	
Lu	180	160	180	170	100	91	87	66	43	9.8	14	5.8	0.005	
Y	2600	2800	2400	2100	1200	920	650	710	380	560	210	170	0.01	
Nb	6.3	5.6	6.0	7.6	6.0	5.4	4.4	5.9	5.0	6.3	3.1	2.8	0.01	

Примечание. Здесь и в табл. 5: анализы выполнены в Институте неорганической химии СО РАН методом LA-ICP-MS при горизонтальном сканировании кристалла вдоль профиля, показанного на рис. 8. Н.п.о – содержание элемента ниже предела его обнаружения.

сталлов, так и при эпигенетическом их перераспределении. Эти наблюдения указывают на необходимость учета геохимической неоднородности индивидуальных кристаллов циркона при определениях в них распределения элементов-примесей таким локальным методом, как LA-ICP-MS.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ

Определение изотопного возраста цирконов из пород массива Розета выполнено по серии кристаллов из лерцолита (пр. 4758) (табл. 7) и из оливинового ортопироксенита (пр. 4760) (табл. 8). Значения возраста цирконов из лерцолита варьируют в пределах двух интервалов. К первому из них (800—728 млн лет, средний неопротерозой) относятся значения, полученные для центральных зон кристаллов, почти не имеющих КС и окруженных реакционными каймами (анализы 1.1, 2.1, 8.1, 9.1, 12.1). Ко второму интервалу (663—619 млн лет, средний—поздний неопротерозой) относятся значения, полученные

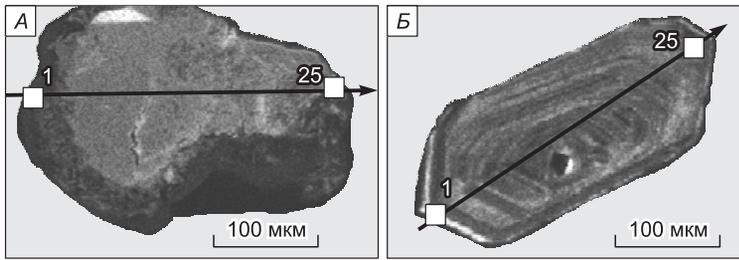


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов циркона 4758_13 (лерцолит, массив Розета) (А) и 4756М_11 (оливиновый ортопироксенит, массив Коррего да Арея) (Б).

Стрелками показаны профили, вдоль которых содержания элементов-примесей определялись при сканировании методом LA-ICP-MS.

по кристаллам, также почти не имеющих КС, но не окруженных реакционными каймами (анализы 3.1, 4.1, 5.1, 6.1, 7.1, 10.1, 11.1). В этот же интервал попали значения возраста, полученные для реакционных кайм вокруг кристаллов предыдущей группы (анализы 1.2, 8.2, 11.2, 12.2, 13.2). Центры эллипсов доверительных интервалов значений возраста цирконов, относящихся ко второму интервалу, расположены вдоль конкордии и соответствуют конкордантному возрасту 638.2 ± 5.4 млн лет (рис. 12). Значения возраста цирконов из оливинового ортопироксенита из массива Розета (пр. 4760), во многом похожих друг на друга по морфологии и катодолюминесцентным свойствам, находятся в интервале 622.6—596.9 млн лет (поздний неопротерозой) (см. табл. 8). В подавляющей части кристаллов циркона из оливинового ортопироксенита из массива Коррего да Арея (пр. 4756М) значения изотопного возраста существенно больше по сравнению со значениями для цирконов из массива Розета. Эти значения находятся в пределах трех интервалов: 2558—2504 млн лет (поздний неоархей), 2198—2074 млн лет (ранний—средний палеопротерозой), 589—576 млн лет (поздний неопротерозой). Измерения в кристаллах 20.1 (анализы 20.1ц и 20.2к) и 21.1 (анализы 21.1к и 21.2ц) показали, что их внутренние зоны имеют намного больший возраст по сравнению с их периферическими зонами (табл. 9). Центры эллипсов доверительных интервалов значений возраста цирконов из ортопироксенита массива Коррего да Арея аппроксимируются двумя дискордиями (рис. 13).

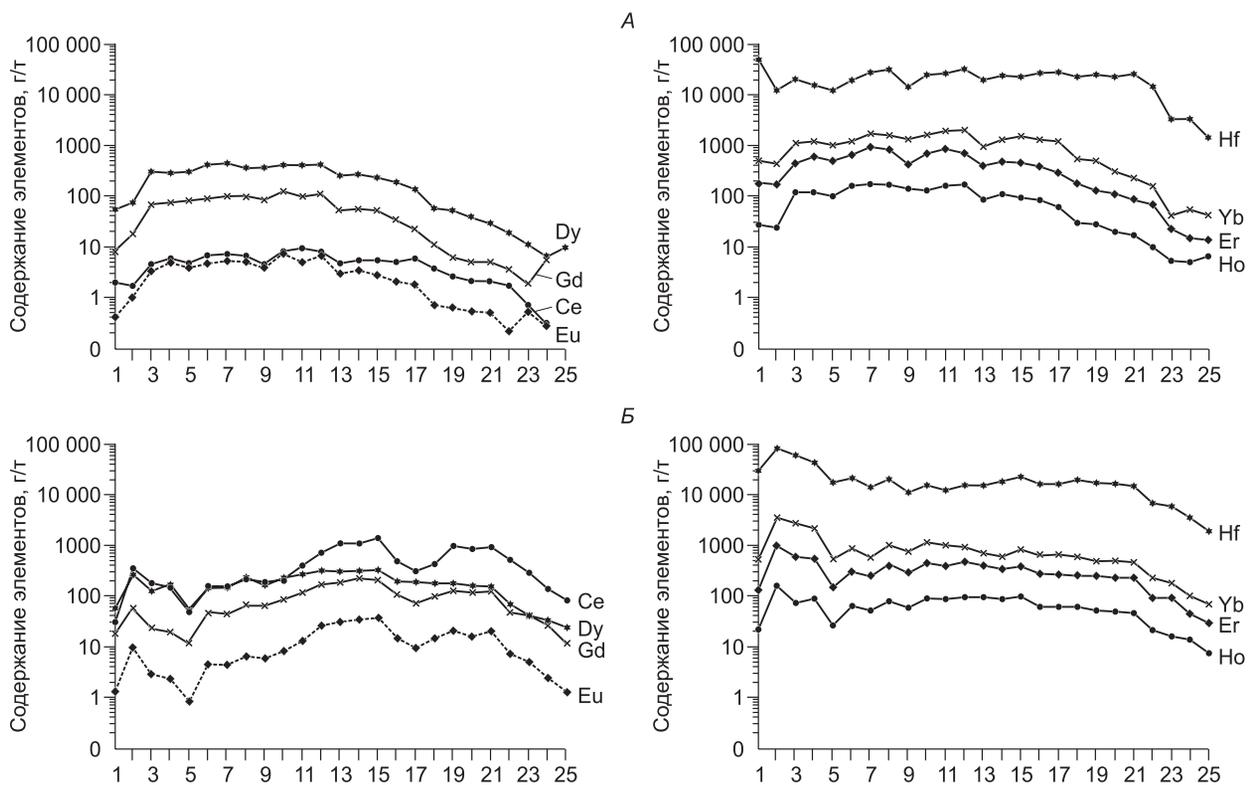


Рис. 9. Кривые изменения содержаний элементов-примесей в кристаллах циркона 4758_13 (лерцолит, массив Розета) (А) и 4756М_11 (оливиновый ортопироксенит, массив Коррего да Арея) (Б) вдоль профилей сканирования, показанных на рис. 8.

