

Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ АБЛЯЦИИ)

И. Л. Недосекова, Е. А. Белоусова*, В. В. Шарыгин**

Состав изотопов гафния в цирконах в последнее время становится важным инструментом для реконструкции источника магматических пород, а также для решения вопросов происхождения и эволюции магматических, метаморфических и осадочных комплексов. Hf – существенный структурный элемент в кристалле циркона с количеством 5000–20000 г/т (иногда выше). Lu/Hf-отношения в цирконе низкие (<0.01) и, следовательно, состав изотопов Hf в цирконе очень близок первичным отношениям изотопов Hf во время его кристаллизации. Циркон устойчив во многих гипогенных и гипергенных процессах. Метамиктизация и более поздние процессы изменения практически не оказывают влияния на состав изотопов Hf в цирконе [12, 25]. Относительная стабильность Hf-изотопии в цирконе делает изотопы Hf мощным инструментом для изучения возраста источника и изотопной эволюции самых различных пород [7, 25, 29]. Реконструкция начального состава изотопов Hf исходной породы иногда возможна даже в том случае, если эта порода больше не существует – разрушена, переплавлена или метаморфически преобразована, а циркон находится в осадочной или в новообразованной магматической или метаморфической породе. Особенно эффективна комбинация датирования отдельного зерна циркона U-Pb методом с Hf-изотопией из тех же самых зерен (при изучении цирконов локальными изотопными методами – SHRIMP, SIMS и лазерной абляцией), что приводит к получению важной информации относительно источника пород, даже в том случае, когда все другие изотопные системы значительно нарушены или даже уничтожены.

Нами получены первые Lu-Hf изотопные данные (в комбинации с U-Pb изотопными данными) методом лазерной абляции для цирконов из карбонатитов и щелочных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса с целью изучения возраста пород и их источников вещества.

Ильмено-Вишневогорский щелочно-карбонатитовый комплекс находится на стыке Среднего и Южного Урала, в ядре Сысертско-Ильменогорского антиклинория – блока докембрийских пород, залегающего среди уральских палеоокеанических ком-

плексов. Ильмено-Вишневогорский комплекс состоит из двух крупных (20×6 км) интрузивных массивов миаскитов – Вишневогорского и Ильменогорского, соединенных между собой Центральной щелочной полосой, сложенной фенитами, мелкими телами миаскитов, меланократовыми карбонатно-силикатными породами и карбонатитами. Широко развиты щелочные (нефелин-микроклиновые) пегматиты, встречающиеся как в эндо-, так и в экзоконтактах миаскитовых массивов. Карбонатиты максимально развиты в апикальной части Вишневогорского интрузива миаскитов, в миаскитах и щелочных метасоматитах Центральной щелочной полосы, а также встречаются в экзоконтактовом ореоле миаскитовых интрузий – в фенитизированных породах докембрия. Кроме того, карбонатиты с редкометалльно-редкоземельной минерализацией установлены в массивах ультрабазитов, залегающих вблизи контакта с интрузиями миаскитов – в Булдымском, Халдихинском, Спирихинском ультрабазитовых массивах и др.

Возраст кристаллизации миаскитов и карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса, по данным U-Pb и Rb-Sr геохронологии, составляет 440–410 млн. лет. Кроме того, в породах и минералах Ильмено-Вишневогорского комплекса U-Pb и Rb-Sr методами датируются более поздние процессы метаморфизма, связанные с герцинской орогенцией (360–320 млн. лет) и последующим постколлизийным растяжением (260–240 млн. лет) [1, 6, 19, 20].

