

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА ИЗ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА УЗЯНСКИЙ КРАКА

© 2014 г. Е. В. Аникина, И. А. Русин, А. И. Русин, А. А. Краснобаев

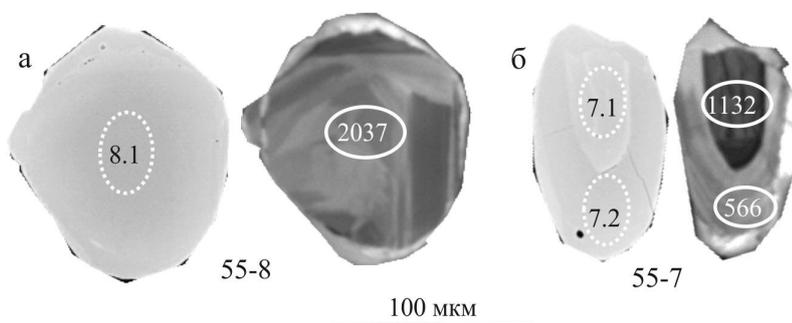
Выполненная ранее [4] U–Pb-изотопная систематика полигенной и полихронной (2037–196 млн лет) совокупности кристаллов циркона из лерцолитов, гранатовых пироксенитов и серпентинизированных дунитов массива Узьянский Крака дополнена исследованиями изотопного состава гафния на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ThermoFinnigan Neptune в совокупности с системой лазерной абляции (New Wave DUV-193) в ЦИИ ВСЕГЕИ, изучением состава микропримесей методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ВИМС, ионный зонд) в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием вторично-ионного микроскопа Cameca IMS-4F и изучением состава микровключений в цирконе с помощью рентгеноспектрального микроанализа на приборе Cameca SX100 в ИГГ УрО РАН.

Палеопротерозойский (PP<sub>3</sub>) циркон из лерцолита (рис. 1а) содержит уран и торий в низкой концентрации: U = 105 г/т, Th = 78 г/т при Th/U = 0.72. Хорошо выраженная Ce-аномалия, дифференцированный спектр распределения РЗЭ ((Sm/La)<sub>N</sub> = 54; (Yb/Sm)<sub>N</sub> = 29) сочетаются с редуцированной отрицательной Eu-аномалией и пониженной концентрацией тяжелых РЗЭ (рис. 2). Сходный характер распределения демонстрирует циркон, кристаллизующийся одновременно с гранатом [11, 21] в условиях высоких и сверхвысоких темпера-

тур. Характерная “лоскутная” зональность, объясняемая либо высокотемпературным субсолидным ростом, либо колебаниями скоростей роста граней при высокотемпературном анатексисе, позволяет проводить аналогии с цирконом, кристаллизующимся в условиях фации гранулитового метаморфизма [11, 23]. Измеренное значение <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.28146 и εHf (T) = – 1, что отвечает источнику с низким Lu/Hf-отношением (обогащенной мантии либо коре).

Кристалл циркона мезопротерозойского (MP<sub>2</sub>) возраста (см. рис. 1б) представляет собой бесструктурное ядро, где содержание U = 415 г/т, Th = 52 г/т, Th/U = 0.13, ядро окружено интенсивно люминесцирующей каймой с “размытой” ростовой зональностью, содержание U = 77, Th = 53 г/т, Th/U = 0.72 и <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U-возрастом 566 млн лет (D = 48%). Ядро и кайма имеют сходный спектр распределения РЗЭ (см. рис. 2), лишенный Ce-аномалии, обогащенный легкими РЗЭ ((Sm/La)<sub>N</sub> < 4) и отражающий, вероятно, позднее флюидное воздействие на исходный циркон. Кайма имеет более радиогенный изотопный состав гафния (<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.28268) по сравнению с ядром (<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.28254). Оба значения соответствуют ювенильному источнику цирконового вещества.

Древний (архей-протерозойский) циркон с похожими геохимическими характеристиками, обнаруженный в уральских ультрабазитах различного ге-



**Рис. 1.** Морфология и внутреннее строение (слева – BSE, справа – CL) кристаллов циркона палео- и мезопротерозойского возраста из лерцолитов (пр. 55).

Цифрами на изображениях BSE обозначены точки анализа состава РЗЭ (соответствуют номерам графиков на рис. 2), пунктирный овал – место измерения изотопного состава Hf. Цифра в овале на CL-изображении обозначает возраст (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U), млн лет, по данным SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ).

незиса, рассматривается в качестве мантийного [2, 9]. Близкий по геохимическим и возрастным параметрам циркон в мантийных реститах современных срединно-океанических хребтов Центральной Атлантики интерпретируется либо как результат дезинтеграции корового материала древних континентов, либо как продукт кристаллизации мигрировавших через астеносферу расплавов [7]. Вероятно, в природе могут быть реализованы оба механизма, и критерия для их разделения пока нет.

Самой многочисленной в лерцолите является позднепротерозойская  $NP_3$  ( $537 \pm 5$  млн лет) возрастная группа циркона. Это мелкие (не более 100 мкм) часто округлые зерна с развитой по периферии тонкой люминесцирующей каймой (рис. 3). Ранние генерации иногда сохраняют ростовую зональность, дополненную секториальностью с неровными (“елочкой”) границами секторов (см. рис. 3б). По периферии областей с ростовой зональностью, часто сохраняющих свои эвгдральные границы, наблюдаются области с низкой или отсутствующей катодолюминесценцией (CL) (см. рис. 3в, г) и высокой интенсивностью свечения в BSE. В большинстве же случаев внутренние части циркона оказываются темными в CL. Люминесцирующий циркон помимо кайм образует затеки во внутренние части кристаллов, часто развивается по трещинам в последних, срезая в том числе бесструктурные области циркона (см. рис. 3в, 13).

Области циркона  $NP_3$  с ритмической ростовой зональностью обладают геохимическими характеристиками, сопоставимыми с магматическим генезисом [17]. В них умеренные концентрации урана и тория:  $U = 88\text{--}555$  г/т и  $Th = 43\text{--}296$  г/т при  $Th/U = 0.27\text{--}0.70$ , спектр распределения РЗЭ дифференцированный с хорошо проявленной Се- и Еу-аномалией,  $(Yb/Sm)_N = 55\text{--}88$  (рис. 4а). Содержание Y не превышает 2800 г/т, РЗЭ < 1800,  $Ca < 70$ ,  $P < 395$  г/т.