Цифрами на оси абсцисс обозначены номера точек измерений в соответствии с табл. 4 и 5.

Таблица 5.

**Содержание элементов-примесей в кристалле циркона 4756M_11
(оливиновый ортопироксенит, массив Коррего да Арея), г/г**

Элемент	Номер точки измерений												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	2.3	7.7	3.6	3.1	0.8	1.3	1.6	2.1	4.8	8.4	17	110	290
Ce	31	350	180	150	51	160	160	220	190	210	400	720	1100
Nd	8.1	51	27	9.9	5.8	19	23	28	35	42	110	320	600
Sm	3.1	27	13	6.5	5.0	16	19	27	29	34	55	120	170
Eu	1.3	10.0	3.0	2.4	0.87	4.6	4.4	6.4	6.0	8.6	13	27	31
Gd	18	59	24	20	12	47	45	69	65	86	120	170	190
Tb	3.8	19	8.1	8.9	4.3	13	13	19	16	19	26	36	36
Dy	58	270	130	170	55	150	150	230	170	230	270	320	320
Ho	22	160	72	88	26	63	52	79	59	88	88	96	95
Er	170	1100	640	530	150	310	240	380	260	360	390	400	360
Tm	47	290	200	150	43	75	53	87	59	100	87	92	80
Yb	520	3500	2600	2100	530	860	570	1000	730	1100	1000	920	700
Lu	150	840	580	330	78	110	73	110	79	140	120	110	100
Y	160	1400	2200	2000	910	1200	1400	2200	1700	1900	2800	2500	3000
Nb	1.9	15	15	14	8.2	13	13	17	13	13	16	12	14

Элемент	Номер точки измерений												
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
La	91	72	24	11	18	43	35	34	21	9.2	5.6	3.3	
Ce	1100	1400	490	310	430	980	850	930	520	290	140	83	
Nd	560	450	170	93	170	340	260	280	130	72	32	23	
Sm	200	200	84	53	77	130	100	120	54	44	16	11	
Eu	35	38	15	9.7	15	21	17	21	7.5	5.1	2.5	1.3	
Gd	230	210	110	74	100	130	120	130	49	43	27	12	
Tb	36	36	22	18	19	23	22	19	9.9	6.5	3.2	2.0	
Dy	320	330	200	190	180	180	160	150	67	42	33	24	
Ho	87	97	62	61	60	52	49	46	21	16	14	7.6	
Er	330	380	260	240	250	230	220	210	87	72	43	22	
Tm	65	84	62	56	60	52	45	49	21	21	10.0	9.1	
Yb	610	860	630	640	590	490	480	450	220	180	100	70	
Lu	110	120	81	77	99	97	110	110	46	42	26	15	
Y	2800	2600	1900	1800	1400	1700	1800	1600	1300	780	400	300	
Nb	12	14	13	12	12	19	16	15	12	7	3.8	3.4	

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В последние десятилетия был достигнут значительный прогресс в изучении различных свойств акцессорных цирконов из магматических пород кислого и среднего составов, а также из метаморфических образований, особенно в связи с их изотопным датированием и определением условий формирования [Zircons, 2003]. П. Хоскин и У. Шалтеггер [Hoskin, Schaltegger, 2003] опубликовали детальный обзор результатов исследований главных свойств цирконов из магматических, метаморфических и осадочных пород, в том числе данных об их изотопном возрасте, полученных U-Pb методом. Эти авторы отметили, что при решении проблем петрогенезиса и реконструкции процессов эволюции мантии, литосферы и земной коры имеют значение не только исследования изотопного возраста цирконов из разных типов пород, но и изучение морфологии их кристаллов, катодолюминесцентных и геохимических свойств. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в этом обзоре не рассматривались данные по цирконам, которые содержатся в породах ультрамафитового состава [Савельева и др., 2007; Малич и др., 2009; Сколотнев и др., 2010; Леснов, 2015; и др.]. Приведенные в этих работах сведения позволили существенно расширить область применения U-Pb метода в целях датирования и выяснения условий