Цирконы встречаются практически во всех разновидностях пород Ильмено-Вишневогорского комплекса – в миаскитах, миаскит-пегматитах, карбонатитах и щелочных метасоматитах. Они образуют кристаллы от 0.8 мм до 2 см, в пегматитах – до 10 см. Большая часть кристаллов представлена округлыми или субидиоморфными зернами, но довольно часто встречаются дипирамидальные слабоудлиненные (короткостолбчатые) кристаллы. Окраска циркона меняется от светло-бурой до бесцветной. При изучении отдельных кристаллов цирконов в катодных лучах устанавливается две генерации цирконов [2, 3]. I генерация – ксеноморфные, неоднородные по окраске, слабопрозрачные зерна циркона, с признаками дробления, перекристаллизации и метасо-

* CEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia

** Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

матических преобразований. Отличительной особенностью ранних генераций цирконов является то, что они не люминисцируют в катодных лучах. II генерация – субидиоморфные зерна округлой формы, часто с отдельными гранями, прозрачные, однородные по окраске, с отчетливой люминесценцией в катодных лучах. В кристаллах циркона II генерации часто присутствуют реликты нелюминесцирующего циркона I генерации. Значительная часть зерен цирконов представлена промежуточными разновидностями, иллюстрирующими различную степень преобразования ранних генераций цирконов и замещение их поздними генерациями.

Цирконы Ильмено-Вишневогорского комплекса, а именно цирконы миаскитов и карбонатитов Вишневогорского, Ильменогорского массивов и Центральной щелочной полосы, ранее были датированы классическим U-Pb методом по объемным навескам с кислотным разложением цирконов [6, 20], а также изучены на SHRIMP-II [2, 3]. Цирконы карбонатитов и щелочных метасоматитов Булдымского массива ранее не датировались. Датирование цирконов различными методами показало синхронность событий в истории миаскитов и карбонатитов. Возраст кристаллизации циркона (I генерации) определен в миаскитах – 408 ± 8 млн. лет, для наименее измененных зерен циркона – 417.5 ± 7.5 млн. лет; в карбонатитах – 402 ± 8 млн. лет. Процессы метаморфизма и новообразования циркона датируются в миаскитах – 383 ± 14 и 279 ± 10 млн. лет, в карбонатитах 359 ± 25 и 288 ± 38 млн. лет [2, 3].

Для изучения Lu-Hf изотопных составов цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса (в комбинации с U-Pb датированием отдельных зерен циркона) нами были выделены цирконы из миаскитов (Обр. Vnp-1, Vnp-2), миаскит-пегматитов (Обр. Krv-5) и карбонатитов Вишневогорского массива (Обр. 354), а также цирконы из поздних доломитовых карбонатитов и сопровождающих их флогопит-рихтерит-карбонатных метасоматитов Булдымского массива (Обр. K-103).

Проба Vnp-1 – мезократовый миаскит с содалитом, Вишневогорский массив (г. Долгая, Ю. Карьер).

Проба Krv-5 – нефелин-микроклиновый пегматит с биотитом, пироксеном и цирконом (кристаллы до 1 см) из пневматолитовой части пегматитовой жилы (Жила № 5, северная часть Вишневогорского массива, южный склон горы Каравай).

Проба 354 – крупнозернистый кальцитовый карбонатит с биотитом, пироксеном и цирконом (кристаллы от 0.2 до 1 см), образующий шпир среди жильных миаскитов корневой зоны Вишневогорского миаскитового массива (скальный врез по тракту на 6.5 км южнее г. Вишневогорск).

Пробы (K-103) – доломитовые карбонатиты с рихтеритом, флогопитом и монацитом, образующие жилу мощностью до 1 м, и сопровождающиеся

флогопит-рихтерит-карбонатными метасоматитами в метагипербазитах (Западный карьер, Булдымский гипербазитовый массив).

Исследования Lu-Hf- и U-Pb-изотопных составов цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса методом лазерной абляции были проведены нами в Национальном Центре геохимической эволюции и металлогении континентов (GEMOS) Университета Маккуори (Macquarie) в г. Сиднее, Австралия. Для U-Pb-датирования был использован ультрафиолетовый лазер UP213 (“New Wave”) и ICP-MS спектрометр Aligent-7500, для изотопного анализа гафния применяли лазер New Wave/Merchantek LUV213 в комплекте с мультиколлекторным MC-ICPMS Nu-Plasma. Анализы были выполнены с диаметром пучка 50 мкм. Время абляции составляло 100–120 с, глубина кратера – 40–60 мкм.

