

УДК 551.2.08(470.21)

**ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЙ КОРЫ
БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ
U-Pb и Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ ЦИРКОНА
ИЗ ГРАНАТОВЫХ ГРАНУЛИТОВ***

В. Р. Ветрин

ФГБУН Геологический институт КНЦ РАН

ФГУП Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва

Аннотация

Приведены результаты изучения строения кристаллов, их геохимии, U-Pb-возраста и изотопного состава Hf в цирконе из ксенолитов гранатовых гранулитов нижней коры Беломорского подвижного пояса. Установлен первично-магматический протолитовый генезис циркона раннего палеопротерозойского возраста (2,47 млрд лет), образованного в процессе кристаллизации базитовых пород нижней коры. Циркон мезо- и неоархейского возраста представлен ксеногенными кристаллами, захваченными расплавами основного состава при их контаминации более древним сиалическим веществом коры. Поздний палеопротерозойский возраст (1,75 млрд лет) имеют метаморфогенные зерна циркона, и палеозойское время образования установлено для магматического кристалла, образованного при инъекции ксенолитов расплавами щелочноультраосновного состава, доставлявших ксенолиты к поверхности. На основании U-Pb-датировок и Lu-Hf-систематики кристаллов намечены этапы образования и преобразования нижней коры региона.

Ключевые слова:

ксенолиты, нижняя кора, циркон, Lu-Hf, U-Pb изотопные системы.

**STAGES OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT LOWER CRUST FORMATION ACCORDING
TO STUDYING OF U-Pb AND Lu-Hf ISOTOPE SYSTEMS OF ZIRCON FROM GARNET GRANULITES**

Valeriy R. Vetrin

Geological Institute of the KSC of the RAS

Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow

Abstract

The structure, geochemistry, U-Pb age and Lu-Hf isotopic composition of zircon crystals from xenoliths of garnet granulites of the lower crust of the Belomorian mobile belt have been studied. Primary magmatic protolithic origin of Early Palaeoproterozoic zircon (2,47 billion years), formed during crystallization of mafic rocks of the lower crust, has been established. Zircon of Meso- and Neoarchaeon is represented by xenogenic crystals trapped by basic melts during their contamination by more ancient sialic crust material. Metamorphogenic zircon grains yielded Late Palaeoproterozoic age (1,75 billion years). Palaeozoic time of formation has been established for magmatic crystal, formed during xenolith injection by alkaline ultrabasic melts which delivered xenoliths to the surface. On the basis of U-Pb dating and Lu-Hf systematics of crystals, stages of formation and transformation of the lower crust in the region were defined.

Keywords:

xenoliths, lower crust, zircon, Lu-Hf, U-Pb isotope systems.

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 17-35-50002).



Циркон — минерал-геохронометр, устойчивый к внешним воздействиям, часто сохраняющий изотопную память при участии в последующих процессах магматизма, метаморфизма и осадконакопления. Часто применяемые в настоящее время методы локального изотопного исследования циркона на вторично-ионных масс-спектрометрах (SIMS) позволяют определять возраст отдельных зон кристаллов (ядра, оболочки, каймы) на участках менее 20 мкм. В то же время при SIMS-датировании кристаллов циркона из одной породы исследователи часто получают спектр дискретных значений возраста с интервалом в десятки и сотни миллионов лет. Корреляция полученных данных с конкретными геологическими событиями производится при изучении морфологии, внутреннего строения и геохимии кристаллов, но не всегда дает однозначные результаты. Дополнением к указанным методикам определения генезиса циркона является исследование в датированных U-Pb-методом кристаллах изотопного состава Hf и сопоставление полученных результатов с данными Sm-Nd изотопной системы в породе, содержащей анализируемый минерал.

В настоящей статье приведены результаты изучения строения кристаллов, их геохимии, U-Pb-возраста и изотопного состава Hf в цирконе из ксенолитов гранатовых гранулитов нижней коры Беломорского подвижного пояса (БПП). На основании U-Pb-датировок и Lu-Hf-систематики кристаллов намечены этапы образования и преобразования нижней коры региона.