В большинстве случаев у циркона  $NP_3$  отношение  $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282665\text{--}0.282760$  и  $\epsilon Hf(T) = 8.4\text{--}13.2$ , что соответствует деплетированному мантийному источнику. Исключением является циркон из серпентинитов (см. рис. 3е) с отрицательным значением  $\epsilon Hf(T) = -3.2$  (рис. 5).

Включения в цирконе  $NP_3$  из лерцолитов представлены зернами F-апатита (преобладает), биотита  $K_{1.86}(Fe_{2.23}Mg_{2.17}Al_{1.42}Ti_{0.17})_{5.95}(Si_{6.21}Al_{1.79})_8O_{14}$ , кварца, андезина  $(Na_{0.65}Ca_{0.34}Al_{1.36}Si_{2.64}O_8)$  и сростаниями этих минералов (см. рис. 3г). Включения ксеноморфные, располагаются во внутренних зонах циркона и на основании этого могут рассматриваться как синхронные с ними.

Темные в CL участки вокруг зональных ядер (см. рис. 3в, г) заметно обогащены “несовместимыми” компонентами. По сравнению с зональным цирконом  $NP_3$  в них фиксируется на порядок более высокое содержание Ca (от 145 до 2287 г/т), P (от 306 до

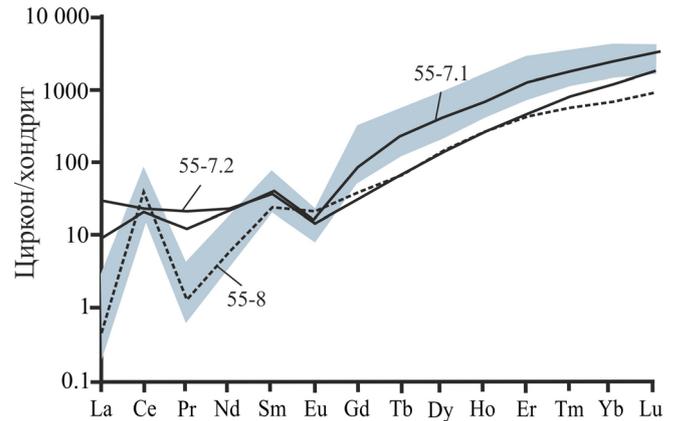


Рис. 2. Распределение нормированных по хондриту концентраций РЗЭ в цирконе палео- и мезопротерозойского возраста.

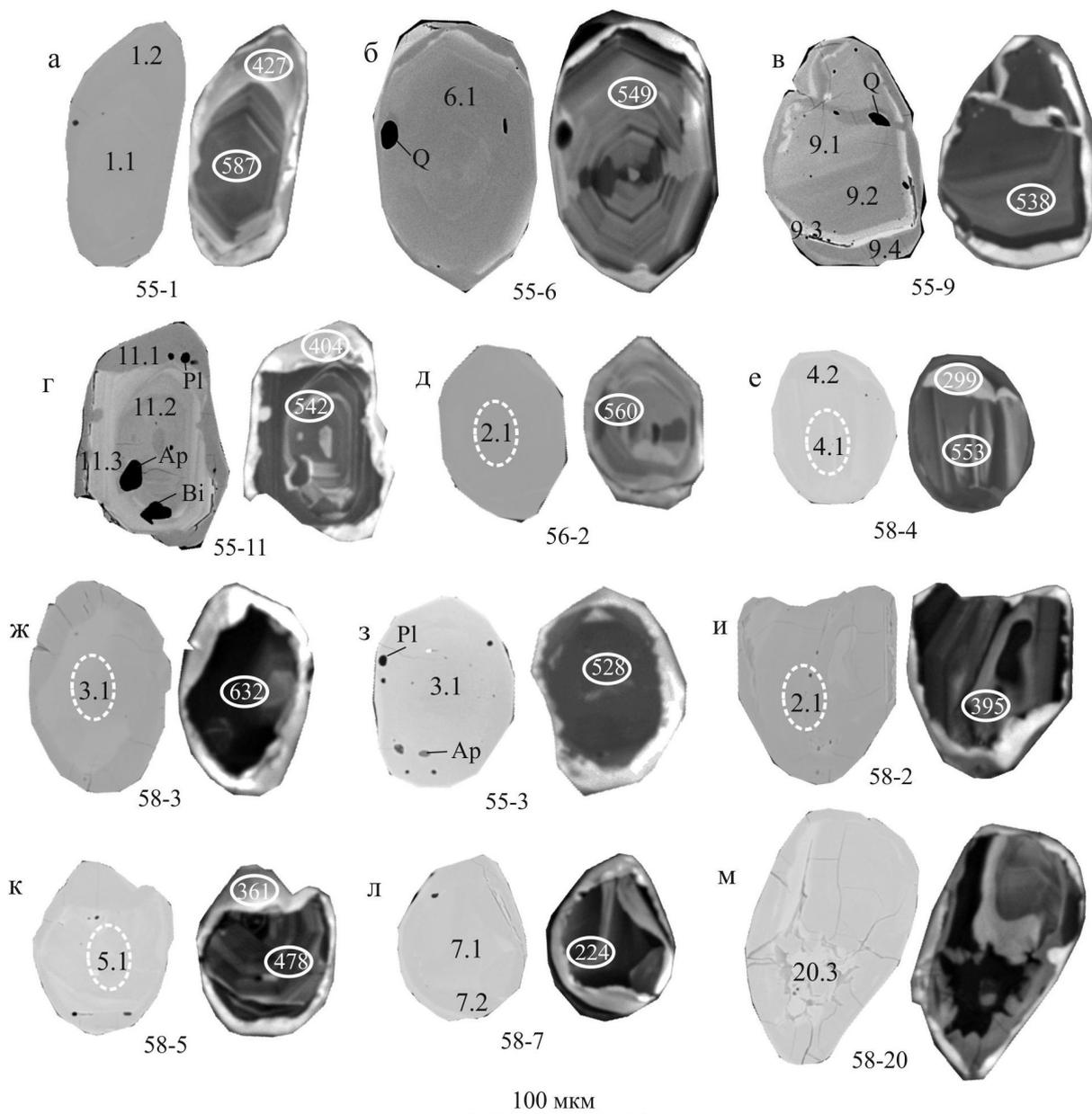
Серое поле – состав РЗЭ в цирконе  $NP_3$ . Цифрами обозначены номера анализов в соответствии с рис. 1. Состав хондрита – по [19].