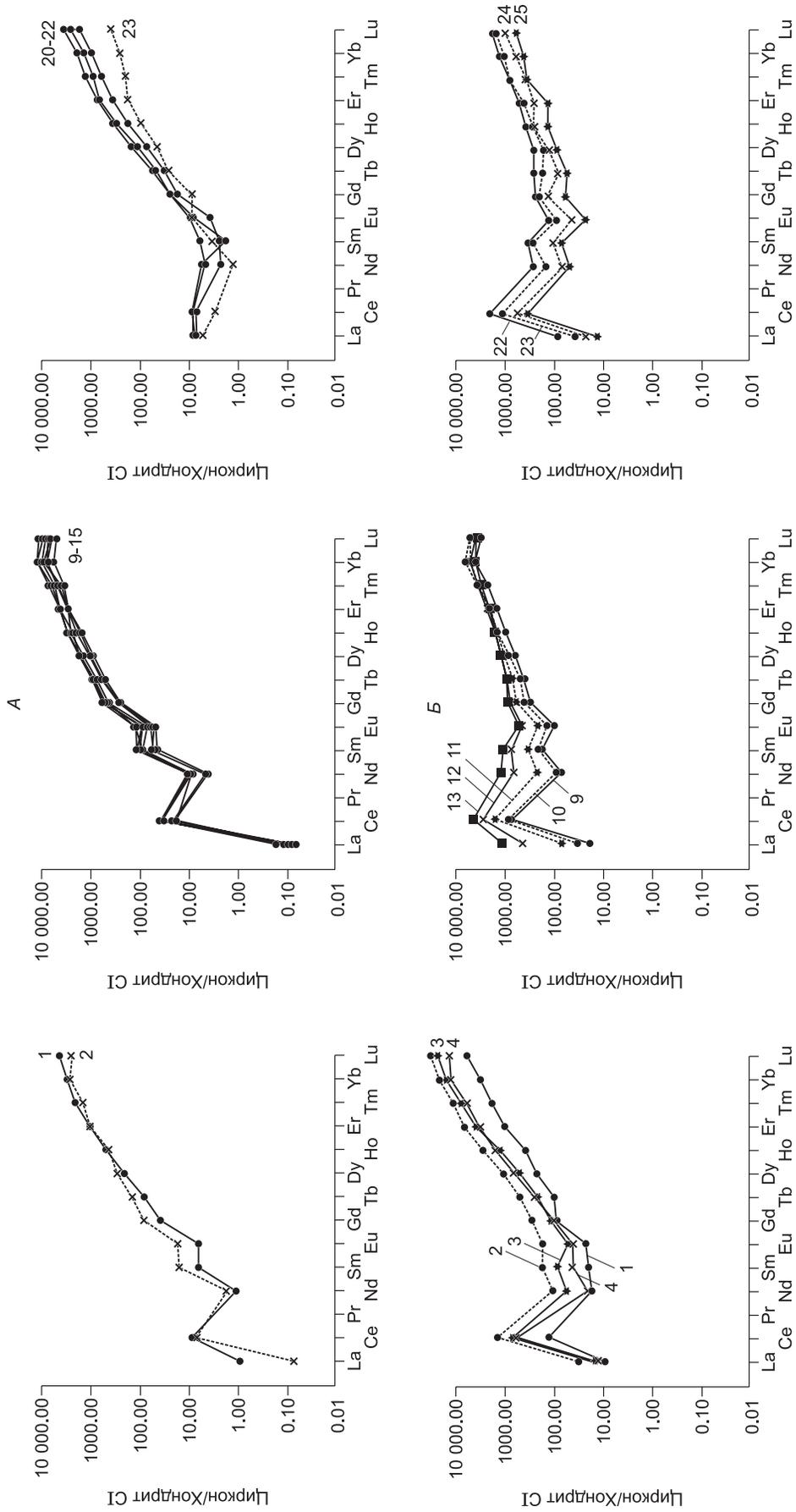


Рис. 10. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в кристаллах циркона 4758_13 (лериолит, массив Розета (А)) и 4756М_11 (оливиновый ортопироксенит, массив Коррего да Арея (Б)).

Определения выполнены при сканировании кристаллов методом LA-ICP-MS между точками от 1 до 25 на профилях, показанных на рис. 8 (по данным табл. 4 и 5).

Таблица 6. Содержание урана и тория в кристаллах циркона из пород массивов Розета и Коррего да Арея, г/т

№ анализа	Массив Розета			№ анализа	Массив Розета			№ анализа	Массив Коррего да Арея		
	Лерцолит, пр. 4758				Ортопироксенит оливинный, пр. 4760				Ортопироксенит оливинный, пр. 4756М		
	U	Th	Th/U		U	Th	Th/U		U	Th	Th/U
1.1ц	12	6	0.50	1.1ц	308	3	0.01	1.1ц	85	35	0.41
1.2к	134	4	0.03	2.1ц	106	3	0.03	2.1ц	315	251	0.80
2.1ц	29	12	0.41	3.1ц	136	Н.п.о.	< 0.01	3.1ц	149	64	0.43
3.1ц	1675	81	0.05	4.1ц	256	2	0.01	3.2к	65	15	0.23
4.1ц	1591	187	0.12	5.1ц	346	Н.п.о.	< 0.01	4.1ц	929	79	0.09
5.1ц	247	1	0.004	6.1ц	164	5	0.03	5.1ц	285	140	0.49
6.1ц	793	104	0.13	7.1ц	169	3	0.02	6.1ц	446	311	0.70
7.1ц	380	35	0.09	8.1ц	132	3	0.02	7.1ц	666	401	0.60
8.1ц	13	4	0.31	9.1ц	106	3	0.03	8.1ц	123	197	1.60
8.2к	318	12	0.04	10.1ц	113	3	0.03	9.1ц	475	360	0.76
9.1ц	8	4	0.50	11.1ц	67	2	0.03	9.1ац	342	176	0.51
10.1ц	707	70	0.10	12.1ц	236	4	0.02	10.1ц	258	76	0.29
11.1ц	364	7	0.02	13.1ц	106	2	0.02	11.1ц	275	212	0.77
11.2к	361	13	0.04	14.1ц	59	2	0.03	12.1ц	375	218	0.59
12.1ц	8	4	0.05	15.1ц	63	Н.п.о.	< 0.01	13.1ц	194	60	0.31
12.2к	203	5	0.02	16.1ц	120	3	0.03	14.1ц	215	45	0.21
13.1ц	33	6	0.18	—	—	5	0.03	15.1ц	420	220	0.52
13.2к	198	6	0.03	—	—	Н.п.о.	< 0.01	16.1	446	59	0.13
—	—	—	—	—	—	—	—	17.1ц	398	371	0.93
—	—	—	—	—	—	—	—	17.2к	244	176	0.72
—	—	—	—	—	—	—	—	18.1ц	266	162	0.61
—	—	—	—	—	—	—	—	19.1ц	161	219	1.36
—	—	—	—	—	—	—	—	20.1ц	387	79	0.20
—	—	—	—	—	—	—	—	20.2к	125	198	1.58
—	—	—	—	—	—	—	—	21.1к	113	77	0.68
—	—	—	—	—	—	—	—	21.2ц	210	149	0.71
—	—	—	—	—	—	—	—	22.1ц	348	171	0.49

Примечание. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) при изотопном датировании цирконов U-Pb методом на масс-спектрометре SHRIMP-II (см. табл. 7—9). Положение точек измерений в пределах кристалла: ц — внутренняя область; к — реакционная кайма.

формирования мафит-ультрамафитовых массивов. Полученные нами первые данные об изотопном возрасте и других свойствах цирконов из пород ультрамафитовых массивов Розета и Коррего да Арея в определенной мере дополняют имеющиеся сведения по этой проблеме.

Массивы Розета и Коррего да Арея представляют собой сравнительно небольшие тела ультрамафитового состава, расположенные среди архей-неопротерозойских метаморфических образований южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско. Оба массива структурно приурочены к пологим разрывным нарушениям и, по-видимому, представляют собой слабоэродированные протрузии — отторженцы залегающих на глубине крупных масс ультрамафитов, относящиеся к докембрийской офиолитовой ассоциации. В строении этих массивов принимают участие в разной мере серпентинизированные реститогенные гарцбургиты и лерцолиты, а также образованные по ним под влиянием более поздних мафитовых расплавов оливинные ортопироксениты и вебстериты. Было установлено, что цирконы из пород этих массивов мало отличаются по общему химическому составу, но при этом заметно отличаются по морфологии кристаллов, их катодолюминесцентным и геохимическим свойствам, а также по изотопному возрасту.