Геология и петрография ксенолитов

В северо-западной части БПП находится около 1000 взрывных даек и более 40 трубок взрыва, содержащих ксенолиты гранатовых гранулитов ($Grt + Crx + Pl \pm Opx \pm Qtz \pm Kfs \pm Phl \pm Hbl$, $T = 750\text{--}930\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 12\text{--}15$ кбар), и в меньшем количестве — дупироксеновых и гранатовых пироксенитов, принадлежащим к отторженцам нижней коры [1]. Гранатовые гранулиты — это среднезернистые породы, состоящие из граната (10–60 %), клинопироксена (< 1–40 %), плагиоклаза (20–70 %), ромбического пироксена (0–4 %) роговой обманки (0–17 %) и представленные всеми переходными типами от мафических (эклогитовых) до фельзических разновидностей. По химическому составу гранатовые гранулиты соответствуют кварцевым и оливковым толеитам.

Образцы и методы исследования

Кристаллы циркона выделены из трех образцов гранатовых гранулитов, отобранных в трубке взрыва на о. Еловом в Кандалакшском заливе Белого моря. Концентрации U, Th, Pb, REE и U-Pb-возраст циркона определялись на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ, (Санкт-Петербург). Измерение концентраций Sm, Nd и изотопного состава Nd в ксенолитах выполнено на масс-спектрометре TRITON в ЦИИ ВСЕГЕИ. Изотопный состав Hf в цирконе в датированных кристаллах определен в Университете Маквари (Сидней, Австралия) методом MC-LA-ICP-MS.

Строение, возраст и состав кристаллов циркона

При U-Pb-исследовании циркона из ксенолитов гранатовых гранулитов установлено расположение датировок кристаллов в интервале от 2,84 до 0,33 млрд лет с образованием пяти возрастных этапов — мезо- и неогарнейского, раннего, позднего палеопротерозойского и палеозойского [1].

Наиболее древний для изученных кристаллов циркона мезогарнейский возраст определен для отчетливо зонального призматического зерна с конкордантным значением в 2844 ± 11 млн

лет, близким возрасту древнейших гранитоидов БПП (2,83–2,8 млрд лет), или среднекислого вулканизма Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов БПП (2,88–2,83 млрд лет). Циркон содержит 242 ppm урана, 175 ppm тория и отнесен к ксенокристам, захваченным из пород архейского фундамента.

Неоархейский конкордантный возраст (2788 ± 35 млн лет) установлен для зональных призматических кристаллов, содержащих 65–93 ppm U ($Th/U = 0,33–0,43$). Все кристаллы содержат повышенные концентрации РЗЭ (1654–3358 ppm), характеризуются слабо выраженной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 1,21–4,73$) и плоскими, слабодифференцированными спектрами РЗЭ ($Lu_N/La_N = 12,4–104$, $Sm_N/La_N = 0,53–2,63$). Указанные особенности состава циркона более свойственны циркону «гидротермального» происхождения, образованному при высокой активности флюидной фазы, чем циркону магматического генезиса (рис. 1).