Наложение ^{176}Lu на ^{176}Hf скорректировано измерением интенсивности свободного от наложения ^{175}Lu и использованием $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ 1/40.02669 [10] для вычисления $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. Аналогично, наложение ^{176}Yb на ^{176}Hf было исправлено измерением ^{172}Yb и использованием $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ для вычисления $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$. Соответствующее значение $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ было определено с использованием JMC475 стандарта Hf с Yb, и нахождением $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ (0.58669), необходимого для вычисления $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, полученного по чистому раствору Hf. Исследования стандартов цирконов [14, 15] иллюстрируют правильность и точность полученных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношений, несмотря на коррекцию ^{176}Hf . Погрешности значений (2σ) для $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношений ± 0.00002 , эквивалентно ± 0.7 εHf. Воспроизводимость и точность метода обсуждаются детально в работах [14–17].

Циркон Муд Танк, проанализированный вместе с образцами (каждые 10 измерений), использовался как независимый контроль стабильности работы прибора и воспроизводимости. Большинство данных и среднее значение (0.282527 ± 28 , $n = 10$) находится в пределах рекомендованного 2σ интервала (0.282522 ± 42 (2σ)) [17]. Анализ одного из стандартов циркона № 91500, проанализированный во время этого исследования, дал $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282304 \pm 42$ (2σ), что находится в пределах диапазона значений для этого стандарта [16].

Методика U-Pb датирования была детально описана ранее [10, 15, 18]. Образцы были проанализированы в “пробегах” из 16 анализов, которые включали 12 неизвестных точек. В начале и в конце “пробега” анализировался стандарт циркона GEMOC GJ-1 [11]. Кроме того, два других хорошо охарактеризованных стандарта циркона (№ 91500 и Mud Tank), были проанализированы в пределах каждого “пробега” как независимый контроль по воспроизводимости и стабильности работы прибора. U-Pb-возраст был вычислен, используя пакет программ онлайн GLITTER [www.mq.edu.au/GEMOC]. Мы применили процедуру коррекции Pb по [8]. Пред-

Таблица 1. U-Pb данные для цирконов из карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса

№ п/п	№ обр.	Содержания, г/т			Изотопные отношения								D, %	Возраст, млн. лет
		U	Th	Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma, \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma, \%$	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	$1\sigma, \%$		
1	K103-02	9	77	0.20	0.059	19	0.3507	19	0.04312	4	0.11256	9	53.1	272 ± 22
2	K103-03	14	51	0.23	0.07163	9	0.42062	9	0.04259	3	0.27613	7	73.9	269 ± 14
3	K103-10	37	146	0.67	0.05114	5	0.30538	5	0.04331	2	0.24778	8	-10.8	273 ± 8
4	K103-12	27	104	0.42	0.051	12	0.29799	12	0.0424	3	0.24859	8	-11.3	268 ± 16
5	K103-13	11	65	0.27	0.06268	15	0.36789	14	0.04257	4	0.17115	6	62.7	269 ± 20
6	K103-15	24	96	0.48	0.07048	8	0.40161	7	0.04135	2	0.24628	8	73.7	261 ± 12
7	K103-16	14	59	0.21	0.05672	12	0.32867	11	0.04204	3	0.23742	4	45.7	265 ± 14
8	K103-17	19	141	0.32	0.05887	9	0.34211	9	0.04216	2	0.12911	8	53.8	266 ± 12
9	K103-19	10	34	0.17	0.0346	27	0.20349	26	0.04268	4	0.29617	7	-142.6	269 ± 20
10	K103-20	27	104	0.43	0.05386	9	0.31566	8	0.04253	2	0.2587	8	27.1	268 ± 14
11	K103-21	10	54	0.11	0.06292	27	0.36505	26	0.04209	7	0.17568	6	63.6	266 ± 36
12	V354-2	118	13	1.04	0.05172	6	0.31896	6	0.04472	2	8.90015	6	-3.4	282 ± 6
13	V354-3	71	147	0.52	0.063	10	0.57695	9	0.06643	3	0.47429	6	42.8	415 ± 14
14	V354-5	1227	4554	37.87	0.05432	6	0.49597	5	0.06622	2	0.26554	7	-7.8	413 ± 9
15	V354-6	27	17	0.43	0.05431	10	0.48264	9	0.06445	3	1.61263	6	-5	403 ± 13

Примечание. 1–11 – циркон из доломитовых карбонатитов и флогопит-рихтерит-карбонатных метасоматитов Булдымского массива, 12–15 – циркон из карбонатитов Вишневогорского массива. D – дискордантность.