Цирконы из лерцолита (массив Розета) представлены двумя разновидностями. Кристаллы из первой разновидности имеют неправильную форму, изредка в них наблюдались признаки кристаллографической огранки. Их центральные зоны почти лишены катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности. Кристаллы из второй разновидности отличаются наличием реакционных кайм. Кристаллы

Таблица 7. Результаты U-Pb изотопного датирования кристаллов циркона из лерцолита (пр. 4758, массив Розета)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$)	Возраст, млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (\pm %)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (\pm %)	K_k
1.1ц	Н.п.о.	0.47	1.3	777 ± 18	807 ± 120	4	1.166 (6.1)	0.1282 (2.4)	0.395
1.2к	»	0.03	12.0	638.5 ± 7.6	610 ± 42	-4	0.864 (2.3)	0.1041 (1.2)	0.544
2.1ц	»	0.42	3.3	800 ± 12	732 ± 140	-8	1.160 (6.8)	0.1321 (1.7)	0.241
3.1ц	»	0.05	152.0	646.4 ± 6.3	664 ± 13	3	0.898 (1.2)	0.1055 (1.0)	0.864
4.1ц	0.02	0.12	146.0	654.8 ± 6.4	628 ± 14	-4	0.894 (1.2)	0.1069 (1.0)	0.852
5.1ц	Н.п.о.	<0.01	22.2	642 ± 7	623 ± 34	-3	0.874 (2.0)	0.1047 (1.2)	0.589
6.1ц	0.07	0.14	69.1	621.7 ± 6.4	622 ± 28	0	0.845 (1.7)	0.1012 (1.1)	0.646
7.1ц	0.09	0.09	34.0	637.8 ± 6.8	648 ± 32	2	0.878 (1.9)	0.1040 (1.1)	0.599
8.1ц	2.69	0.35	1.4	728 ± 19	374 ± 480	-49	0.890 (22.0)	0.1196 (2.8)	0.131
8.2к	0.09	0.04	28.2	632.9 ± 6.9	650 ± 36	3	0.872 (2.0)	0.1032 (1.1)	0.562
9.1ц	1.81	0.51	0.9	789 ± 25	916 ± 380	16	1.250 (19.0)	0.1302 (3.3)	0.177
10.1ц	0.03	0.10	64.5	650.3 ± 6.8	669 ± 21	3	0.905 (1.5)	0.1061 (1.1)	0.738
11.1ц	0.13	0.02	32.3	632.2 ± 6.9	591 ± 43	-7	0.847 (2.3)	0.1030 (1.1)	0.505
11.2к	0.12	0.04	31.5	624.2 ± 7.2	641 ± 46	3	0.856 (2.4)	0.1017 (1.2)	0.496
12.1ц	1.12	0.53	0.9	787 ± 22	803 ± 240	2	1.180 (12.0)	0.1299 (3.0)	0.251
12.2к	0.16	0.02	18.4	644.1 ± 7.3	648 ± 43	3	0.887 (2.3)	0.1051 (1.2)	0.509
13.1ц	Н.п.о.	0.19	3.1	663 ± 11	684 ± 87	-7	0.930 (4.4)	0.1083 (1.7)	0.396
13.2ц	0.06	0.03	17.2	618.9 ± 6.7	578 ± 46	1	0.824 (2.4)	0.1008 (1.2)	0.482

Примечание. Здесь и в табл. 8, 9: номера анализов соответствуют номерам кристаллов. Н.п.о. – содержание элемента ниже предела его обнаружения. Погрешности определения возраста — 1σ. Ошибка в калибровке стандарта 0.33 %. $^{206}\text{Pb}_c$ — обыкновенный свинец; Pb^* — радиогенный свинец. Изотопные отношения и содержания нерадиогенного Pb скорректированы по измеренному ^{204}Pb . K_k — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$. Положение кратера от пробоотбора SHRIMP: ц — центральная зона кристалла, к — кайма кристалла.

Таблица 8. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из оливнинового ортопироксенита (пр. 4760, массив Розета)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$)	Возраст, млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (\pm %)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (\pm %)	K_k
1.1ц	0.10	0.01	26.6	616.1 ± 5.9	624 ± 32	2	0.838(1.8)	0.1003 (1.0)	0.557
2.1ц	0.62	0.03	9.0	601.8 ± 7.3	599 ± 88	0	0.808(4.3)	0.0978 (1.3)	0.296
3.1ц	0.26	Н.п.о.	11.5	603.2 ± 7.4	643 ± 61	7	0.827(3.1)	0.0981 (1.3)	0.413
4.1ц	0.16	0.01	21.7	606.3 ± 6	546 ± 66	-10	0.794(3.2)	0.0986 (1.0)	0.325
5.1ц	0.07	Н.п.о.	29.9	617.2 ± 5.9	585 ±	-5	0.824(1.7)	0.1005 (1.0)	0.591
6.1ц	0.30	0.03	13.9	605.1 ± 6.3	589 ± 61	-3	0.809(3)	0.0984 (1.1)	0.360
7.1ц	0.38	0.02	14.2	601.3 ± 6.6	563 ± 63	-6	0.7943.1	0.0978 1.1	0.368
8.1ц	0.32	0.02	11.3	609.2 ± 6.6	580 ± 66	-5	0.811(3.3)	0.0991 (1.1)	0.346
9.1ц	0.46	0.03	9.0	601.1 ± 6.9	563 ± 80	-6	0.793(3.9)	0.0977 (1.2)	0.308
10.1ц	0.39	0.03	9.7	611.2 ± 7.4	579 ± 79	-5	0.813(3.8)	0.0995 (1.3)	0.331
11.1ц	0.33	0.02	5.8	622.6 ± 8	619 ± 37	-1	0.845(4.2)	0.1014 (1.4)	0.320
12.1ц	0.15	0.02	20.5	620 ± 6	621 ± 41	0	0.842(2.2)	0.1010 (1.0)	0.476
13.1ц	0.24	0.02	8.8	596.9 ± 7.4	571 ± 65	-4	0.791(3.3)	0.0970 (1.3)	0.394
14.1ц	0.20	0.04	4.9	601.3 ± 8.1	739 ± 86	23	0.862(4.3)	0.0978 (1.4)	0.328
15.1ц	0.39	0.01	5.4	606.7 ± 8	670 ± 92	11	0.842(4.5)	0.0987 (1.4)	0.306
16.1ц	0.46	0.02	10.2	606.1 ± 7	555 ± 130	-8	0.797(6.0)	0.0986 (1.2)	0.204