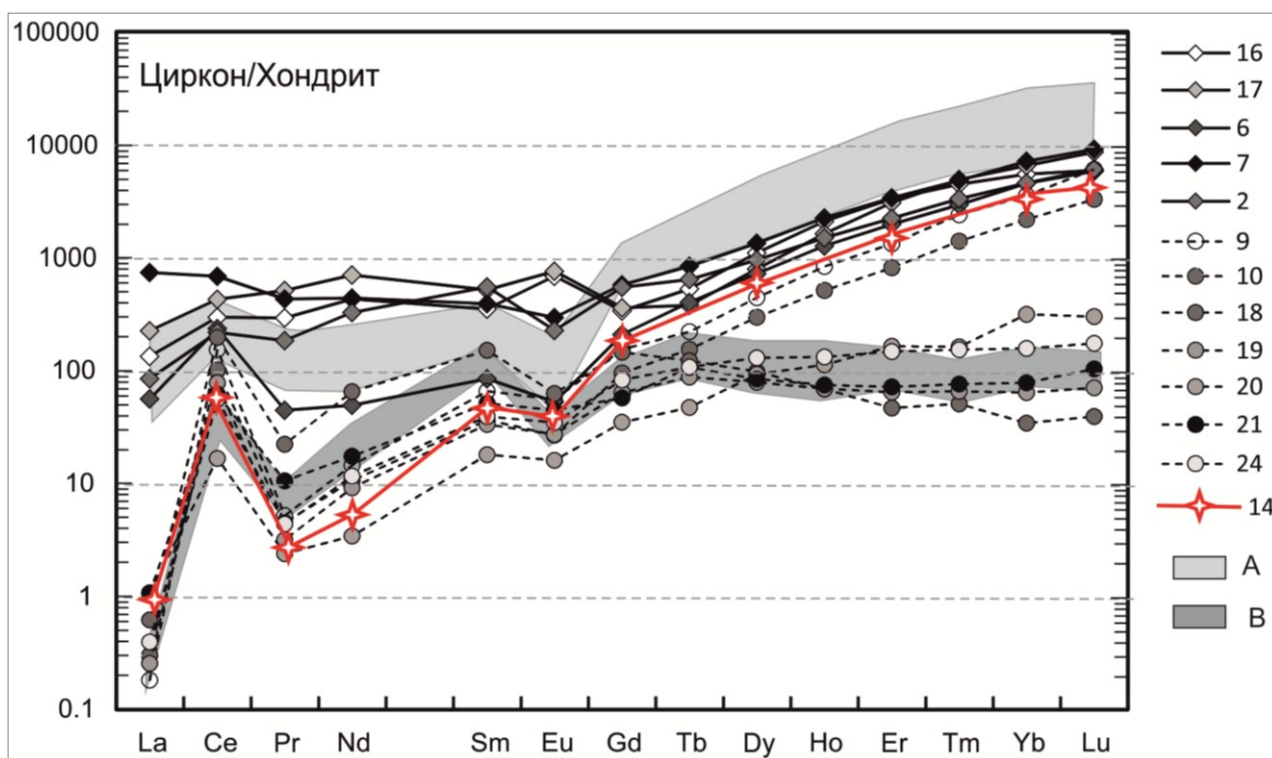


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ в цирконе неоархейского (2, 6, 7, 16, 17) и позднего палеопротерозойского (9, 10, 18, 19–21, 24) возрастов: 14 — состав магматического циркона [2]; А — поле составов гидротермального циркона массива Багги Плейн [3]; В — поле составов циркона гранулитовой фации в парагенезисе с гранатом [4]

Ранний палеопротерозойский конкордантный возраст (2,47 млрд лет) установлен для призматических, овальных, отчетливо зональных кристаллов циркона и обломков кристаллов неправильной формы. Циркон содержит 94–239 ppm урана, 68–169 ppm тория, имеет повышенные значения Th/U (0,58–1,0), что, наряду с зональной структурой кристаллов, определяет их первично-магматический генезис.

Циркон позднего палеопротерозойского возраста образует округлые бесцветные прозрачные кристаллы размером до 0,2–0,4 мм. Концентрации U и Th в кристаллах составляют 41–162 и 23–354 ppm соответственно, Th/U — 0,56–5,94. По морфологии кристаллов и концентрациям U, Th это типичный «гранулитовый» циркон, свойственный многим высокометаморфизованным

комплексам мира [4]. Спектры распределения РЗЭ имеют отчетливо проявленные положительную цериевую и отрицательную европиевую аномалии ($Ce/Ce^* = 10-159$ и $Eu/Eu^* = 0,42-0,64$), но существенно различаются по концентрациям тяжелых лантаноидов. Для преобладающей части кристаллов отношение Lu_N/Gd_N составляет $0,3-9,0$, что свойственно циркону, кристаллизовавшемуся в субсолидусных условиях гранулитовой фации в ассоциации с гранатом. Для двух образцов установлены более высокие значения этого отношения ($35-40$), характерные для циркона, образованного в равновесии с анатектическими расплавами. Вся совокупность возрастных данных характеризуется одномодальным распределением с максимальным количеством значений в интервале $1650-1800$ млн лет и аппроксимируется дискордией с верхним пересечением в 1750 ± 30 млн лет и нижним пересечением в $T_2 = 1231 \pm 230$ млн лет. Последняя цифра отвечает, по-видимому, времени преобразования U-Pb изотопной системы циркона при прогреве нижней коры в процессе внедрения магматических производных гренвилльского этапа с возрастом около $1,2$ млрд лет.