1318 г/т), Y (от 3748 до 6024 г/т) и РЗЭ (от 2339 до 7172 г/т). Спектр распределения РЗЭ в таких участках слабодифференцированный  $(Yb/Sm)_N = 3\text{--}44$ , Се-аномалия редуцирована или полностью отсутствует при сохраняющейся отчетливой отрицательной Еу-аномалии (см. рис. 4б). Заметно увеличивается концентрация Th (до 3595 г/т) и U (до 1689 г/т) при одновременном росте  $Th/U (> 2)$ . В них появляются Li (до 9.3 г/т), Sr (до 20 г/т).

Сходный по составу микропримесей и характеру распределения РЗЭ циркон, образованный при участии флюидной фазы, в широком значении этого термина обозначается в литературе как “гидротермальный” [13, 4, 16].

В дунитах зерна, морфологически сходные с  $NP_3$ -цирконом (см. рис. 3ж, и–л), демонстрируют более широкий разброс возрастных параметров ( $Pb^{206}/U^{238}$  от 632 до 224 млн лет), причем все точки на диаграмме Тера-Вассербурга в пределах точности анализа принадлежат конкордии ( $D = 4\text{--}28\%$ ) [4]. Структура таких зерен либо не видна в CL (см. рис. 3ж, з), либо несет признаки перекристаллизации (см. рис. 3и–л). Измеренное отношение  $^{176}Hf/^{177}Hf$  в таких зернах оказывается практически одинаковым (от 0.28274 до 0.28284) (см. рис. 5) при высоком положительном значении  $\epsilon Hf(T) = 8.8\text{--}13.2$ , перекрывающемся со значением  $\epsilon Hf(T)$  циркона  $NP_3$ . Изотопный состав гафния в “молодых” и  $NP_3$ -зернах циркона соответствует деплетированному мантийному источнику при  $T_{DM} = 0.6\text{--}0.7$  млрд лет.

При сопоставимой с цирконом  $NP_3$ -концентрации:  $U = 199\text{--}632$  г/т,  $Th = 90\text{--}399$  г/т и  $Th/U = 0.27\text{--}0.68$ , спектры РЗЭ “молодых” зерен циркона (см. рис. 4в) демонстрируют более широкие вариации содержания легких элементов:  $(Yb/Sm)_N = 28\text{--}126$ , умень-



**Рис. 3.** Морфология и внутреннее строение (слева – BSE, справа – CL) кристаллов циркона неопротерозойского возраста ( $NP_3$ ) из лерцолитов (пр. 55), гранатовых пироксенитов (пр. 56) и серпентинизированных дунитов (пр. 58).

Цифрами на BSE-изображениях обозначены точки анализа состава РЗЭ (соответствуют номерам графиков на рис. 4), пунктирный овал – место измерения изотопного состава Hf. Цифра в овале на изображении в CL обозначает возраст ( $^{206}Pb/^{238}U$ ), млн лет, по данным SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ).

шение или отсутствие **Се-аномалии**. Учитывая особенности внутреннего строения таких кристаллов (слабая или отсутствующая катодолюминесценция, незакономерное чередование темных и светлых в BSE участков) и довольно высокие концентрации в них U и Th, можно заключить, что обогащение легкими РЗЭ является результатом вторичного флюидного воздействия.

Экспериментально установлено [14 и ссылки там], что ионный обмен между водным флюидом

(<200–600°C) и метамиктным (аморфным) цирконом приводит не только к привнесу катионов (Ca, Al, Fe, легких РЗЭ и др.) из флюида в циркон, но и к частичному выносу из циркона радиогенного свинца, обуславливая дискордантность изотопных отношений. Экспериментально установлено, что Hf-изотопная система в этом процессе, напротив, сохраняет свою устойчивость [18].

В цирконе с U–Pb-датировками от 632 до 224 млн лет точность измерения U–Pb-изотопных