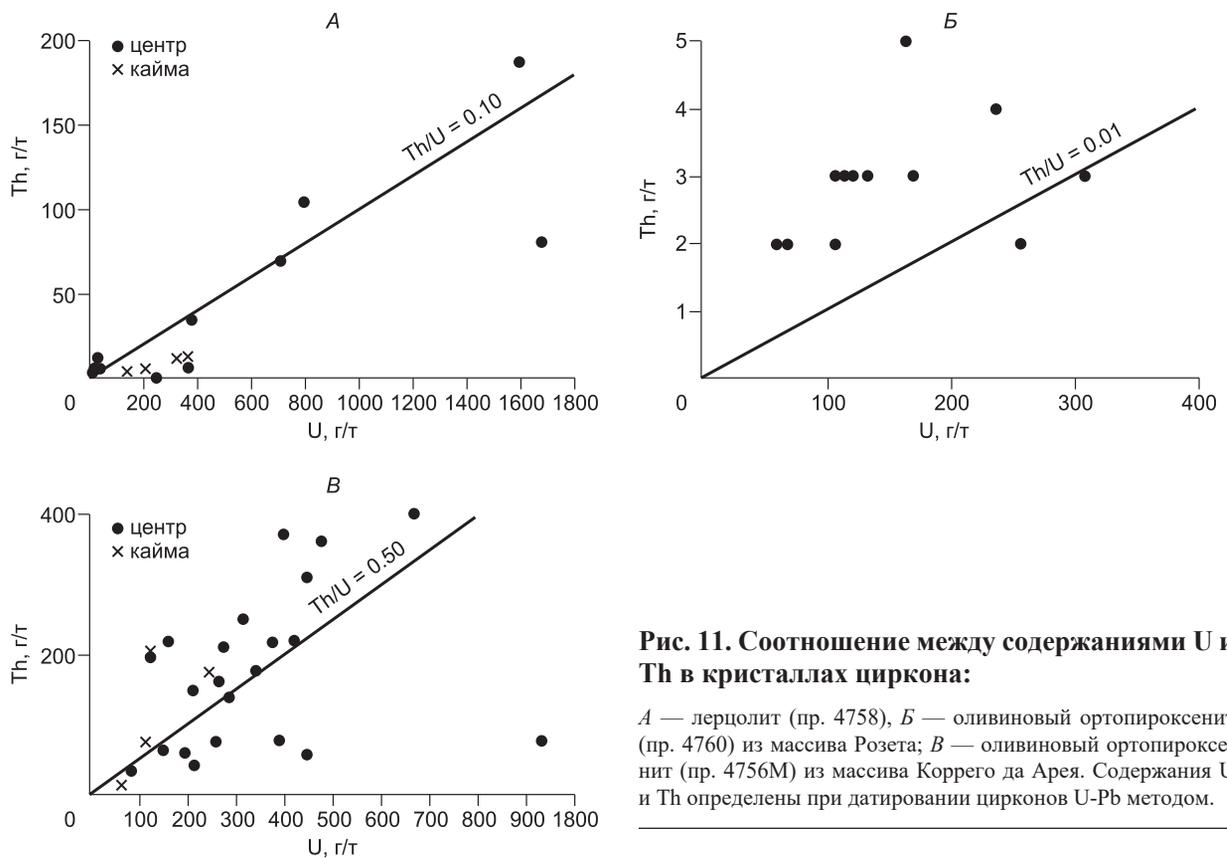


Рис. 11. Соотношение между содержаниями U и Th в кристаллах циркона:

A — лерцолит (пр. 4758), *Б* — оливиновый ортопироксенит (пр. 4760) из массива Розета; *В* — оливиновый ортопироксенит (пр. 4756М) из массива Коррего да Арея. Содержания U и Th определены при датировании цирконов U-Pb методом.

из оливинового ортопироксенита (массив Розета) имеют удлиненно-призматический габитус, многие из них характеризуются умеренным до интенсивного катодоллюминесцентным свечением и нерегулярной осцилляторной зональностью. Подавляющая часть кристаллов из оливинового ортопироксенита из массива Коррего да Арея также имеет удлиненно-призматический габитус и характеризуется умеренной до низкой интенсивностью катодоллюминесцентного свечения, иногда в них наблюдалась осцилляторная зональность.

Вертикальное и горизонтальное сканирование двух представительных кристаллов циркона, выполненное методом LA-ICP-MS, показало, что им свойственна геохимическая неоднородность, в их центральных зонах определены пониженные концентрации U и Th. Реакционные каймы вокруг этих кристаллов обеднены редкоземельными элементами, Hf и Y, но обогащены U по сравнению с их внутренними зонами. Судя по тем кристаллам, в которых анализировались как внутренние зоны, так и каймы, можно предположить, что при образовании кайм, очевидно, обусловленном инфильтрацией эпигенетических флюидов, произошел вынос из них редкоземельных элементов и привнос U. В цирконах из оливинового ортопироксенита массива Розета определены умеренные содержания U и очень низкие содержания Th. Кристаллы циркона из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея в своем большинстве содержат умеренные количества U и при этом обогащены Th. Геохимическая неоднородность цирконов проявилась также в вариациях значений параметра Th/U. Так, центральные зоны кристаллов из лерцолита, окруженных реакционными каймами, часто имеют по-

Рис. 12. Диаграмма с конкордией по значениям изотопного возраста внутренних зон кристаллов циркона из пр. 4758 (лерцолит, массив Розета) (по данным табл. 7).

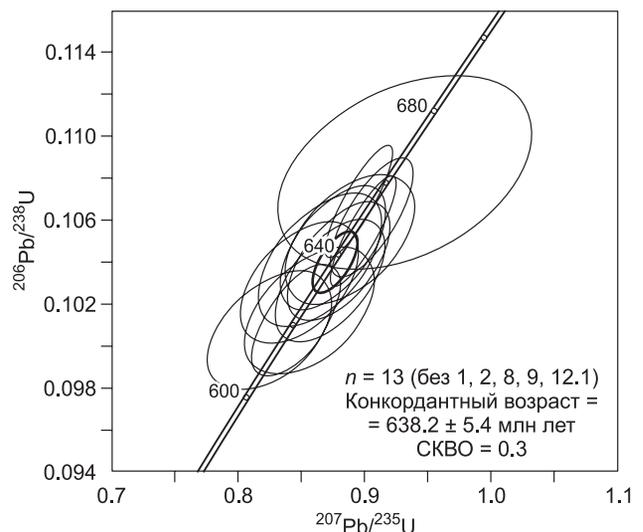


Таблица 9. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из оливинового ортопироксенита (пр. 4756М, массив Коррего да Арея)