Наименьшее для изученных кристаллов конкордантное значение возраста — 326 ± 13 млн лет определено для призматического кристалла с нечетко выраженной зональностью. Концентрации U и Th в кристалле составляют 142 и 94 ppm соответственно, и повышенное значение отношения Th/U, равное $0,66$, свидетельствует о первично-магматическом генезисе циркона.

Генетические типы кристаллов циркона

Результаты определения U-Pb-возраста циркона из ксенолитов выявляют их существенную вещественную и возрастную гетерогенность. Последняя обусловлена формированием циркона в ксенолитах сложного состава, возникших в результате ряда эндогенных процессов, включающих кристаллизацию исходных расплавов с образованием нижнекоровых протолитов, контаминацию глубинных магм веществом древней коры, а также изменением состава протолитов более поздними процессами метаморфизма и магматизма.

Для реконструкции генетических типов циркона целесообразно использование изотопных Lu-Hf и Sm-Nd-систем, ведущих себя когерентно в процессах магматической дифференциации, с положительной корреляцией начальных изотопных отношений $\epsilon Nd(T)$ в породе и $\epsilon Hf(T)$ в породе или цирконе [5–8]. Графически указанная закономерность поведения изотопных систем выражается линией с параметром $\epsilon Hf(T) = 1,36 \cdot \epsilon Nd(T) + 3,0$, получившей название *terrestrial array*, или ТА, и с учетом дисперсий определения изотопных параметров — полосой ТА, имеющей ширину порядка $2-4 \epsilon Hf(T)$ (рис. 2). На рассматриваемой диаграмме кристаллы циркона, имеющие одно и то же значение $\epsilon Nd(T)$, образуют вертикальные тренды, протяженность которых определяется разбросом значений $\epsilon Hf(T)$. В случае ксеногенных кристаллов циркона, а также при его образовании в процессах более позднего магматизма изотопные Lu-Hf и Sm-Nd-системы породы и циркона становятся некогерентными, что выражается в смещении точек состава за пределы поля ТА. Помимо использования указанной диаграммы, отнесение кристаллов циркона к ксеногенным, собственно протолитовым, и более поздним по времени образования возможно при использовании модельного возраста ксенолитов $T_{Nd}(DM)$ и сопоставления его с модельным возрастом $T_{Hf}(DM)$ циркона и результатами датирования минерала U-Pb-методом.

Исходя из этого, протолитовый первично-магматический генезис установлен для зонального циркона раннего палеопротерозойского возраста ($T_{Zr} = 2,5$ млрд лет) с близкими значениями $T_{Hf}(DM)$ и $T_{Nd}(DM)$ в $2,76$ и $2,72$ млрд лет соответственно. Точка состава циркона расположена

в пределах поля ТА, с $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 1,6$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1,7$, чем определяется согласованность Lu/Hf и Sm/Nd изотопных систем в цирконе и породе при кристаллизации протолита. Образование рассматриваемых цирконов происходило, вероятно, при кристаллизации в неархейской коре магм ультраосновного-основного состава, аналогами которых в современном эрозионном срезе БПП были многочисленные интрузии друзитов, и в пределах Кольского п-ова, Карелии и Финляндии — расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритового состава и связанные с ними вулканиты с возрастом 2,4–2,5 млрд лет [9].