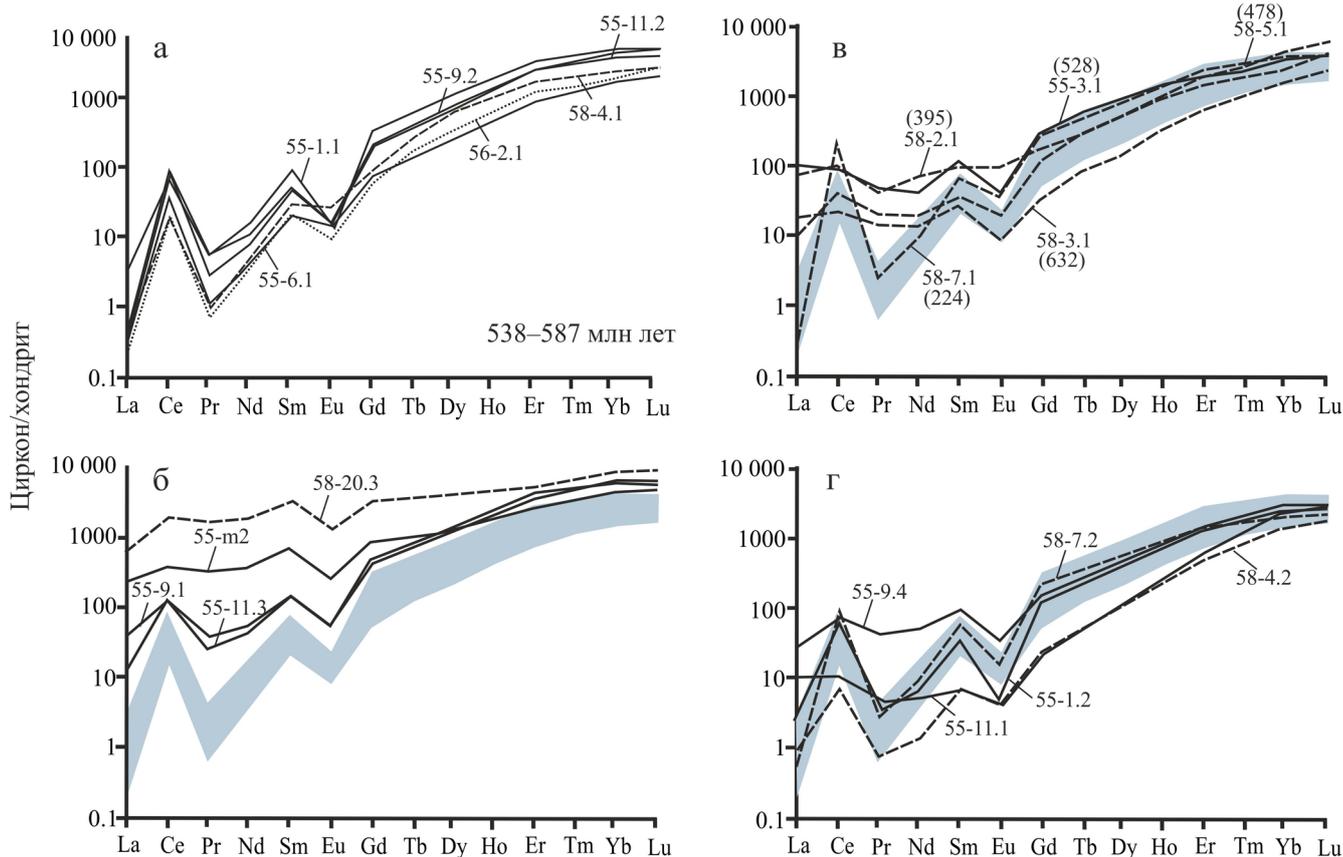


Рис. 4. Распределение нормированных по хондриту [19] концентраций РЗЭ в цирконе.

а –  $NP_3$ ; б – в морфологически идентичных циркону  $NP_3$ -кристаллах с варьирующими возрастными датировками ( $^{206}Pb/^{238}U$ -возраст в млн лет указан в скобках); в – в темных в CL обогащенных Ca, P, Th, U, Y областях сложных кристаллов; г – в люминесцирующих каймах. Цифрами обозначены номера анализов в соответствии с рис. 3. Серое поле на б–г – состав РЗЭ в цирконе  $NP_3$  для сравнения.

отношений (SHRIMP II) не позволяет однозначно определить положение точек относительно конкордии. При этом сходство измеренного значения  $^{176}Hf/^{177}Hf$  0.28274–0.28284 во всех этих кристаллах свидетельствует об их общем деплетированном мантийном источнике с  $T_{DM} = 0.6–0.7$  млрд лет. С учетом геохимических свидетельств гидротермального воздействия можно с высокой степенью вероятности утверждать, что в рассматриваемом случае “омоложение” возрастных датировок является следствием потери  $NP_3$ -цирконом радиогенного свинца.

Внешние люминесцирующие каймы на цирконе  $NP_3$  имеют более высокое по сравнению с ранними генерациями содержание Hf (>0.1%) и, напротив, более низкое содержание Th (30–140 г/т) при Th/U = 0.27–0.15, Y (от 350 до 1200 г/т) и РЗЭ (от 360 до 1000 г/т). Содержание Ca (150–1500 г/т) в каймах всегда выше, чем в областях с ростовой зональностью, но ниже, чем в нелюминесцирующих зонах. Спектр распределения РЗЭ в каймах заметно варьирует от зерна к зерну (см. рис. 4г) и в большинстве случаев повторяет форму спектра

РЗЭ циркона ранней генерации при общем снижении концентраций элементов в кайме.

Как было показано экспериментально [14, 22], перекристаллизация циркона (радиационно-метамиктного или с нарушенной структурой) при низкотемпературном (200–600°C) флюидном воздействии сводится к двум основным механизмам: твердофазной диффузии и растворению–перееосаждению. В результате диффузных процессов в прореагировавших с флюидом областях возрастает содержание “неформульных” (Ca, Al, Fe) элементов и воды, а во флюиде происходит накопление радиогенного свинца, Zr, Si, Hf, REE, U, Th. При реализации механизма растворения–перееосаждения происходит замещение исходного циркона более химически чистым (с более низким содержанием U, Th, Th/U, Y, P, Ti), сопровождающееся полным переуравновешиванием всех изотопных систем. При этом оба процесса могут происходить одновременно при некотором опережении диффузии по отношению к конгруэнтному растворению.

Можно предположить, что флюидное воздействие на циркон  $NP_3$ , приводящее к его обогащению

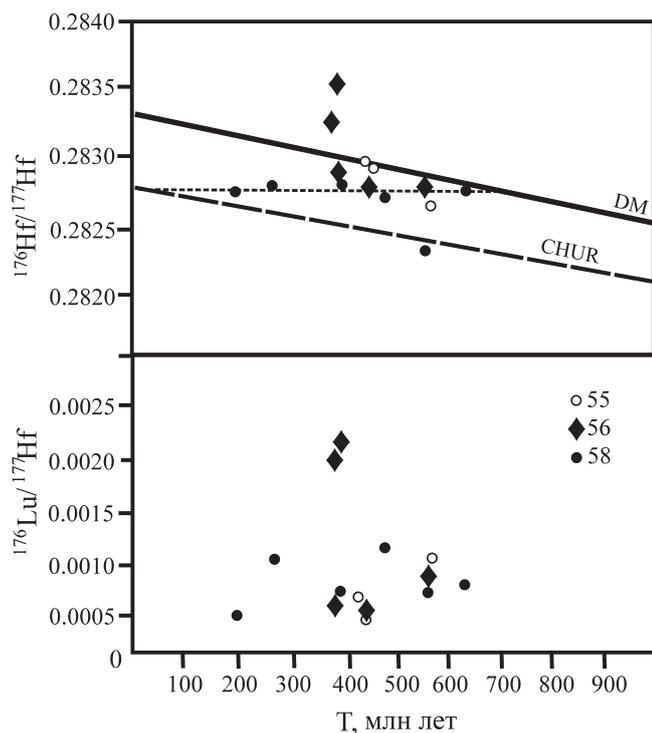


Рис. 5. Начальные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  и измеренные отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  в зависимости от U–Pb-возраста в цирконе.

1 – из лерцолита, 2 – из гранатового пироксенита, 3 – из серпентинизированного дунита.

нию Ca, P, Th, U, Y, легкими РЗЭ в результате диффузных процессов, ответственно также и за образование на таком цирконе внешних люминесцирующих кайм в результате сопутствующего конгруэнтного растворения–переосаждения. Часто наблюдаемое на границах люминесцирующих кайм и в бесструктурных участках зерен циркона (см. рис. 3б, в, ж) появление мелких включений кварца и олигоклаза ( $\text{Na}_{0.72}\text{Ca}_{0.22}\text{Al}_{1.52}\text{Si}_{2.52}\text{O}_8$ ) может быть следствием процессов перекристаллизации, как правило приводящих к уменьшению объема новообразованных фаз и к их пористости [14 и ссылки там].