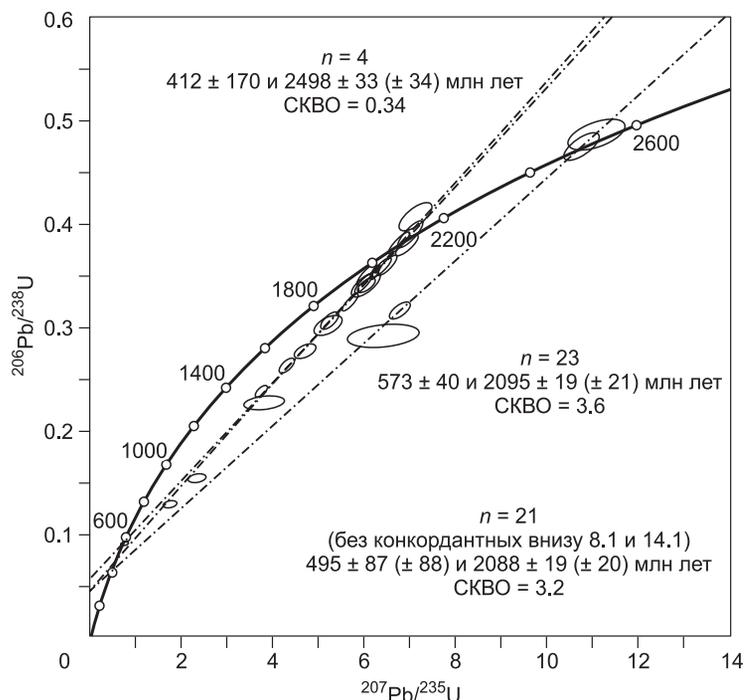
№ анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	Возраст, млн лет ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)	Возраст, млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ($\pm\%$)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ($\pm\%$)	K_c
1.1ц	0.19	0.43	35.6	2558 ± 26	2507 ± 32	-2	11.080(2.3)	0.4871 (1.2)	0.553
2.1ц	1.17	0.82	84.3	1725 ± 16	2010 ± 20	17	5.233 (1.6)	0.3068 (1.1)	0.694
3.1ц	0.17	0.44	50.1	2125 ± 22	2101 ± 15	-1	7.010 (1.5)	0.3905 (1.2)	0.814
3.2к	0.19	0.24	22.8	2198 ± 25	2054 ± 26	-7	7.110 (2.0)	0.4063 (1.4)	0.683
4.1ц	13.93	0.09	124.0	786.7 ± 8.3	1574 ± 59	100	1.742 (3.3)	0.1298 (1.1)	0.336
5.1ц	0.35	0.51	88.7	1985 ± 19	2010 ± 13	6	6.508 1.3	0.3606 1.1	0.837
6.1ц	1.20	0.72	123.0	1775 ± 16	2402 ± 17	35	6.772 (1.5)	0.3169 (1.1)	0.726
7.1ц	9.98	0.62	101.0	928.8 ± 9.7	1798 ± 54	93	2.340 (3.2)	0.1550 (1.1)	0.352
8.1ц	0.30	1.65	9.9	575.7 ± 7.6	588 ± 84	2	0.767 (4.1)	0.0934 (1.4)	0.337
9.1ц	5.17	0.78	99.1	1321 ± 13	1974 ± 83	49	3.800 (4.8)	0.2275 (1.1)	0.233
9.1ац	0.83	0.53	101.0	1883 ± 18	2069 ± 26	10	5.980 (1.8)	0.3393 (1.1)	0.591
10.1ц	0.13	0.30	78.1	1941 ± 18	2024 ± 13	4	6.039(10.1)	0.3513 (1.1)	0.840
11.1ц	0.20	0.80	81.0	1899 ± 18	2051 ± 13	8	5.981 (1.3)	0.3426 (1.1)	0.830
12.1ц	0.17	0.60	105.0	1814 ± 17	2053 ± 11	13	5.678 (1.2)	0.3250 (1.1)	0.871
13.1ц	0.03	0.32	63.7	2088 ± 21	2076 ± 13	-1	6.771 (1.4)	0.3824 (1.2)	0.846
14.1ц	0.47	0.21	17.7	588.6 ± 6.9	514 ± 60	-13	0.759 (3.0)	0.0956 (1.2)	0.409
15.1ц	1.15	0.54	96.3	1506 ± 14	1938 ± 20	29	4.311 (1.6)	0.2633 (1.1)	0.692
16.1ц	0.85	0.14	92.4	1381 ± 13	1862 ± 17	35	3.752 (1.4)	0.2389 (1.1)	0.758
17.1ц	4.01	0.96	99.8	1578 ± 16	2002 ± 33	27	4.710 (2.2)	0.2774 (1.1)	0.520
17.2к	0.94	0.75	74.4	1940 ± 20	2042 ± 19	5	6.095 (1.6)	0.3510 (1.2)	0.734
18.1ц	0.65	0.63	79.5	1909 ± 18	2075 ± 21	9	6.099 (1.6)	0.3446 (1.1)	0.679
19.1ц	0.01	1.41	54.2	2135 ± 21	2095 ± 14	-2	7.028 (1.4)	0.3927 (1.2)	0.825
20.1ц	0.07	0.21	158.0	2504 ± 22	2498 ± 18	0	10.740(1.5)	0.4747 (1.1)	0.714
20.2к	11.90	1.64	37.3	1656 ± 23	2445 ± 78	48	6.420 (4.9)	0.2929 (1.6)	0.326
21.2ц	0.22	0.73	68.6	2074 ± 21	2128 ± 14	3	6.917 (1.4)	0.3794 (1.2)	0.815
21.1к	1.95	0.70	30.2	1706 ± 19	2023 ± 15	19	5.200 (2.3)	0.3029 (1.3)	0.538
22.1ц	0.51	0.51	108.0	1978 ± 18	2084 ± 12	5	6.383 (1.3)	0.3591 (1.1)	0.835

вышенные значения параметра Th/U (0.18—0.50), а реакционные каймы вокруг них отличаются очень низкими значениями этого параметра (0.02—0.04). Центральные зоны кристаллов, лишенных реакционных кайм, также имеют низкие значения параметра Th/U (0.01—0.14). Цирконы из оливинового ортопироксенита из массива Розета имеют очень низкие значения этого параметра (< 0.03). В цирконах из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея значения этого параметра варьируют в 0.09—1.60. В связи с выявленными различиями цирконов по значениям параметра Th/U можно отметить, что, как было установлено, магматические цирконы преимущественно имеют повышенные значения данного параметра (> 0.5) и этим отличаются от метаморфических цирконов, значения параметра Th/U в которых ниже ~0.01, однако причина этих различий пока не ясна [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Значения возраста цирконов из лерцолита массива Розета находятся в пределах двух интервалов. К первому из них (800—728 млн лет, средний неопротерозой) относятся значения, которые определены для центральных зон кристаллов, окруженных реакционными каймами. Ко второму (663—619 млн лет, средний—поздний неопротерозой) относятся значения возраста, определенные для кристаллов, лишенных реакционных кайм, причем в этом же интервале находятся значения возраста, полученные для реакционных кайм. Как представляется, цирконы, содержащиеся в лерцолите, который рассматривается в качестве ультрамафитового рестита, являются *реликтовыми*, первоначально образованными в составе верхнемантийного протолита и имевшими более древний изотопный возраст. По-видимому, при более поздних преобразованиях их U-Pb изотопные системы были нарушены и претерпели неравномерное «омоложение».

Значения возраста цирконов из оливинового ортопироксенита массива Розета не выходят за пределы интервала 622.6—596.9 млн лет (поздний неопротерозой). Предполагается, что эти цирконы явля-

Рис. 13. Диаграмма с конкордией по значениям изотопного возраста кристаллов циркона из пр. 4756М (оливиновый ортопироксенит, массив Коррего да Арея) (по данным табл. 9).