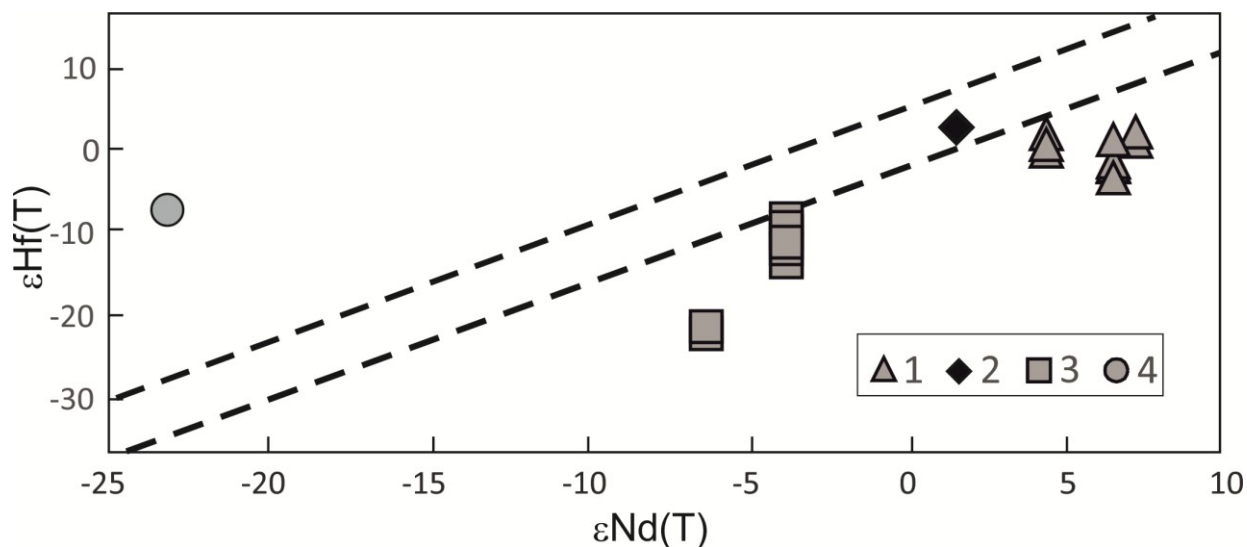


Рис. 2. Диаграмма в координатах $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$:

1–4 — циркон архейского, ранне-, позднепротерозойского и палеозойского возрастов соответственно.
Пунктиром показаны границы поля ТА (*terrestrial array*)

К ксеногенным отнесены кристаллы циркона неархейского возраста, имеющие $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ и T_{Zr} 3,09–2,96 и 2,78–2,72 млрд лет соответственно и на ~500 и ~200 млн лет превышающие модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ вмещающего гранатового гранулита, определенный в 2,57 млрд лет. Близким изотопным составом обладают неархейские кристаллы циркона с $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3,01$ –2,93, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,72$ и $T_{\text{Zr}} = 2,72$ –1,58 млрд лет, с уменьшением значений возраста циркона по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вследствие потерь радиогенного свинца. На диаграмме в координатах $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ – $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ точки состава циркона располагаются ниже поля ТА, что обусловлено неравновесностью Lu-Hf и Sm-Nd изотопных систем циркона и ксенолита.

По возрасту рассматриваемый циркон коррелируется с цирконом наиболее распространенных в пределах БПП неархейских тоналитовых гнейсов ($T = 2,76$ –2,72 млрд лет), а по возрасту, Lu-Hf изотопной систематике и редкоземельному составу — с этим минералом из массивов санукитоидов ($T = 2,76$ –2,68 млн лет), имеющих широкое развитие в пределах восточной части Балтийского щита [10]. Особенности внутреннего строения и редкоземельного состава циркона позднего палеопротерозойского возраста позволяют выделить метаморфогенные зерна циркона, кристаллизовавшиеся в парагенезисе с гранатом в условиях гранулитовой фации, и кристаллы, образованные из межзерновых анатектических расплавов. Дискордантный возраст всей совокупности рассматриваемых кристаллов в 1750 ± 30 млн лет может рассматриваться, вероятно, в качестве оценки времени гранулитового метаморфизма при формировании Лапландской коллизионной структуры (1,95–1,75 млрд лет) и обусловленных этим процессов гранитизации и образования пегматитов в породах БПП.

Зональность и особенности геохимии циркона палеозойского возраста свидетельствуют о его магматическом генезисе. В то же время отсутствие когерентности изотопных Lu/Hf- и Sm/Nd-систем в кристаллах циркона и существенно более древних породах ксенолитов определяется существенно радиогенным составом гафния в цирконе и нахождением точек его состава вне поля ТА. Образование рассматриваемых кристаллов происходило, вероятно, при инъекции ксенолитов прожилками вмещающих ксенолиты палеозойских ультраосновных лампрофиров, контаминированных веществом коры.

Вероятный генезис «гидротермальных» кристаллов циркона

Неоархейские ксеногенные кристаллы циркона из ксенолитов нижней коры близки по возрасту циркону из регионально развитых в пределах БПП тоналитовых гнейсов и санукитоидов восточной части Балтийского щита. При изучении геохимии кристаллов циркона из тоналитовых гнейсов в них было установлено близкое к стандартному магматическому циркону распределение REE и пониженные значения Th/U ($< 0,5$ [10]). Как было показано выше, циркон из гранатовых гранулитов имеет повышенные концентрации LREE, повышенные значения Th/U-отношения, слабодифференцированные спектры распределения REE, редуцированную Ce-аномалию. Эти особенности состава существенно отличают его от циркона магматического генезиса и приближают к составу метасоматически измененных или «гидротермальных» цирконов, образование которых предполагается не только из гидротермальных растворов, но и в процессе кристаллизации насыщенных флюидом расплавов, обогащенных несовместимыми элементами, в том числе LREE [3].

