

## Lu–Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ УРАЛА

© 2015 г. Ю. Л. Ронкин, В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, А. Гердес\*

Как известно, Урал является одним из признанных мировых эталонов складчатых поясов, прошедших полный геодинамический цикл развития [2, 3], результаты изучения которого (в том числе и методами изотопной геологии) имеют фундаментальное значение в науках о Земле. Благодаря стремительному развитию “in-situ” U–Pb-методов датирования циркона база геохронологических данных по Уралу значительно увеличилась, однако комплементарные исследования Lu–Hf систематики циркона, позволяющие существенно расширить представления об эволюции и генезисе геологических объектов на Урале, явно недостаточны [1, 7, 8].

В настоящей статье изложены результаты изучения Lu–Hf изотопной системы циркона из габбро и плагиогранита рефтинского плутонического комплекса, представляющего собой одну из наиболее характерных для Урала ассоциаций магматических горных пород, – габбро-диорит-тоналитовых комплексов. В результате выявлен практически единый для габбро и плагиогранита Lu/Hf **возрастной рубеж** – 433 млн лет, фиксирующий время образования объекта, при этом изотопный состав гафния исследованного циркона индицирует его мантийное происхождение.

Рефтинский габбро-диорит-тоналитовый комплекс слагает преобладающую часть одноименного габбро-гранитоидного массива (рис. 1), расположенного в пределах среднеуральского сегмента Восточной зоны Урала, которая представляет собой полосу вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, а также комагматических им интрузивных тел, протягивающуюся параллельно главным вулканогенным зонам [2, 12] – Тагильской и Магнитогорской, на расстоянии 80–100 км к востоку от них.

Рассматриваемый комплекс представлен породами двух интрузивных фаз. К первой фазе относятся амфиболовые габбро, диориты и кварцевые диориты. В составе второй преобладают тоналиты при подчиненной роли кварцевых диоритов и плагиогранитов [4, 6, 11]. Плагиоклазовые гранитоиды второй интрузивной фазы слагают западную часть массива, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 60 км при ширине до 15 км. Гранитоиды содержат многочисленные в разной степени переработанные ксенолиты, а также тела габбро и

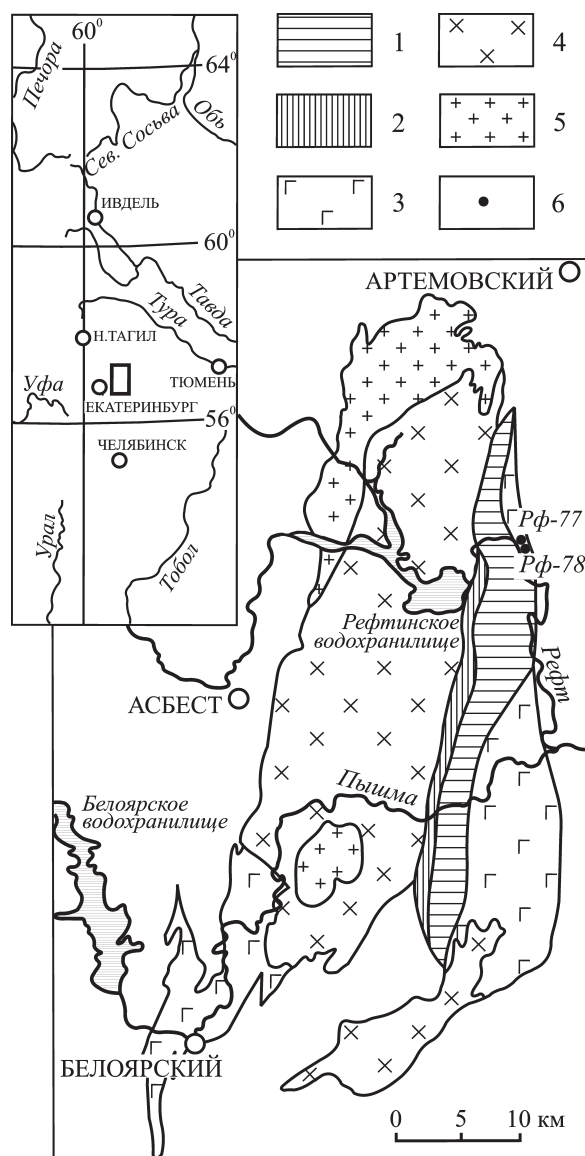
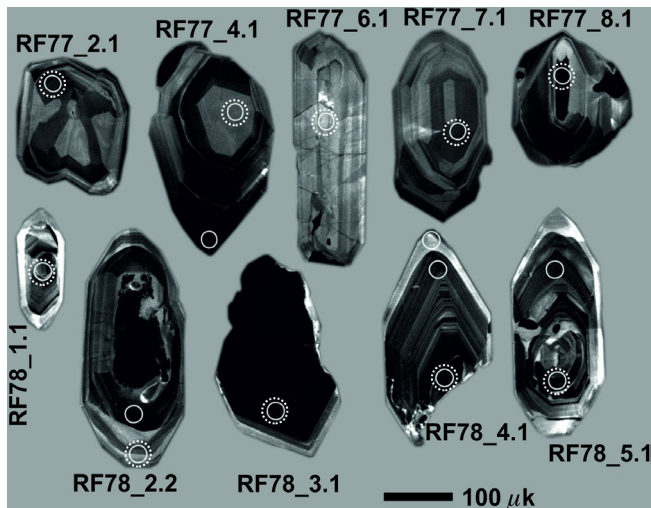