Разброс U–Pb-датировок кайм широкий (от 427 до 299 млн лет) при заметной ( $D > 10\%$ ) величине дискордантности [4]. При этом следует заметить, что незначительная мощность кайм не позволяет исключить полностью влияние на результат анализа соседних областей циркона и, как следствие, возникновения в этом случае “смешанных” U–Pb-изотопных отношений, не имеющих геологического смысла.

Согласно широко распространенным представлениям, циркон в мантийных ультрабазитах может быть ксеногенным, связанным с рециклингом корового вещества [20] или миграцией расплавов, несущих ксеногенный циркон, либо может быть образован в результате наложенных метасоматических и метаморфических процессов [15]. Включения в

цирконе из ультраосновных пород и хромитовых руд, как правило, представлены минералами, характерными для пород кислого состава (кварц, ортоклаз, альбит-олигоклаз, биотит, F-апатит) [15, 24], что хорошо согласуется с изложенной выше интерпретацией. Вместе с тем на примере ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтов обсуждалась возможность образования циркона *in situ* при кристаллизации продуктов низких степеней частичного плавления мантийного протолита [6]. Даже с учетом всех геохимических и морфологических особенностей циркона NP<sub>3</sub> ни одна из перечисленных возможностей не может быть исключена при объяснении его появления в мантийных породах.

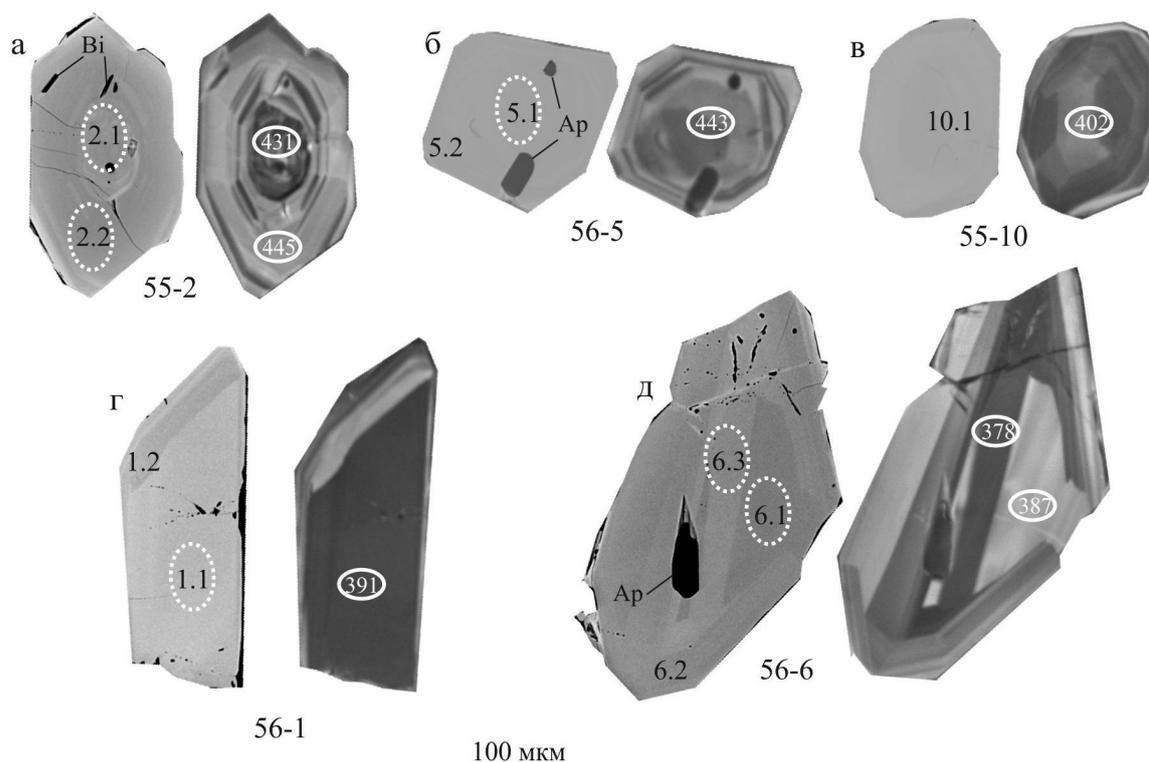
Наряду с многочисленной группой циркона NP<sub>3</sub> в лерцолитах и гранатовых пироксенитах в единичных зернах идентифицирован циркон возрастом  $430 \pm 5$  млн лет (O<sub>3</sub>) [4]. Это эвгдральные кристаллы (рис. 6а, б) со слабопроявленной ростовой зональностью, заметной только в краевых зонах. Независимо от вариаций U и Th от центра к краю кристалла снижается Th/U-отношение (от 0.66 до 0.36), содержание РЗЭ (от 829 до 438 г/т) преимущественно за счет легких элементов (рис. 7а). В краевых зонах циркона (Yb/Sm)<sub>N</sub> увеличивается в 4–10 раз по сравнению с центром кристалла (от 4 до 120). Одновременно в краевых частях циркона растет содержание Ca – 339–1500 г/т. Единичные включения представлены биотитом:

$\text{K}_{1.86}(\text{Fe}_{3.04}\text{Mg}_{2.34}\text{Al}_{0.25}\text{Ti}_{0.30})_{5.95}(\text{Si}_{5.66}\text{Al}_{2.34})_8\text{O}_{14}$ ,  
и F-апатитом (2.5–3 мас. % F).

Содержание микропримесей в цирконе O<sub>3</sub> не согласуется с его кристаллизацией в магматическом процессе. В равновесных условиях содержание РЗЭ в цирконе лимитируется преимущественно его кристаллохимическими особенностями, поэтому их распределение в цирконе с совершенной структурой практически не зависит от состава расплава, из которого он кристаллизуется [17]. Такой циркон имеет однотипный спектр распределения РЗЭ, характеризующийся крутым подъемом линии в направлении уменьшения ионного радиуса РЗЭ (от легких элементов к тяжелым), осложненный положительной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией.