ставленные в этой статье анализы были скорректированы по модели [31] для $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9.74$. Никакой коррекции не было применено к анализам, которые являются согласующимися в пределах 2σ с аналитической ошибкой для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, или которые имеют меньше чем 0.2% общего Pb. Диаграммы конкордий и эллипсов погрешностей были построены с использованием программного обеспечения Isoplot, версии 2.49 и 3.0 [21, 22].

Результаты U-Pb-анализа цирконов приведены в табл. 1 и на рис. 1. Lu-Hf изотопные данные представлены в табл. 2.

В цирконах миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов, Вишневогорского массива были изучены ранние генерации циркона I. Возраст кристаллизации раннего циркона в пробе из карбонатитов Вишневогорского массива определен в 411 ± 14 млн. лет (рис. 1а). Как уже упоминалось, возраст 410 млн. лет получен также при U-Pb датировании ранних генераций цирконов миаскитов [2]. В цирконах I генерации (в тех же зернах, по которым было проведено U-Pb датирование) были определены изотопные отношения Hf. Первичные отношения изотопов гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)₄₁₀ и εHf, отражающие, как известно, изотопный состав родоначальных магм и субстрата плавления, были рассчитаны на возраст 410 млн. лет.

Для вычисления εHf мы приняли значения отношений изотопов для хондритов по Scherer и др. [30]. Для вычисления модельных возрастов (T_{DM}), основанных на выплавлении пород из деплетированной мантии, мы приняли модель с $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.279718$ в 4.56 Ga и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$, которая производит современные значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, близкие средним значениям MORB [14, 15]. Модельные возраста T_{DM} , которые вычисле-

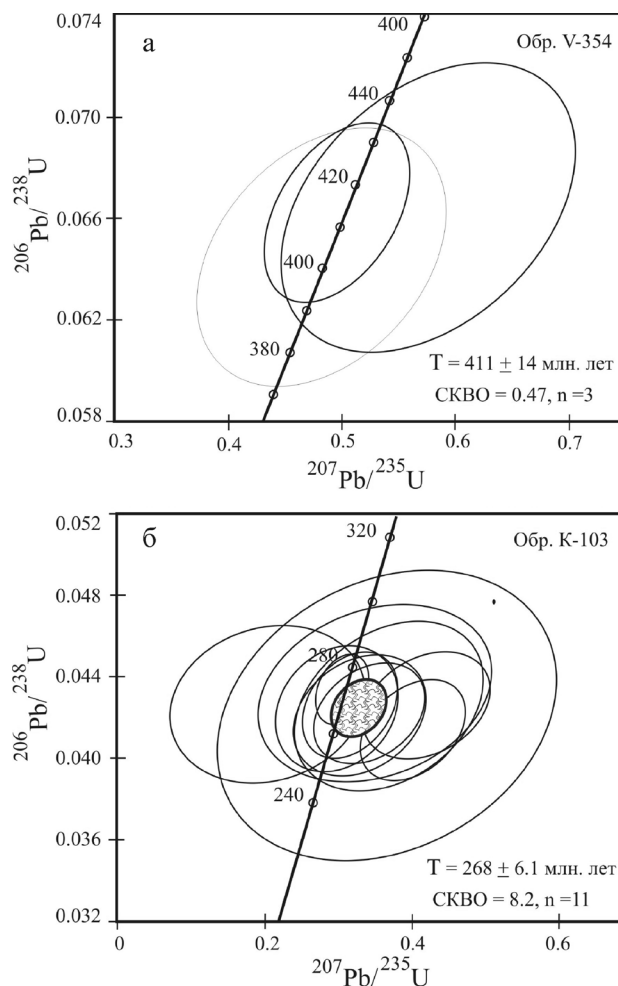


Рис. 1. U-Pb диаграмма для цирконов из карбонатитов Вишневогорского миаскитового массива (а) и из поздних доломитовых карбонатитов Булдымского ультрабазитового массива (б).