Рис. 1. Схема геологического строения рефтинского комплекса (восточная зона Среднего Урала).

1 – габброиды офиолитовой ассоциации, 2 – комплекс параллельных долеритовых даек, 3 – роговообманковые габбро и диориты рефтинского комплекса, 4 – плагиоклазовые гранитоиды рефтинского комплекса, 5 – габбро-гранитоидные массивы средне- и позднедевонского возраста, 6 – точки отбора образцов для датирования циркона методами изотопной геологии.

\* Институт наук о Земле, отделение минералогии, петрологии и геохимии, университета И.В. Гёте.



**Рис. 2.** Катодолуминесцентные изображения циркона из габбро (RF77) и плагиогранита (RF78) рефтинского комплекса (восточная зона Среднего Урала).

Сплошные и пунктирные окружности – места локализации U–Pb SHRIMP-II и Lu–Hf LA MC ICP-MS датирования соответственно.

диоритов, размеры которых иногда достигают нескольких километров. Породы первой интрузивной фазы образуют два значительно меньших по размеру блока ( $2 \times 15$  и  $8 \times 25$  км) в восточной части массива, которые отделены от гранитоидов полосой пород офиолитовой ассоциации (см. рис. 1). Слагающие эти блоки габброиды секутся многочисленными мелкими телами, дайками и жилами плагиоклазовых гранитоидов, по составу аналогичных породам западной части массива.

Образец амфиболового габбро RF77 отобран (координаты  $N 57^{\circ}07.270'$ ,  $E 061^{\circ}50.360'$ ) в пределах блока габброидов, занимающего северо-восточную часть массива, из коренных выходов этих пород на правом берегу р. Рефт в 800 м ниже по течению от устья руч. Скачок (см. рис. 1). Материал представлен порфировидной средне- и мелкозернистой разновидностью, состоящей из приблизительно равных количеств роговой обманки и незначительно сосюритизированного плагиоклаза, с призматическзернистой, местами переходящей в гипидиоморфнозернистую, микроструктурой.

Плагиогранит RF78, представляющий собой крупнозернистую породу с гипидиоморфнозернистой микроструктурой, состоящую из плагиоклаза, кварца, амфибола и хлоритизированного биотита, взят в этой же части массива ( $N 57^{\circ}07.073'$ ,  $E 61^{\circ}50.431'$ ) из небольшого (не более 3 м по мощности) рвущего тела среди габброидов.

Сепарация циркона из пород производилась по традиционной схеме, предусматривающей дробление исходного материала (массой 30 и 10 кг) до

0.315 мм, выделение тяжелой фракции и дальнейший отбор кристаллов вручную. Выбранные цирконы совместно со стандартами 91500 и TEMORA были зафиксированы смолой EpoFix в обойме диаметром  $\sim 25$  мм и шлифовались до выведения кристаллов на поверхность. Далее с помощью сканирующего электронного микроскопа были получены катодолуминесцентные (CL) изображения циркона для выявления их минералогических особенностей. Определение изотопного состава Lu–Hf в цирконе было выполнено по тем же локальным областям (по которым ранее осуществлялось U–Pb SHRIMP-II датирование, рис. 2) посредством секторного (SF) мультиколлекторного (MC) масс-спектрометра Thermo Scientific Neptune ICP-MS, интегрированного с лазерной установкой New Wave Research UP-213. Детали методики описаны в работе [14].