ются *сингенетическими*, образованными при кристаллизации более поздних по отношению к лерцолитам и контаминированных их веществом мафитовых расплавов. О сингенетическом происхождении этих цирконов могут косвенно свидетельствовать призматический габитус их кристаллов, повышенные концентрации Zr (548 г/т) и Hf (13.8 г/т) в содержащем их оливиновом ортопироксените, а также залегание жилы последнего среди гарцбургитов. Подавляющая часть кристаллов циркона из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея (пр. 4756М) имеет намного более древний возраст по сравнению с цирконами из массива Розета. Значения возраста цирконов из этой пробы находятся в трех интервалах: 2558—2504 млн лет (поздний неoarхей), 2198—2074 млн лет (средний палеопротерозой), 589—576 млн лет (поздний неопротерозой). Относительно генезиса двух древних популяций цирконов из этого массива можно высказать две версии. Во-первых, не исключено, что эти древние цирконы имеют *ксеногенную* природу, т. е. они были захвачены их материнским мафитовым расплавом из вмещающих этот массив древних метаморфических пород. Во-вторых, можно допустить, что эти древние цирконы кристаллизовались при образовании ортопироксенитов, т. е. являются *сингенетическими*, и в таком случае возраст этих цирконов может указывать на время проявления древнего мафитового магматизма, в процессе которого образовались эти ортопироксениты. Те же единичные кристаллы циркона, которые показали более молодой возраст (589—576 млн лет), предположительно определяются нами в качестве *эпигенетических*, т. е. образованных при инфильтрации в ортопироксениты более поздних флюидов. Касаясь терминологии, примененной нами в отношении генезиса цирконов из пород массивов Розета и Коррего да Арея, отметим, что образование этих цирконов было связано с магматическими процессами, поэтому их разделение на реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические разновидности не противоречит, а лишь расширяет понятие «магматические цирконы», обычно применяемое наряду с понятиями «метаморфические цирконы» и «гидротермально-метасоматические цирконы».

В заключение подчеркнем, что оценки изотопного возраста цирконов из ультрамафитовых массивов Розета и Коррего да Арея укладываются примерно в те же два существенно отличающихся диапазона (2558—2074 и 800—576 млн лет), что и оценки возраста цирконов из разнообразных метаморфических пород, слагающих южное складчатое обрамление кратона Сан-Франциско (2890—1656 и 787—550 млн лет). Этот факт позволяет предположить, что в литосфере данного региона имели место два главных этапа генерации цирконов — неoarхей-палеопротерозойский и неопротерозойский.

ВЫВОДЫ

1. В лерцолите и в оливиновых ортопироксенитах из ультрамафитовых массивов Розета и Коррего да Арея, рассматриваемых в качестве фрагментов докембрийской офиолитовой ассоциации южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия), впервые для данного региона исследованы кристаллы циркона, состав которых изучен рентгеноспектральным и LA-ICP-MS методами, а изотопный возраст определен U-Pb SIMS SHRIMP методом.

2. В лерцолите из массива Розета кристаллы циркона в своем большинстве лишены кристаллографической огранки, в них отсутствуют катодоллюминесцентное свечение и осцилляторная зонность, часть кристаллов окружена реакционными каймами. Эти цирконы характеризуются неравномерным рас-

пределением редкоземельных элементов, а также U и Th, параметр Th/U в них имеет низкие значения. Центральные зоны этих кристаллов несколько обогащены редкоземельными элементами по сравнению с реакционными каймами. Для центральных зон этих кристаллов изотопный возраст составил 800—619 млн лет, для реакционных кайм он несколько меньше. Лерцолит является верхнемантийным реститом, а представленные в нем цирконы определены в качестве реликтовых, U-Pb изотопные системы которых были нарушены при эпигенетических процессах и претерпели неравномерную перекристаллизацию.

3. В оливиновом ортопироксените (массив Розета), слагающем секущую гарцбургиты жилу, цирконы представлены короткопризматическими кристаллами, имеющими умеренное до интенсивного катодолюминесцентное свечение и ритмичную осцилляторную зональность. В них определены умеренные до повышенных содержания U, низкие содержания Th и очень низкие значения параметра Th/U. Изотопный возраст этих цирконов варьирует в интервале 597—623 млн лет. Оливиновый ортопироксенит рассматривается в качестве гибридной породы, образованной по гарцбургитам под воздействием более поздних мафитовых расплавов. Представленные в нем цирконы определены в качестве сингенетических, изотопный возраст которых может указывать на время формирования жилы содержащего их ортопироксенита.

4. В оливиновом ортопироксените (массив Коррего да Арея) цирконы представлены короткопризматическими кристаллами, которым свойственны умеренное до интенсивного катодолюминесцентное свечение и ритмичная осцилляторная зональность. Они характеризуются умеренными до повышенных содержаниями U, многие из них имеют высокие значения параметра Th/U. В подавляющем большинстве эти кристаллы имеют очень древний возраст (2558—2074 млн лет), а единичные кристаллы — намного более молодой возраст (589—576 млн лет). Генезис цирконов из ортопироксенита этого массива остается дискуссионным. Можно допустить, что кристаллы древнего возраста являются ксеногенными или сингенетическими, а более молодые — эпигенетическими.

5. Массивы Розета и Коррего да Арея рассматриваются в качестве протрузивных отторженцев находящегося на глубине докембрийского мафит-ультрамафитового комплекса, которые по разломам были тектонически перемещены в толщи интенсивно метаморфизованных архей-протерозойских образований южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско.

6. Выявленные два резко отличающиеся диапазона значений изотопного возраста цирконов из пород исследованных ультрамафитовых массивов, как и два примерно таких же диапазона значений возраста цирконов из метаморфических комплексов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско, позволяют предполагать, что в литосфере данного региона имели место два главных этапа генерации цирконов — неоархей-палеопротерозойский и неопротерозойский.

Работа выполнена в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН в рамках государственного задания.

ЛИТЕРАТУРА

Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2015, 240 с.

Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П., Сергеев С.А., Медведев Н.С. Полихронные цирконы из пород мафит-ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Улан-Удэ, Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017, с. 181—184.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb изотопный возраст цирконов дунитов Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 101—105.

Пинхейро М.А.П., Леснов Ф.П. Геохимия оливинов из пород ультрамафитового массива Розета (юг кратона Сан-Франциско, ЮВ Бразилия) // Металлогения древних и современных океанов-2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс, Изд-во Института минералогии УрО РАН, 2016, с. 260—263.

Пинхейро М.А.П., Леснов Ф.П., Медведев Н.С. Распределение элементов-примесей между сосуществующими минералами из пород ультрамафитового массива Розета, ЮЗ Бразилия (метод LA-ICP-MS) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2016а, с. 234—241.

Пинхейро М.А.П., Леснов Ф.П., Суита М.Т.Ф., Королюк В.Н. Закономерности распределения никеля и других элементов-примесей в оливинах из пород ультрамафитового массива Розета (кратон Сан-Франциско, ЮВ Бразилия) // Зап. РМО, 2016б, № 5, с. 57—70.

Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. Вендские тектономагматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов // Геотектоника, 2007, № 2, с. 23—33.

Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике (геотектонические следствия) // Геотектоника, 2010, № 6, с. 24—59.