Таблица 2. Lu-Hf изотопные данные для цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса

№ п/п	№ обр	Lu, г/т	Yb, г/т	Hf, г/т	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	Hf(T)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	2 σ	T_{DM} , млрд. лет	T_{DMC} , млрд. лет
1	K103-02	31	274	8734	0.000488	0.282593	268	0.282591	-0.5	0.6	0.92	1.33
2	K103-03	16	132	8649	0.000251	0.282587	268	0.282586	-0.7	0.7	0.92	1.34
3	K103-10	16	139	8013	0.000282	0.282589	268	0.282588	-0.6	0.4	0.92	1.34
4	K103-11	26	230	7377	0.000496	0.282522	268	0.282520	-3.0	0.5	1.02	1.49
5	K103-12	26	215	8225	0.000438	0.282601	268	0.282599	-0.2	0.4	0.91	1.31
6	K103-13	23	199	8480	0.000371	0.282589	268	0.282587	-0.7	0.8	0.92	1.34
7	K103-15	22	184	8819	0.000353	0.282557	268	0.282555	-1.8	0.5	0.97	1.41
8	V354-2	3	23	6614	0.000057	0.283055	282	0.283055	16.2	2.6	0.27	0.27
9	V354-3	9	91	6445	0.000204	0.282680	411	0.282678	5.7	0.6	0.79	1.04
10	V354-5	149	1706	5088	0.004066	0.282577	411	0.282546	1.0	1.0	1.04	1.34
11	V354-6	12	125	6530	0.000265	0.282660	411	0.282658	5.0	0.6	0.82	1.09
12	V354-8*	76	673	5190	0.002028	0.282679	411	0.282663	5.2	0.6	0.84	1.08
13	V354-10*	3	26	6869	0.000060	0.282673	411	0.282673	5.5	0.5	0.80	1.06
14	V354-12*	13	124	5978	0.000306	0.282664	411	0.282662	5.1	0.5	0.82	1.08
15	Vnp-2	2	17	10430	0.000030	0.282623	411	0.282623	3.8	0.2	0.87	1.17
16	Vnp-1A	4	29	12126	0.000044	0.282633	411	0.282633	4.1	0.3	0.86	1.15
17	Vnp-1B	2	15	7980	0.000034	0.282668	411	0.282668	5.4	0.5	0.81	1.07
18	Krv-5-2*	2	16	7683	0.000039	0.282632	411	0.282632	4.1	0.3	0.86	1.25
19	Krv-5-1*	2	16	6623	0.000045	0.282617	411	0.282617	3.5	0.4	0.88	1.28
20	Krv-5-3*	2	19	7929	0.000043	0.282654	411	0.282654	4.8	0.3	0.83	1.20

Примечание. Погрешности значений (2 σ) для $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ не превышают 0.007%. Первичное отношение изотопов гафния рассчитано на возраст, определенный в этих пробах цирконов U-Pb методом. Величины ϵHf рассчитаны относительно хондритового резервуара CHUR с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11}$ по [30]. T_{DM} – модельный возраст источника, основанный на выплавлении магмы из деплетированной мантии ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$), T_{DMC} – модельный возраст источника по двухстадийной модели, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$), которая была ранее образована из деплетированной мантии. * – в этих пробах возраст нами не определялся. 1–7 – доломитовые карбонатиты Булдымского массива, Западный карьер; 8–14 – кальцитовые карбонатиты Вишневогорского массива; 15–17 – миаскиты Вишневогорского массива, г. Долгая, Ю. Карьер; 18–20 – миаскит-пегматиты Вишневогорского массива, Жила № 5.

ны с использованием измеренного $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения в цирконе, могут дать только минимальный возраст для источника магмы, из которой кристаллизовался циркон. Поэтому мы также вычислили, для каждого циркона, “crustal” модельный возраст T_{DMC} , который предполагает, что его родительская магма была выплавлена из средней континентальной коры ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$; Geochemical Earth Reference Model database, <http://www.earthref.org/>), которая была ранее образована из деплетированной мантии.