Циркон из габбро (образец RF77, рис. 2) в основном представлен идиоморфными, хорошо ограниченными кристаллами размером до 250–350 мкм. Для Lu–Hf датирования было отобрано 5 кристаллов, среди которых преобладали, в сравнении с индивидуальными короткопризматической формы, субизометричные кристаллы дипирамидального габитуса. Все зерна имеют ритмичную зональность и секториальное строение.

Циркон из плагиогранита (образец RF78, см. рис. 2) представлен преимущественно идиоморфными разновидностями размером 180–450 мкм и 70–220 мкм по осям соответственно, а также обломками. Значительно реже встречаются субидиоморфные и ксеноморфные зерна. В составе большей части изученных кристаллов преобладает разновидность с тонкой ритмичной зональностью, часто имеющая отчетливые следы растворения и обрастания новой генерацией этого минерала (см. рис. 2).

Результаты Lu–Hf LA-MC-ICP-MS датирования циркона приведены в табл. 1 (в колонке T указан U–Pb Shrimp-II конкордантный возраст) и на рис. 3–4.

Lu–Hf-систематика (см. табл. 1, рис. 3) для циркона из плагиогранита RF77 характеризуется значимым размахом величин отношений  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  (0.00051–0.00285), тогда как диапазон вариаций этого параметра для габбро RF78 относительно невелик (0.00039–0.00112). В целом на графике в координатах  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  –  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  соответствующие фигуративные точки циркона из габбро и плагиогранита удовлетворяют единой линии согласования с возрастом 433 млн лет и первичным отношением  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t) = 0.282970$  (см. рис. 3). С учетом наблюдаемых погрешностей “перекрываются” и Lu–Hf модельные возрасты, диапазоны которых составляют 416 – 437 и 426 – 434 млн лет для габбро и плагиогранита соответственно.

Рассмотрение Lu–Hf-данных на графике в координатах “U–Pb-возраст –  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ” (см. рис. 4) отчетливо выявило принадлежность наблюдаемых

Таблица 1. LA-MC-ICPMS Lu–Hf-данные для циркона габбро RF77 и плаггиогранита RF78

Образец	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\text{Sig}_{\text{Hf}}^b$		$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(0)}^c$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)^c$	$\pm 2\sigma$	$T^d$ млн. лет	$T_{\text{DM}}^e$ млн. лет	
							вольт	вольт								
Габбро RF77																
RF77_2.1	0.0330	27	0.00112	7	1.46719	1.88664	9		0.282989	21	0.282980	16.0	0.8	410	5	416
RF77_4.1	0.0278	24	0.00091	6	1.46713	1.88664	8		0.282973	23	0.282966	15.6	0.8	414	7	437
RF77_6.1	0.0116	12	0.00039	4	1.46713	1.88631	8		0.282983	22	0.282980	16.2	0.8	416	11	417
RF77_7.1	0.0244	27	0.00081	7	1.46718	1.88676	8		0.282975	20	0.282969	15.6	0.7	407	5	433
RF77_8.1	0.0180	15	0.00062	4	1.46717	1.88671	9		0.282972	22	0.282967	15.6	0.8	411	4	435
Плаггиогранит RF78																
RF78_1.1	0.0512	61	0.00145	14	1.46715	1.88660	10		0.283025	40	0.282973	16.4	1.4	438	5	426
RF78_2.2	0.0161	13	0.00051	3	1.46700	1.88465	11		0.283023	35	0.282970	15.1	1.2	383	5	431
RF78_3.1	0.1160	93	0.00285	17	1.46719	1.88650	12		0.283033	21	0.282968	15.5	0.7	406	4	435
RF78_4.1	0.1004	92	0.00275	19	1.46717	1.88658	12		0.283026	26	0.282969	16.1	0.9	429	5	432
RF78_5.1	0.0702	70	0.00192	16	1.46717	1.88680	12		0.283008	25	0.282967	16.1	0.9	435	6	434
Стандарты																
Temora (n = 5)	0.0424	144	0.00111	36	1.46715	1.88639	11		0.282698	30	0.282689	5.9	1.0	417	3	
Plesovice (n = 12)	0.0057	37	0.00013	9	1.46716	1.88680	16		0.282473	19	0.282472	-3.5	0.7	338	3	
GJ-1 (n = 12)	0.0101	6	0.00026	1	1.46713	1.88628	10		0.282013	24	0.282010	-14.0	0.8	606	6	
JMC 475 (n = 8)					1.46719	1.88669	11		0.282169	8						

Примечание. Указанные  $\pm 2\sigma$  абсолютные погрешности отвечают последним значащим цифрам соответствующих значений. Величина погрешности Lu/Hf < 6% оценивалась по результатам измерений параметров стандартов циркона GJ-1 и Plesovice.