Черноожкин С.М., Сапрыкин А.И. Особенности лазерной абляции стекла и стали и их влияние на результаты ЛА-ИСП-МС анализа // Аналитика и контроль, 2011, т. 15, № 4, с. 413—420.

Albert C., Farina F., Lana C., Stevens G., Storey C., Gerdes A., Dopico C.M. Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses // Lithos, 2016, v. 266—267, p. 64—86.

Almeida F.F.M. O Cráton do São Francisco // Revista Brasileira de Geociências, 1977, v. 7, p. 349—364 (на португальском языке).

Arndt N.T., Teixeira N.A., White W.M. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil // Contr. Miner. Petrol., 1989, v. 101, № 2, p. 187—197.

Barnes S.J., Osborne G.A., Cook D., Barnes L., Maier W.D., Godel B. The Santa Rita nickel sulfide deposit in the Fazenda Mirabela intrusion, Bahia, Brazil: geology, sulfide geochemistry, and genesis // Econ. Geol., 2011, v. 106, p. 1083—1110.

Campos J.C.S., Carneiro M.A., Basei M.A.S. U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil) // Anais da Academia Brasileira de Ciências, 2003, v. 75, № 4, p. 497—511.

Coelho M.B., Trouw R.A.J., Ganade C.E., Vinagre R., Mendes J.C., Sato K. Constraining timing and *P-T* conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System // Precambrian Res., 2017, v. 292, p. 194—215.

Fernandez B., Claverie F., Pecheyran C., Donard O.F.X. Direct analysis of solid samples by fs-LA-ICP-MS // Trends Anal. Chem., 2007, v. 26, № 10, p. 951—966.

Ferreira Filho C.F., Pimentel M.M., Araujo M.A., Laux J.H. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations // Precambrian Res., 2010, v. 183, p. 617—634.

Gray A.L. Solid sample introduction by laser ablation for inductively coupled plasma source mass spectrometry // Analyst, 1985, v. 110, p. 551—556.

Heilbron M., Tupinambá M., Junho M.C.B., Pentagna F.V.P., Trouw R., Valeriano C.M., Toledo C., Medeiros R.M., Roig H.L. Mapa Geológico — Santa Rita do Jacutinga / Eds. C.A. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron // Projeto Sul de Minas. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003, p. 73—80 (на португальском языке).

Heilbron M., Duarte B.P., Morisson Valeriano C., Simonetti A., Machadoc N., Nogueiraa J.R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent // Precambrian Res., 2010, v. 178, p. 136—148.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon / Eds. J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 2003, v. 53, p. 423—439.

Magalhães A.C. Geologia de Corpos Ultramáficos da Região Compreendida entre São João Del Rey e Liberdade, com Ênfase Especial na Área de Carrancas, MG. Master Dissertation. Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1985, 25 p. (на португальском языке).

Moenke-Blankenburg L., Schumann T., Gunther D. Quantitative analysis of gas using inductively coupled plasma atomic emission and mass spectrometry, laser micro-analysis inductively coupled plasma atomic emission spectrometry and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry // J. Anal. At. Spectrom., 1992, v. 725, p. 251—254.

Nilson A.A. O Atual estágio de conhecimento dos complexos máfico-ultramáficos Pré-cambrianos do Brasil — uma avaliação // Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1984, p. 4.166-4.203 (на португальском языке).

Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Trouw R.A.J. Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro // Projeto Sul de Minas-Etapa I. Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003, v. 1, p. 84—119 (на португальском языке).

Pinheiro M.A.P., Suita M.T.F. Aspectos petrográficos e petrológicos de um gnaiss calciosilicático (meta-rodíngito) em alto grau na base da Klippe Carvalhos, Faixa Brasília, borda Sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais // Revista Brasileira de Geociências, 2012, v. 42, № 3, p. 489—504 (на португальском языке).

Pinheiro M.A.P., Lesnov F.P. The negative Ce anomaly in websterites and its significance on the southern border of the São Francisco Craton — Minas Gerais, Brazil // 8th International Siberian Early Career

Geoscientists conference, 13—24 June, 2016, Novosibirsk, Russia. Novosibirsk, IGM SB RAS, IPGG SB RAS, NSU, 2016, p. 59—60.

Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Pimentel M.M., Dantas E., Martins M., Castaneda C., Suita M.T.F., Prichard H. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICP-MS) dating of a plagiogranite // *Geonomos*, 2007, v. 15, № 1, p. 61—65.

São Francisco Craton, Eastern Brazil (tectonic genealogy of a miniature continent) / Eds. M. Heilbron, U.G. Cordani, F.F. Alkmim. Switzerland, Springer International Publishing, 2017, 331 p.

Schrank A., Silva M.G. Os greenstone belts do Cráton do São Francisco, Brasil // *O Cráton do São Francisco* / Eds. J.M.L. Dominguez, A. Misi. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 1993, p. 85—118 (на португальском языке).

Schuth S., Gorney V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpusov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Int. J. Geosci.*, 2012, v. 3, № 2, p. 289—296.

Silva J.M., Ferreira Filho C.F., Bühn B., Dantas E.L. Geology, petrology and geochemistry of the «Americano do Brasil» layered intrusion, central Brazil, and its Ni–Cu sulfide deposits // *Mineral. Deposita*, 2011, v. 46, № 1, p. 57—90.

Strieder A.J., Nilson A.A. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da mélange ofiolítica em Abadiânia (GO): I — O protólito dos corpos de serpentinito // *Revista Brasileira de Geociências*, 1992, v. 22, № 3, p. 338—352 (на португальском языке).

Suita M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A.S., Nilson A.A., Prichard H.M. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília // *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos* / Eds. E.R. Pereira, R. Castroviejo, F. Ortiz. Madrid, Rede CYTED, 2004, p. 101—132 (на португальском языке).

Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C., Almeida J.H., Tupinambá M., Andreis R. The Central Segment of the Ribeira belt // *Tectonic evolution of South America. 31 International Geological Congress* / Ed. D.A. Campos // *Sociedade Brasileira de Geologia*, 2000, p. 297—310 (на португальском языке).

Trouw R.A.J., Peternel R., Ribeiro A., Heilbron M., Vinagre R., Duffles P.A., Trouw C.C., Fontainha M., Kussama H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil // *J. South Am. Earth Sci.*, 2013, v. 48, p. 43—57.

Van Acken D., Hoffmann J.E., Schorscher J.H.D., Schulz T., Heuser A., Luguet A. Formation of high-Al komatiites from the Mesoarchean Quebra Osso Group, Minas Gerais, Brazil: Trace elements, HSE systematics and Os isotopic signatures // *Chem. Geol.*, 2016, v. 422, p. 108—121.

Zircons reviews in mineralogy and geochemistry / Eds. J.M. Hancher, P.W.O. Hoskin. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 2003, v. 53, 500 p.

*Рекомендована к печати 18 декабря 2017 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
13 ноября 2017 г.*