Первичные отношения изотопов гафния в цирконах I Вишневогорского массива из миаскитов ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{410} = 0.282623\text{--}0.282668$, $\epsilon\text{Hf} = 3.8\text{--}5.4$), миаскит-пегматитов ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{410} = 0.282617\text{--}0.282654$, $\epsilon\text{Hf} = 3.5\text{--}4.8$) и карбонатитов ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{410} = 0.282658\text{--}0.282678$, $\epsilon\text{Hf} = 5.0\text{--}5.7$) имеют близкие значения, что указывает на единый источник их вещества. В приведенных выше данных не учитывается определение изотопов гафния в обр. V-354-5 ($\epsilon\text{Hf} = 1$), так как в этой точке велика ошибка определения. Без учета этой точки первичные изотопные составы гафния в породах Вишневогорского массива показывают незначительные вариации ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{410} = 0.282617\text{--}0.282678$,

$\epsilon\text{Hf} = 3.5\text{--}5.7$) и имеют параметры умеренно деплетированной мантии (рис. 2).

Кроме того, было сделано пока единственное определение изотопов гафния в цирконе II генерации из карбонатитов Вишневогорского массива, возраст которого U-Pb методом был определен в 282 млн. лет (см. табл. 1, 2). Циркон II генерации значительно отличается от раннего циркона высоким значением первичного изотопного отношения гафния ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{282} = 0.283055$) и высоким $\epsilon\text{Hf} = 16$, соответствующим значениям деплетированной мантии, показывая появления нового источника вещества, участвующего в метасоматических преобразованиях миаскитов и карбонатитов, вероятно, связанного с позднеколлизийными процессами.

U-Pb датирование цирконов из доломитовых карбонатитов и сопровождающих их редкометалльных щелочных метасоматитов Булдымского массива (Пр. K-103) показало, что возраст его формирования составляет 268 ± 6 млн. лет (рис. 1б, табл. 1). Таким образом, в Булдымском гипербазитовом массиве, устанавливаются минеральные ассоциации поздних карбонатитов и щелочных метасоматитов, формирование которых связано с коллизийными метасоматическими процессами.

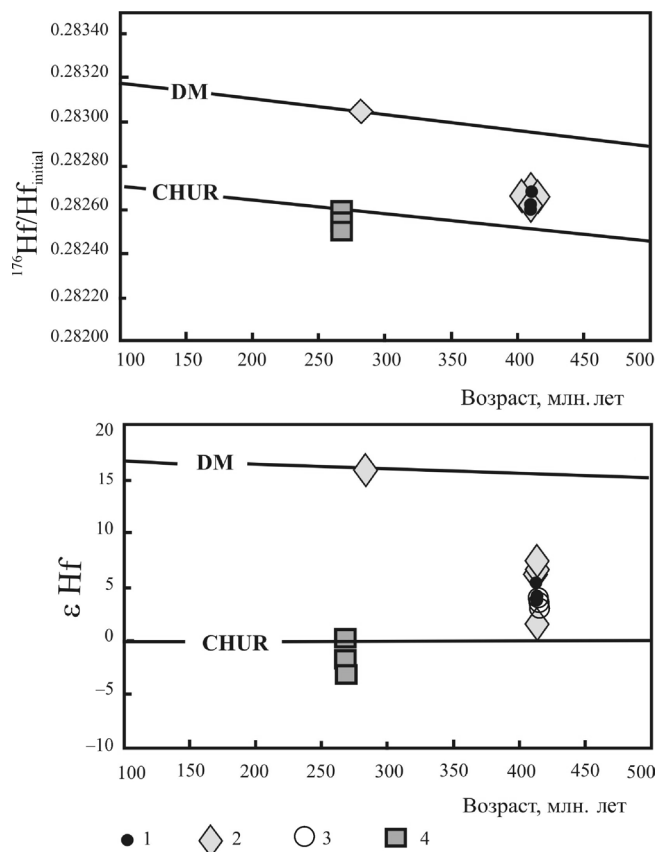


Рис. 2. Первичные отношения изотопов $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и ϵHf в цирконах Ильмено-Вишневогорского комплекса.