Отклонение спектра РЗЭ от “магматического” в сторону обогащения легкими лантаноидами в цирконе может быть обусловлено первичным разупорядочением кристаллической решетки (генетическая метамиктность по [3]) в момент его образования. Подобные явления описаны как для гидротермального циркона [3], так и для магматического, кристаллизующегося в присутствии флюида [8].

Специфика состава циркона, образующегося в условиях эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма из флюидной фазы, обусловлена конкурентным распределением РЗЭ между ним и существующими минералами [1, 11]. Вероятно, существенные отклонения спектра РЗЭ циркона O<sub>3</sub> от



**Рис. 6.** Морфология и внутреннее строение (слева – BSE, справа – CL) кристаллов циркона палеозойского возраста из лерцолитов (пр. 55) и гранатовых пироксенитов (пр. 56).

Цифрами на изображениях BSE обозначены точки анализа состава РЗЭ (соответствуют номерам графиков на рис. 6), пунктирный овал указывает место измерения изотопного состава Hf. Цифра в овале на изображении в CL обозначает возраст ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), млн лет, по данным SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Bi – биотит, Ap – апатит.

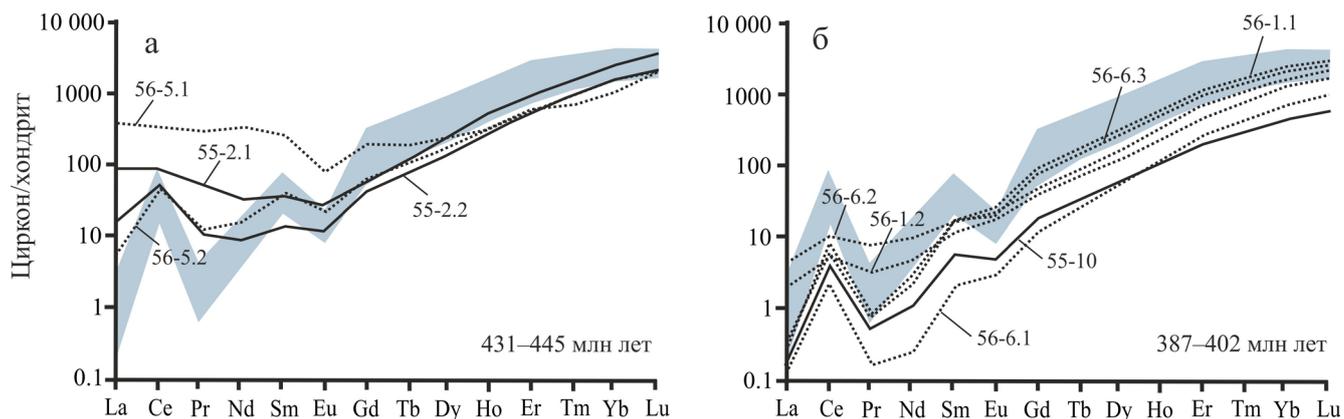
магматического при высоких концентрациях в нем кальция могут быть объяснены либо ростом циркона из флюидной фазы, либо преобразованием исходно магматического циркона при метаморфических процессах с участием водного флюида.

В гранатовых пироксенитах наиболее представительную группу составляет циркон возрастом  $386 \pm 5$  млн лет ( $D_2$ ). Это крупные (более 200 мкм) зерна, внутреннее строение которых характеризуется незакономерным чередованием зон с различной интенсивностью катодолуминесценции (см. рис. 6г, д). Области с разной интенсивностью люминесценции заметно различаются на геохимическом уровне: 1) светлая в CL, с низкими концентрациями Th (от 9 до 22 г/т), U (от 33 до 73 г/т), низким значением Th/U = 0.30 и суммой РЗЭ (от 300 до 450 г/т), дифференцированным спектром РЗЭ ( $(\text{Yb}/\text{Sm})_N = 200\text{--}500$ ), заметно обедненным средними и тяжелыми РЗЭ (рис. 7б); 2) серая в CL, приуроченная к краевым частям кристалла зона, по уровню содержания Th и U близкая к первой, но с более высоким содержанием РЗЭ (от 600 до 800 г/т) и выположенным спектром распределения РЗЭ  $(\text{Yb}/\text{Sm})_N = 140$ , без Ce-аномалии (см. рис. 7б); 3) темная в CL зона, обогащенная Th (от 120 до 300 г/т), U (от 200 до 400 г/т), с более высоким от-