$a$   $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb})_{\text{true}} (^{173}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{measured}} (M_{^{173}\text{Yb}}/M_{^{177}\text{Hf}})^{\text{JMC}}$ ,  $\beta(\text{Hf}) = \ln(M_{^{179}\text{Lu}}/M_{^{177}\text{Hf}}) / \ln(M_{^{179}\text{Lu}}/M_{^{177}\text{Hf}})_{\text{measured}}$ , где “true” и “measured” – истинные и измеренные значения соответственно. M – массовые числа соответствующих изотопов.  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  вычислены с использованием отношения  $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ .

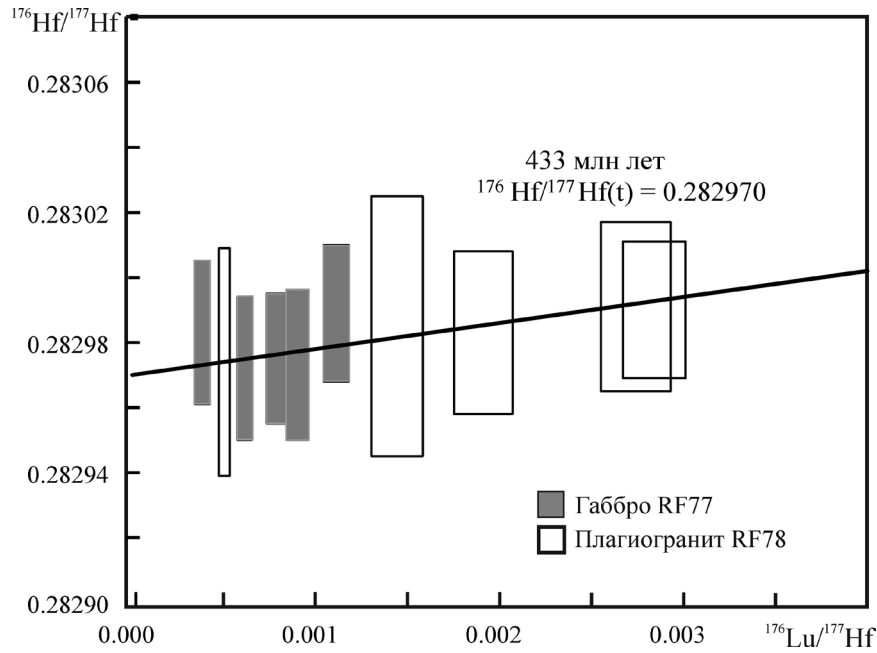
$b$  Средняя интенсивность сигнала Hf.

$$c \quad \varepsilon_{\text{Hf}}(t) = \left[ \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{measured}}}{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}} - 1 \right] 10^4$$

$d$  Значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(0)}$  и  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) =$  вычислены с использованием  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  SHRIMP-II возраста (колонка  $d$ ) и параметров CHUR:  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ .

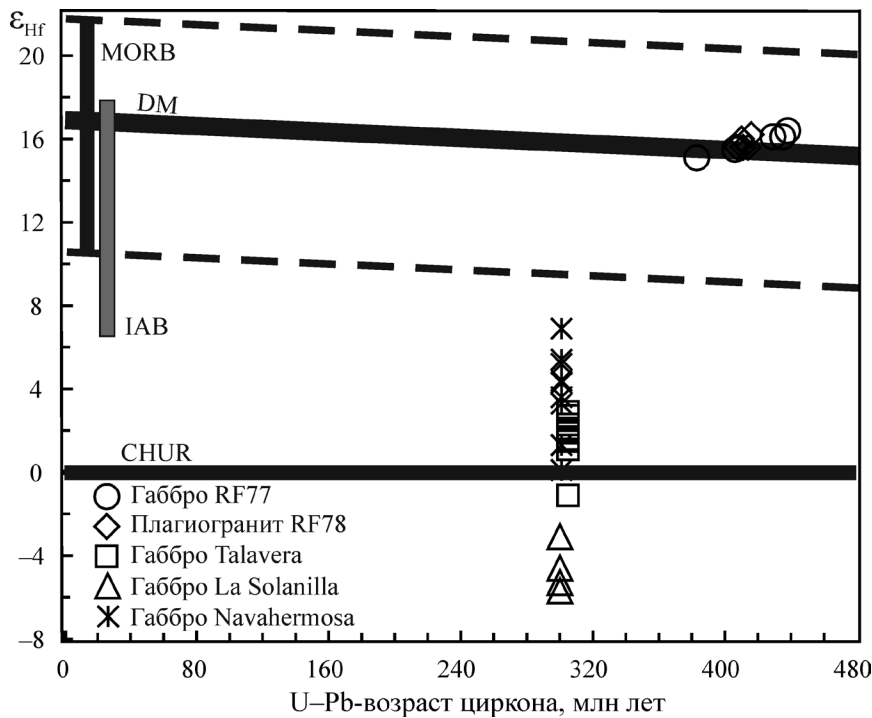
$e$   $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ .

$f$  Значения Lu–Hf модельного возраста вычислены с использованием параметров DM:  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ ,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28328$ .



**Рис. 3.** Lu–Hf эволюционная диаграмма и соответствующая линия согласования для циркона из габбро (RF77, темные прямоугольники) и плагиогранита (RF78, белые прямоугольники) рефтинского комплекса (восточная зона Среднего Урала).

Размеры прямоугольников соответствуют погрешностям  $\pm 2\sigma$ .



**Рис. 4.** Эволюция изотопов гафния в координатах “возраст –  $\epsilon_{\text{Hf}}$ ” для циркона из габбро (RF77) и плагиогранита (RF78) рефтинского комплекса (восточная зона Среднего Урала) и варисцид (Spanish Central System: Talavera, La Solanilla and Navahermosa [15]).

MORB – Mid-Ocean Ridge Basalts. DM – Depleted Mantle. IAB – Island-Arc Basalt. По оси абсцисс представлен U–Pb SHIMP-II возраст. Пунктирными линиями обозначен тренд эволюции изотопов гафния в MORB. Положение темных прямоугольников MORB и IOB по оси абсцисс соответствует настоящему времени и смещено от оси ординат для наглядности изображения.

значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (см. табл. 1), трендам эволюции истощенного вещества (см. рис. 4, DM). Иными словами, все образцы, проанализированные в настоящем исследовании, демонстрируют первичные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ , соответствующие мантийному источнику.

Обсуждение Lu–Hf изотопной систематики циркона из изученных пород габбро-диорит-тоналитовой ассоциации возможно как в возрастном, так и генетическом аспектах.

Геохронологические ограничения позволяют выявить, в пределах наблюдаемых погрешностей, общий для циркона габбро и плагиогранита рубеж – 433 млн лет (см. табл. 1, рис. 2). Этот Lu–Hf-возраст подтверждается Sm–Nd ID-TIMS методом по габбро (тот же образец RF77) и выделенным из него минералам [11]. Подобный U–Pb-возраст был также получен по циркону из габбро и диорита LA-ICP-MS-методом [5, 13]. В.Н. Смирновым с коллегами [10, 11] было показано, что в цирконе с относительно гетерогенными изотопными характеристиками U–Pb SHRIMP-II возраст 435–430 млн лет получен по ритмично-зональной разновидности циркона магматического облика из наиболее сохранившихся частей кристаллов. Совпадение U–Pb-возрастов, полученных по циркону, с результатами Sm–Nd-датирования габбро RF77 [11] позволяет достаточно уверенно отождествлять возрастной интервал 433 млн лет со временем кристаллизации пород изучаемого комплекса из магматического расплава. Таким образом, обсуждаемая Lu–Hf-систематика доказывает, что формирование изученного габбро-диорит-тоналитового рефтинского комплекса было связано с силурийским этапом магматизма и протекало практически субсинхронно (или очень близко по времени) с образованием сходных по химическому составу вулканических пород локализованного поблизости белоярского риолит-базальтового комплекса (см. рис. 1).

Следует отметить тот факт, что Lu–Hf изотопная система не выявляет “омоложенные” значения 405–380 и 293–241 млн лет, которые были зафиксированы U–Pb SHRIMP-II, ID-TIMS [10] а также Rb–Sr ID-TIMS методами [8]. По составу, морфологии и характеру внутреннего строения циркон “омоложенного” возраста в большинстве случаев аналогичен описанным выше кристаллам, характеризуется присутствием обрастаний, сложенных отчетливо более поздней субстанцией [11]. Отмеченные особенности, по-видимому, могут быть объяснены тем, что этот циркон представляет собой кристаллы, возникшие в процессе кристаллизации магматического расплава, однако позднее их Lu–Hf изотопная система испытала постмагматическое воздействие, произошедшее практически одновременно с образованием более поздней генерации этого минерала. Этот возрастной

интервал, фиксируемый цирконом рассматриваемого типа, соответствует крупному эпизоду эндогенной активности – времени существования в пределах Восточной зоны Среднего Урала девонской островной дуги. Таким образом, наличие такого возраста объясняется воздействием на породы рассматриваемого комплекса теплового потока над зоной субдукции этой структуры.