1–3 – цирконы Вишневогорского массива: 1 – из миаскитов, 2 – из карбонатитов, 3 – из миаскит-пегматитов. 4 – цирконы Булдымского массива (из доломитовых карбонатитов). Для сравнения приведены линии изотопной эволюции мантийных резервуаров DM и SHUR. Для расчета изотопной эволюции DM и SHUR использована константа распада ^{176}Lu $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11}$ [30].

Первичные отношения изотопов гафния в цирконах доломитовых карбонатитов Булдымского массива ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{268} = 0.282525\text{--}0.282591$, $\epsilon\text{Hf} = -0.2\text{--}(-3)$ близки хондритовым (рис. 2, табл. 2) и значительно отличаются от цирконов карбонатитов Вишневогорского массива более низкими значениями первичных отношений гафния и ϵHf , что иллюстрирует участие различных источников вещества в их формировании.

Состав изотопов Hf и Nd для пород Ильмено-Вишневогорского комплекса приведен на диаграмме $\epsilon\text{Hf}\text{--}\epsilon\text{Nd}$ (рис. 3), которая иллюстрирует мантийный тренд изотопных составов (“mantle array”), полученный при изучении различных типов деплетированной мантии (MORB) – составы базальтов срединно-океанических хребтов, и обогащенной мантии – составы базальтов океанических островов (OIB), а также составы островодужных базальтов (IAV) [13, 23, 24, 26–28, 32, 34 и др.]. Кроме того, на этой диаграмме приведены результаты изучения

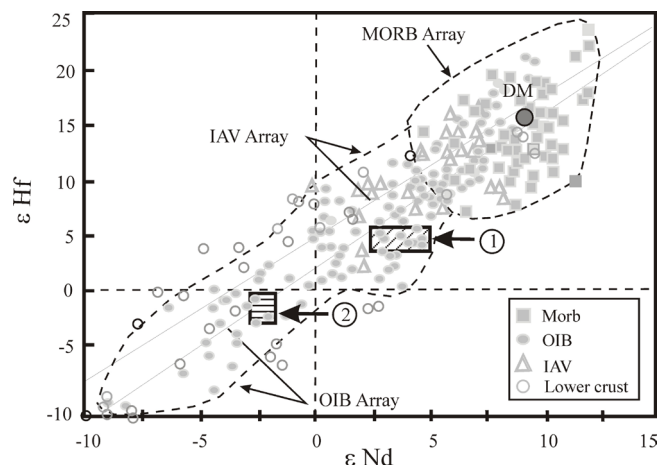


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon\text{Hf}\text{--}\epsilon\text{Nd}$ для цирконов из пород Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Цифрами в кружках обозначены поля составов для цирконов: 1 – из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов Вишневогорского массива, 2 – из доломитовых карбонатитов и флогопит-рихтерит-карбонатных метасоматитов Булдымского массива. Для сравнения на диаграмме приведены изотопные составы пород мантийного тренда – базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [23, 24, 27 и др.], базальтов океанических островов (OIB) [23, 24, 26, 32 и др.] и островодужных базальтов (IAV) [13, 27, 34], а также изотопные составы пород нижней коры [33].

нижнекорковых пород, в частности, составы гранулитов, которые в ряде случаев близки мантийным изотопным составам [33]. При построении диаграммы были использованы первичные отношения изотопов неодима в породах Ильмено-Вишневогорского комплекса, изученные нами ранее [4, 5]. Параметры DM рассчитаны с использованием изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2148$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ [35], $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ [30] на возраст 410 млн. лет.

Точки карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме $\epsilon\text{Nd}\text{--}\epsilon\text{Hf}$ находятся в пределах мантийного тренда в области развития обогащенных мантийных составов и нижнекорковых пород. Первичные отношения изотопов Hf и Nd в цирконах пород Ильмено-Вишневогорского комплекса образуют на диаграмме $\epsilon\text{Nd}\text{--}\epsilon\text{Sr}$ дискретные поля составов. Цирконы из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов Вишневогорского массива имеют изотопные параметры умеренно деплетированной мантии. Цирконы из поздних доломитовых карбонатитов Булдымского массива имеют составы, обогащенные нерадиогенным гафнием и неодимом. Данные Hf изотопии хорошо согласуются с ранее полученными нами Sr-Nd изотопными данными по источникам вещества Ильмено-Вишневогорского комплекса [4, 5].