Среди неоархейских цирконов Балтийского щита близкое к «гидротермальным» цирконам распределение REE имеют кристаллы циркона санукитоидов Карелии [11], а также их жильных производных — миаскитовых лампроитов [12]. Согласно данным этих исследователей, образование «гидротермальных» цирконов в санукитоидах было обусловлено воздействием на кристаллы циркона магматического генезиса постмагматических флюидов, обусловивших увеличение в них концентраций LREE, Ca, Al, Fe, Ba, Ti, Th, Sr. Сходство циркона из ксенолитов и санукитоидов Карелии подтверждается и близким изотопным составом Hf в этом минерале. Как следует из имеющихся данных ([13, 14], включая ссылки в этих работах), в восточной части Балтийского щита установлено более 30 массивов санукитоидов с возрастными 2,76–2,68 млрд лет. Размещение интрузий контролировалось тектонически ослабленными зонами — крупными разломами, сдвигами, приуроченными как к границам блоковых структур, так и к разломам, секущим их границы. Для санукитоидов характерны высокие концентрации Cr, Ni, повышенные содержания LREE, Ba, Sr. Значения $\epsilon Nd(t)$ варьируют от +2,2 до –4,6, и наименее радиогенный состав Nd определен в санукитоидах, контаминированных веществом коры. Предполагается, что расплавы санукитоидов могли формироваться за счет частичного плавления обогащенной щелочами и несовместимыми элементами метасоматизированной мантии [15], образованной при подъеме мантийного вещества. Во время подъема плюма (астеносферного диапира) сопровождающий его флюидный поток, опережавший плюм, мог произвести метасоматическое изменение литосферной мантии, а сам астеносферный диапир был источником тепла, необходимого для плавления уже метасоматизированной мантии.

Площадное распространение массивов санукитоидов в восточной части Балтийского щита предполагает интенсивное проявление процессов плавления и флюидной переработки литосферной мантии региона в неоархее. Флюидному воздействию подвергалась при этом, вероятно, не только литосферная мантия, но и расположенные выше породы архейской нижней коры, представленные главным образом аналогами вулканитов зеленокаменных поясов и

гранитоидами ТТГ-состава. Флюидная переработка пород нижней коры с изменением состава находившихся в них кристаллов циркона могла производиться преимущественно вдоль зон глубинных разломов, в ряде случаев контролировавших и размещение массивов санукитоидов. Исходя из этого можно полагать, что при подъеме по древним зонам разломов палеопротерозойских расплавов базит-ультрабазитового состава они ассимилировали вещество переработанной флюидами архейской нижней коры с сохранением в расплаве ксенокристаллов циркона этих пород и изменением состава базитов в сторону увеличения концентраций LREE, Ba, Sr и появлением в них отрицательных значений $\epsilon\text{Nd}(t)$.

Выводы

При изучении строения, геохимии, U-Pb-возраста и систематики Lu-Hf изотопной системы кристаллов циркона из ксенолитов гранатовых гранулитов нижней коры БП в них установлены первично-магматический протолитовый, ксеногенный, метаморфогенный и поздний магматический генетические типы циркона, часто находящиеся в пределах одного образца.

Протолитовый первично-магматический генезис установлен для зонального циркона раннего палеопротерозойского возраста ($T_{\text{Zr}} = 2,5$ млрд лет), имеющего близкий изотопный состав Hf с цирконом высокомагнезиальных вулканитов такого же возраста. Эти данные согласуются с выводами о принадлежности изученных нижнекоровых ксенолитов к производным высокомагнезиальных бонинитоподобных расплавов, образующих в верхней коре северной части Балтийского щита палеопротерозойскую провинцию изверженных пород с возрастом 2,4–2,5 млрд лет [9].