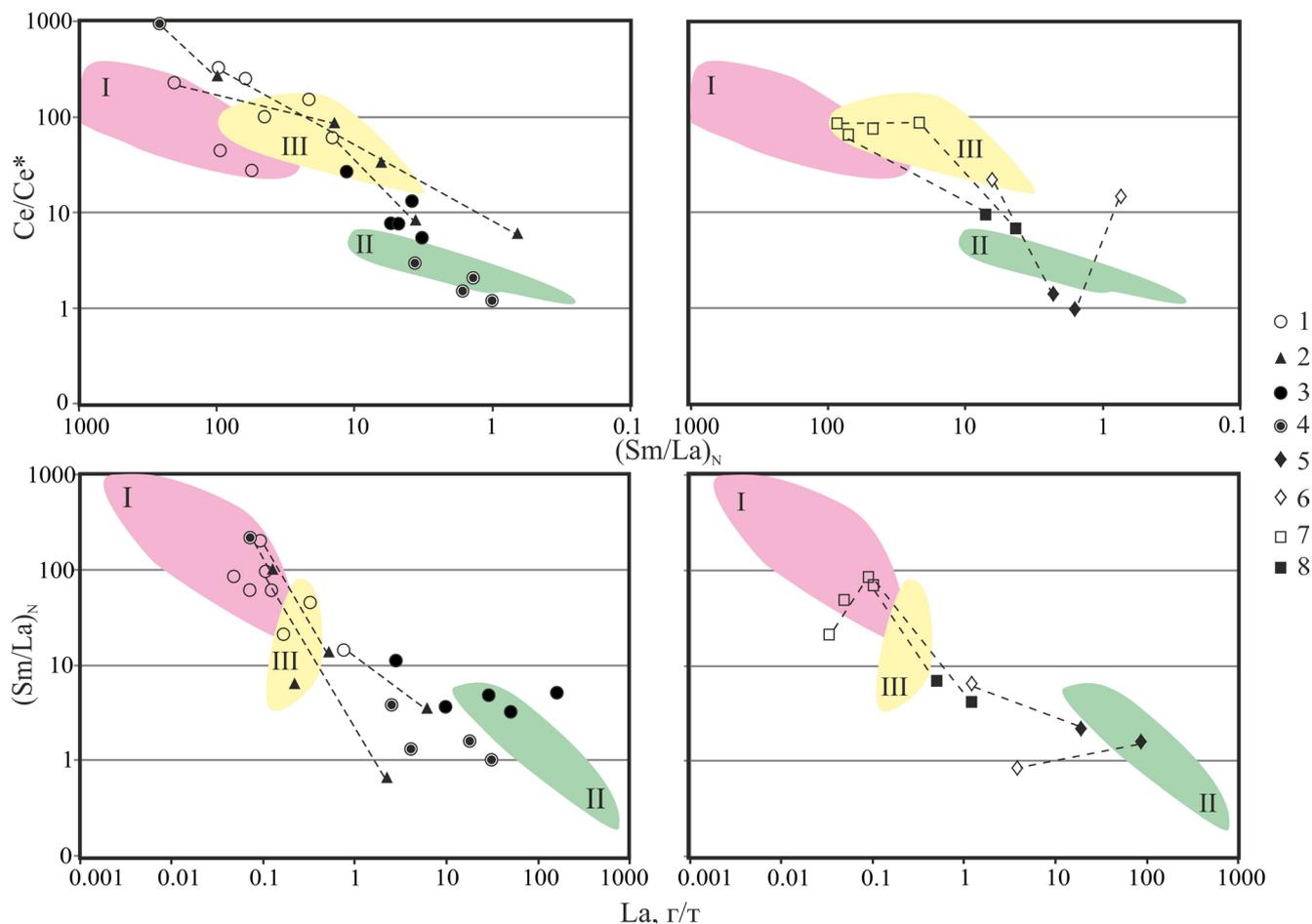
ношением Th/U = 0.60–0.80, обогащенная РЗЭ и Y до 2000 и 2500 г/т соответственно, с дифференцированным спектром распределения РЗЭ. Характерной особенностью циркона  $D_2$  является необычно высокое ( $>0.001$ ) значение  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  (см. рис. 5), не позволяющее в нашем случае методически корректно оценить величину отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . В лерцолитах единственный циркон с близкой возрастной датировкой 402 млн лет ( $D_1$ ) (см. рис. 6в) имеет геохимические параметры, сходные с люминесцирующими участками кристаллов  $D_2$  в гранатовых пироксенитах (см. рис. 7б).

Особенности состава циркона  $D_2$  в гранатовых пироксенитах Узянского Крака (см. рис. 6б) позволяют увязать его генезис с появлением флюида на регрессивной стадии преобразования пород при декомпрессионном подъеме мантийного блока. Сходный по составу циркон образуется при амфиболитовом метаморфизме пород основного состава в участках повышенной флюидной миграции [1, 11].

Раннедевонский возраст 414–399 млн лет установлен Sm–Nd- и U–Pb-методом по циркону для различных по составу высокобарических пород Миндякского лерцолитового массива [5 и ссылки там]. По-видимому, это возраст последнего события в эволюции гранатсодержащих пород в лерцо-



**Рис. 7.** Распределение нормированных по хондриту [19] концентраций РЗЭ в цирконе полеозойского возраста. а – O<sub>3</sub>, б – D<sub>1-2</sub>. Цифрами обозначены номера анализов в соответствии с рис. 5. Серое поле – состав РЗЭ в цирконе NP<sub>3</sub> для сравнения.



**Рис. 8.** Дискриминационные графики для магматического и гидротермального циркона (по [16]).

I – поле состава магматического циркона из гранитоидов и диоритов, II – поле состава гидротермального циркона из кварцевых жил в гранитоидах, III по [11] – поле состава метаморфического циркона из эклогитов.  
 1 – циркон NP<sub>3</sub>; 2 – люминесцирующие каймы на цирконе NP<sub>3</sub>; 3 – бесструктурные (темные в CL) области, ассоциированные с цирконом NP<sub>3</sub>; 4 – преобразованные (“омоложенные”) зерна циркона NP<sub>3</sub>; 5 – темные в CL области циркона O<sub>3</sub>; 6 – внешние, люминесцирующие области циркона O<sub>3</sub>; 7 – люминесцирующие области циркона D<sub>1-2</sub>; 8 – темные в CL области циркона D<sub>1-2</sub>.

литовых массивах Южного Урала, сопровождающегося образованием новой генерации циркона.

Как следует из наиболее полных на сегодняшний день обобщений геохимических особенностей циркона [1, 10, 17], они носят статистический характер, контролируются многими факторами, которые необходимо учитывать и только в редких случаях могут быть использованы в качестве генетического индикатора. Одним из таких примеров является широко используемая дискриминационная диаграмма [16], позволяющая идентифицировать циркон магматического и “гидротермального” генезиса по величине положительной Ce-аномалии,  $(Sm/La)_N$ -отношения и содержанию La (рис. 8). Постепенное накопление данных о составе микропримесей в цирконе как магматического, так и “гидротермального” генезиса расширяет границы полей, а циркон метаморфического происхождения (из флюида) перекрывает поле циркона магматического (из расплава) происхождения в заданных параметрах. Тем не менее только циркон NP<sub>3</sub> на диаграмме близок полю магматического циркона, а для остальных групп можно говорить лишь о тех или иных тенденциях в их составе, обусловленных, вероятно, неравновесными условиями образования.

Согласно другой дискриминационной диаграмме, основанной на большом объеме аналитических данных и позволяющей с большой долей вероятности разделять циркон континентального и океанического происхождения по составу U, Yb, Hf и Y [15], циркон всех возрастных кластеров массива Узянский Крак соответствует полю континентальных базитов (рис. 9).

## ВЫВОДЫ

1. Геохимические свойства NP<sub>3</sub>-циркона, одинаковые во всех изученных породах, согласуются с его кристаллизацией из расплава, природа которого не имеет однозначной интерпретации.

2. В аналогичных NP<sub>3</sub>-циркону по морфологии и внутреннему строению кристаллах с “омоложенными” значениями U–Pb-возраста начальное отношение изотопов гафния ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28274\text{--}0.28284$ ) не отличается от такового в цирконе NP<sub>3</sub>, что свидетельствует об их общем источнике с  $T_{\text{DM}} 0.6\text{--}0.7$  млн лет. Наиболее вероятно, что “молодые” значения возраста в этом случае отражают потерю радиогенного свинца NP<sub>3</sub>-цирконом под воздействием позднего метаморфического события.