Работа выполнена по целевой программе междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2009–2011 года, № 09-с-5-1014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1784–1795.
2. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С.
3. Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Ильменские горы, Ю. Урал) // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 261–263.
4. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 2. С. 157–181.
5. Прибавкин С.В., Недосекова И.Л. Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии Sr и Nd в карбонатах // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 3. С. 381–385.
6. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
7. Amelin Y., Lee D.C., Halliday A.N., Pidgeon, R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. № 399 (6733). P. 252–255.
8. Andersen T., Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. № 192. P. 59–79.
9. Belousova E.A., Griffin W.L., Shee S.R. et al. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, as determined by laser-ablation ICP-MS analysis // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. № 48. P. 757–765.
10. DeBievre P., Taylor P.D.P. Table of the isotopic composition of the elements // International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes. 1993. № 123. P. 149.
11. Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W. L. et al. Trace element and isotopic composition of GJ redzircon standard by Laser Ablation // Conference Abstract. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. № 70 (18). P. A158.
12. Fujimaki H. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. № 94. P. 42–45.
13. Gill J.B. Sr-Pb-Nd isotopic evidence that both MORB and OIB source contribute to oceanic island arc magmas in Fiji // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. № 61. P. 3–84.
14. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. № 64. P. 133–147.
15. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. Precambrian Research. 2004. № 127. P. 19–41.
16. Griffin W.L., Pearson N. J., Belousova E.A., Saeed A. Comment: Hf-isotope heterogeneity in standard zircon 91500 // Chemical Geology. 2006. № 233. P. 358–363.
17. Griffin W.L., Pearson N. J., Belousova E.A., Saeed A. Reply to “Comment to short-communication ‘Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500’ by W.L. Griffin, N.J. Pearson, Belousova E.A., Saeed A. (Chemical Geology 233 (2006) 358–363)” by F. Corfu // Chemical Geology. 2007. № 244. P. 354–356.
18. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation- inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. № 211. P. 47–69.
19. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // J. Geol. 1983. V. 91. P. 427–435.
20. Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al. Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Ural // Petrology. 1993. V. 1. № 5. P. 474–485.
21. Ludwig K.R. User manual for Isoplot/Ex, version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2001. № 1a.
22. Ludwig K.R. Isoplot 3.00 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4.
23. Patchett P.J. Hafnium isotope results from mid-ocean ridges and Kerguelen // Lithos. 1983. № 16. P. 47–51.
24. Patchett P.J., Tatsumoto M. Hafnium isotope variations in oceanic basalts // Geophys. Res. Lett. 1980. V. 7. P. 1077–1080.
25. Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1981. № 78. P. 279–297.
26. Salters V.J.M., White W.M. Hf isotope constraints on mantle evolution // Chem. Geol. 1998. № 145. P. 447–460.
27. Salters V.J.M., Hart S.R. The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: the Hf-isotope connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. № 104. P. 364–380.
28. Salters V.J.M. The generation of mid-ocean ridge basalts from the Hf and Nd isotope perspective // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. № 141. P. 109–123.
29. Schärer U., Corfu F., Demaiffe D. U-Pb and Lu-Hf isotopes in baddeleyite and zircon megacrysts from the Mbuji-Mayi kimberlite: constraints on the subcontinental mantle // Chemical Geology. 1997. № 143 (1–2). P. 1–16.
30. Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // Science. 2001. № 293. P. 683–687.
31. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage Model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. № 26. P. 207–221.
32. Stille P., Unruh P.M., Tatsumoto M. Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts // Nature. 1983. № 304. P. 25–29.
33. Vervoort J. D., Patchett J. P., Albarede F., et al. Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust // Earth and Planetary Science. 2000. Letters 181. P. 115–129.
34. White W.M., Patchett P.J. Hf-Nd-Sr and incompatible-element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. № 67. P. 167–185.
35. Zindler A., Hart S.R. Ann. Rev. Chemical geodynamics // Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.