Внедрение больших объемов палеопротерозойских расплавов основного-ультраосновного состава в нижние части архейской коры усилило ее расслоение на верхнюю и нижнюю кору. При подъеме расплавов базит-ультрабазитового состава в нижние части архейской коры они, вероятно, ассимилировали вещество переработанных мантийными флюидами пород нижней коры с изменением состава базитов в сторону увеличения в них концентраций LREE, Ba, Sr и сохранением в расплавах ксенокристаллов циркона из этих пород. Неравновесность Lu-Hf и Sm-Nd изотопных систем датированных ксеногенных кристаллов циркона и породы ксенолита подтверждается расположением точек их состава ниже поля ТА (*terrestrial array*) на диаграмме в координатах $\epsilon\text{Hf}(T)$ – $\epsilon\text{Nd}(T)$.

В позднем палеопротерозое (~ 1,75 млрд лет) породы нижней коры испытали гранулитовый метаморфизм, связанный с формированием Лапландской коллизионной структуры и обусловленных этим процессов гранитизации и частичного плавления пород. Образованные в ксенолитах кристаллы циркона метаморфогенного генезиса по величине отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ близки циркону из интрузивных тел гранитоидов в обрамлении палеорифтогенной Печенгской структуры и в южной части Лапландского гранулитового пояса, что может свидетельствовать о происхождении их исходной магмы в результате процесса гранитизации нижней коры региона.

В палеозое породы нижней коры были прорваны щелочно-ультраосновными расплавами и в виде ксенолитов вынесены на поверхность. Циркон палеозойского возраста имеет слабо радиогенный состав гафния, с $\epsilon\text{Hf}(T)$ ниже величины этого отношения в цирконе из имеющих близкое время образования карбонатитов палеозойского Хибинского массива нефелиновых сиенитов. Модельный возраст $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ циркона составляет 1,21 млрд лет, и точка его состава расположена ниже линии развития CHUR, что было обусловлено, вероятно, кристаллизацией циркона из инъецирующих ксенолиты прожилков ультраосновных лампрофиров, контаминированных веществом верхней коры.

Автор признателен Е. А. Белоусовой (*Macquarie University, Dept. of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Sydney, Australia*), выполнившей изучение изотопного состава Hf в цирконе, и анонимному рецензенту за ряд замечаний, учтенных в окончательном варианте статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров) / В. Р. Ветрин [и др.] // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 676–681.
2. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alterate Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. Vol. 69. P. 637–648.
3. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochim.* 2003. Vol. 53. P. 27–62.
4. Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.
5. Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system // *Earth, Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 148. P. 243–258.
6. Vervoort J. D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. Vol. 63, no. 3/4. P. 533–556.
7. Корректная интерпретация U-Pb-возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) / К. И. Лохов [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43–53.
8. Ветрин В. Р., Белоусова Е. А., Кременецкий А. А. Lu-Hf изотопная систематика циркона из ксенолитов нижней коры Беломорского подвижного пояса // *Записки РМО*. 2017. Ч. CXLVI, № 3. С. 1–16.
9. Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // *Петрология*. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.
10. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
11. Федотова А. А., Библикова Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // *Геохимия*. 2008. № 9. С. 980–997.
12. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С. Г. Скублов [и др.] // *Геохимия*. 2009. № 9. С. 958–971.
13. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield / E. Heilimo [et al.] // *Precamb. Res.* 2013. Vol. 228. P. 250–266.
14. Егорова Ю. С., Лобиков А. Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы // ДАН. 2013. Т. 453, № 2. С. 196–200.
15. Stern R., Hanson G. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // *J. Petrol.* 1991. Vol. 32, no. 1. P. 201–238.

Сведения об авторе

Ветрин Валерий Романович — кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН

E-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Author Affiliation

Valeriy R. Vetrin — PhD (Geology & Mineralogy), Leading Researcher of the Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Ветрин, В. Р. Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса по данным изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем циркона из гранатовых гранулитов / В. Р. Ветрин // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2017. — № 3 (9). — С. 24–31.

Reference

Vetrin Valeriy R. Stages of the Belomorian Mobile Belt Lower Crust Formation According to Studying of U-Pb and Lu-Hf Isotope Systems of Zircon from Garnet Granulites. *Herald of the Kola Science Centre of the RAS*, 2017, vol. 3 (9), pp. 24–31. (In Russ.).