3. Образование бесструктурных (темных в CL) областей с высоким содержанием примесных компонентов (Ca, P, Th, U, Y, REE) вокруг “ядер” NP<sub>3</sub> может быть связано с низкотемпературным (<600°C) флюидным воздействием. Этот же процесс мог приводить к формированию на таком цирконе люминесцирующих кайм.

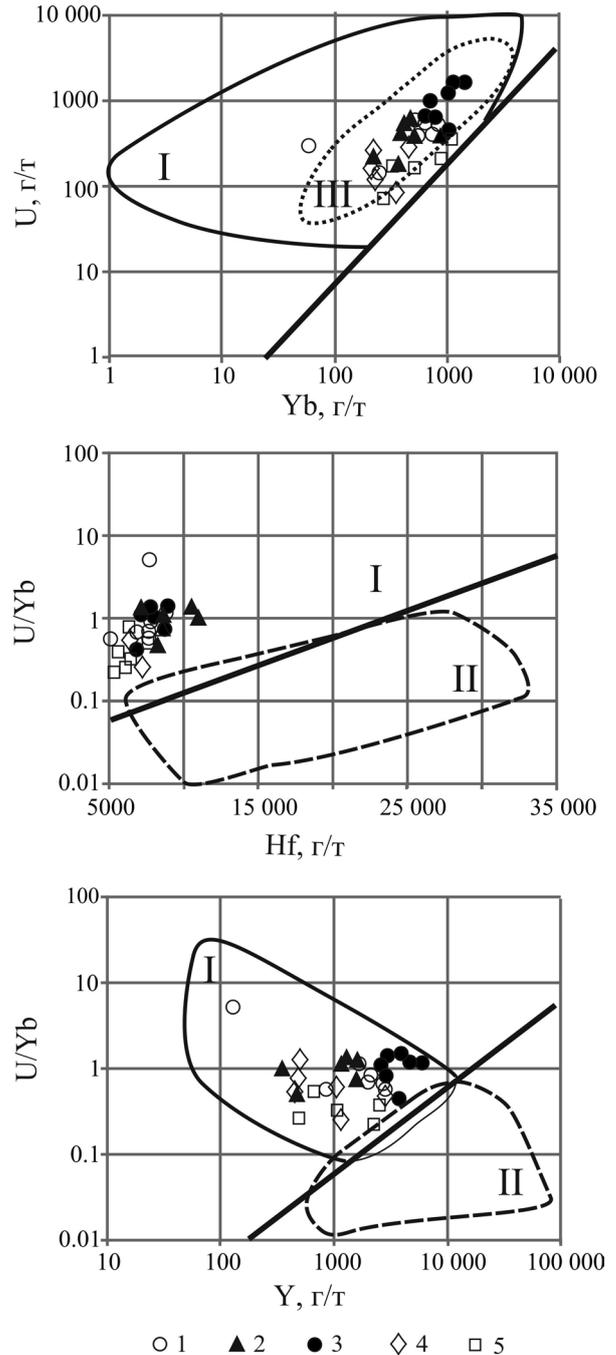


Рис. 9. Соотношения U, Yb, Hf и Y в цирконе разных возрастных групп.

1 – NP<sub>3</sub>; 2 – люминесцирующие каймы на цирконе NP<sub>3</sub>; 3 – бесструктурные области, ассоциированные с цирконом NP<sub>3</sub>; 4 – O<sub>3</sub>; 5 – D<sub>1-2</sub>. Сплошная линия разделяет поля состава циркона из пород континентального и океанического происхождения. Цифрами обозначены поля по [15]: I – континентальных пород, II – океанических пород, III – континентальных базитов.

4. Циркон палеозойских групп (O<sub>3</sub> и D<sub>1-2</sub>) обладает многими характерными признаками метаморфического происхождения и связан с многоэтапными преобразованиями пород при декомпрессион-

ном подъеме мантийного блока. Широкое распространение новообразованного циркона раннедевонского возраста может отражать локальное увеличение объема флюидной фазы, приводящей, в частности, к образованию амфиболитов по гранатовым пироксенитам.

5. Циркон всех возрастных кластеров в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и серпентинитах соответствует полю континентальных базитов, что не противоречит в целом представлениям о формировании этих пород при рифтовом растяжении континентальной литосферы.

Авторы благодарят К.И. Лохова, И.А. Капитонова и С.Г. Симакина за выполнение аналитических работ, обсуждение статьи и конструктивные замечания.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН № 20 (проект № 12-П-5-1020).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН., 2010. 144 с.
2. Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия в Тагильском мегасинклинии // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.
3. Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юников Б.А., Новоселов Б.К. О радиационной и генетической природе метамиктности цирконов (по экспериментальным данным) // Геохимия. 1974. № 2. С. 261–276.
4. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 5. С. 506–523.
5. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.
6. Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Записки РМО. 2008. Ч. СXXXVII. № 3. С. 1–21.
7. Сколотнев С.Г., Бельтенева В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
8. Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
9. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
10. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Miner. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
11. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 671–683.
12. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineral. Soc. Am. Washington, 2003. V. 53. P. 469–500.
13. Geisler T., Schlicher H. Improved U-Th-total Pb dating of zircons by electron microprobe using a new background modeling method and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon // Chem. Geol. 2000 V. 163. P. 269–285.
14. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. V. 3. P. 45–51.
15. Grimes C. B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L. Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158 P. 757–783.
16. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochem. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648.
17. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineral. Soc. Am. Geochem. Soc. Washington, 2003. V. 53. P. 27–62.
18. Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E., Zeh A. The behaviour of the hafnium isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration // Am. Mineral. 2010. V. 95. P. 1345–1348.
19. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
20. Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // Nat. 1998. V. 393. P. 676–679.
21. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123–138.
22. Soman A., Geisler T., Tomaschek F., Grange, M., Berndt J. Alteration of crystalline zircon solid solutions: A case study on zircon from an alkali pegmatite from Zomba-Malosa, Malawi // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. P. 909–930.
23. Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 337–358.
24. Yamamoto S., Komiya T., Yamamoto H. et al. Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet // Island Arc. 2013. № 22. P. 89–103.