*Генетические ограничения.* Основываясь на полученных данных по изотопии гафния в цирконе габбро и тоналитов изученного габбро-диорит-тоналитового комплекса Восточного склона Среднего Урала, можно утверждать, что источником для изученных пород было истощенное вещество, близкое по составу к деплетированной мантии (см. рис. 4), что, к примеру, разительно отличает их генезис от габбро ( $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.5\text{--}6.9$ ; см. рис. 4) варисцид Центрально-Иберийского пояса Испании [15], образовавшихся в результате частичного плавления и/или ассимиляции коры с определенным вкладом мантийного вещества.

Таким образом, в результате изучения Lu–Hf изотопной систематики циркона габбро и плагиогранита рефтинского плутонического комплекса, представляющего собой одну из наиболее характерных для Урала ассоциаций магматических горных пород, выделен практически единый для габбро и плагиогранита возрастной рубеж, фиксируемый и другими методами изотопной геологии [11]. Согласно имеющимся данным, возраст 433 млн лет соответствует времени образования пород, тогда как последующие “омоложенные” события [11] отражают наложенные термальные воздействия, обусловленные активностью девонской островной дуги, коллизионными и постколлизионными процессами, при этом выявленные первичные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$  изученного циркона габбро и плагиогранитов практически совпадают (что свидетельствует о генетическом родстве, аналогичные выводы следуют и из анализа Sm–Nd-систематики [11]), соответствуя значимо LILE-обедненной (DM) мантии.

*Исследования выполнены в рамках программы Президиума РАН, проект № 12-П-5-1017 УрО РАН.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Алексеев А.В., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. Изотопная геохимия и геохронология габброидов Волковского массива на Урале // Геохимия. 2014. № 2. С. 99–123.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
3. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Красноба-

- ев А.А. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986, 248 с.
4. *Коротеев В.А., Дианова В.А., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
  5. *Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П.* Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними пород // *X чтения А.Н. Заварицкого: мат-лы Междунар. науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211–216.
  6. *Лобова Е.В.* Силурийский интрузивный магматизм Восточной зоны Среднего Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2013. 20 с.
  7. *Малич К.Н.* Изотопно-геохимические характеристики циркона и бадделеита рудоносных ультрамафит-мафитовых и ультрамафитовых массивов // *Минералы: строение, свойства, методы исследования: мат-лы V Всерос. молодежн. науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 124–127.
  8. *Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В.* Lu-Hf изотопный состав цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса (результаты исследования методом лазерной абляции) // *Ежегодник-2009.* Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 283–288.
  9. *Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В.* Возраст и возможные источники гранитов мурзинско-адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // *Литосфера.* 2003. № 4. С. 3–18.
  10. *Смирнов В.Н., Иванов К.С., Лобова Е.В.* Результаты U–Pb-датирования (SHRIMP-II) рефтинского габбро-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // *Ежегодник-2009.* Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 292–296.
  11. *Смирнов В.Н., Наставко Е.В., Иванов К.С., Баянова Т.Б., Родионов Н.В., Серов П.А.* Результаты изотопного датирования пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, Восточная зона Среднего Урала // *Литосфера.* № 5. 2014. С. 3–18.
  12. *Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С.* Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // *Литосфера,* 2003. № 2. С. 40–56.
  13. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Холоднов В.В.* Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // *Литосфера.* 2005. № 3. С. 57–72.
  14. *Gerdes A., Zeh A., Ronkin Yu.L.* Determination of Hf isotopes in zircon by MC FS ICP-MS // *Proceeding XX Symposium on Isotope Geochemistry and Geochemistry.* GEOKHI – М.: Watercolor, 2013. P. 23–26.
  15. *Villaseca C., Orejana D., Belousova E., Armstrong R.A., Pérez-Soba C., Jeffries T.E.* U–Pb isotopic ages and Hf isotope composition of zircons in Variscan gabbros from central Spain: evidence of variable crustal contamination // *Miner. Petrol.* 2011. V. 101(3). P. 151–167.