

УДК 550.93 (470.5)

ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ, РОДИНГИТОВ И ХЛОРИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАРАБАШСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2016 г. А.А. Краснобаев*, П.М. Вализер**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15
E-mail: krasnobaev@igg.uran.ru*

***Ильменский государственный заповедник УРО РАН
456301, г. Муасс-1
E-mail: valizer@ilmeny.ac.ru*

Поступила в редакцию 06.10.2015 г.

Принята к печати 11.11.2015 г.

С помощью U-Pb метода (SHRIMP, цирконы) установлены возраст гипербазитов Карабашского массива (1720–1740 млн лет), минимальный возраст их субстрата (1830 млн лет), возраст образования родингитов (438.5 ± 15 млн лет) и хлорит-карбонатных пород (404.4 ± 8.8 млн лет). Заключительный этап их преобразования определяется интервалом 310–315 млн лет. На всем протяжении эволюции массива активное участие в процессе принимала гипербазитовая матрица. Образование поздних цирконов происходило при воздействии обогащенных ураном метасоматических растворов. Принципиально новая разновидность цирконов, предполагающая и участие их нового источника, появилась только в хлорит-карбонатных породах.

Ключевые слова: *цирконы, гипербазиты, родингиты, хлорит-карбонатные породы, возраст, эволюция, метасоматические растворы.*

Карабашский массив (КМ) гипербазитов расположен вблизи восточной окраины г. Карабаш Челябинской области, в северной части Магнитогорского мегасинклинория. К западу от него распространены метаморфические породы А–PR Уралтаусского синклинория, к востоку – Восточно-Уральский антиклинорий, сложенный метаморфическими породами PR–V, измененными в условиях амфиболитовой фации. Массив входит в состав офиолитовой формации $O_{2,3}$, залегает среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных островодужных комплексов S_2 –D. Подробную информацию о природе и взаимоотношениях различных пород массива можно найти в нескольких работах [1, 2, 9, 10, 12, 13], из которых мы кратко упомянем лишь некоторые моменты, имеющие отношение к нашим исследованиям.

В строении массива (рис. 1) принимают участие в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, в меньшей мере – лерцолиты. Широко развиты серпентинитовые зеркала и полосы скольжения, разномасштабные зоны дробления. Иногда тектонические линзы гипербазитов чередуются с полосами кремнисто-глинистых сланцев. Массив рассечен многочисленными дайками габброидов, гранитоидов, жильными телами хлорит-карбонатных пород (ХКП), обычно содержащих скопления магнетита. Среди габброидов

выделены ранние, сопряженные с гипербазитами, и более поздние, титанистые [13]. Отмечено, что габброиды могли внедряться в неметаморфизованные гипербазиты, сохранив при этом ксенолиты последних. Широко проявлены процессы замещения первичных минералов в габброидах, превращение их в породы хлорит-клинопироксен-гранат-везувиянового состава и, в конечном счете, в родингиты, которые в виде цепочек расположены в центральной части массива. Линзовидные тела ХКП тяготеют к зонам расланцевания и карбонатизации среди серпентинитов. Карбонатные обособления, обнаруженные в родингитах, иногда соотносятся с лиственитами, а ХКП – с карбонатитами или с карбонатитоподобными образованиями, при этом лиственитизированные родингиты и ХКП являются основными золотоносными породами КМ.

Возрастная проблема пород КМ крайне актуальна. Известны лишь Sm-Nd датировка раннего родингита (369.4 ± 8.8 млн лет), несколько U-Pb определений возраста ториянита (313–352 млн лет) из карбонатитоподобных пород, и недавно полученная [14] датировка монацита из ХКП (317.3 ± 3.3 млн лет).

Для решения проблемы возраста КМ мы использовали возможности методики SIMS SHRIMP [16], позволяющей датировать не только единичные зер-

на цирконов, но и сосуществующие в гетерогенных кристаллах отдельные зоны, представляющие последовательные генерации, ядра или оболочки и их фрагменты, продукты замещений предшествующих разновидностей. В наших исследованиях изотопным анализом всегда предшествовал детальный минералогический контроль цирконов, позволяющий идентифицировать не только природу генетически значимых частей гетерогенных кристаллов, но и обоснованно выбирать среди них точки для анализа, надеясь при этом получить имеющую принципиальное значение возрастную информацию. Диаметр ионного зонда при изотопном анализе составлял 25 мкм при глубине пробоотбора 2 мкм.

Цирконы были выделены из протолок проб (весом 120–150 кг) дунитов (К 2143), гарцбургитов (К 2144), родингитов (К2145) и ХКП (К2147). По химическому составу (табл. 1) они практически не отличаются от ранее описанных [13] и представляют наиболее типичные разновидности исследуемых пород.

ПОРОДЫ

Редкоземельная специализация пород КМ отражает некоторые особенности их взаимоотношений (табл. 2, рис. 2). Прежде всего, обращает внимание контраст РЗЭ и РЭ между гипербазитами (К2143, К2144) и метасоматитами (К2145, К2147), которые оказались существенно богаче примесями. В свою очередь, последние близки друг другу не только по РЗЭ, но также по Rb, Cs, Th, U, Ta, Ва и некоторым другим элементам, на что обращалось внимание и ранее [10]. Хорошо заметно, что гипербазиты КМ более обогащены РЗЭ, чем подобные породы платиноносного пояса (Н.Тагильский массив, К2069) или офиолитовой формации (Восточно-Уральский (Кутузовский) массив, К 2060), но несколько обеднены по сравнению с дунитами Сарановского хромитовосного ультрамафитового массива [7]. Из анализа спектров РЗЭ следует, что исследованный нами образец родингита относится к перекристаллизованному типу [11], и занимает “промежуточное” положение между спектрами классических и хлограпитовых разновидностей [4].

Таблица 1. Химические составы дунитов (К2143), гарцбургитов (К2144), родингитов (К2145) и хлорит-карбонатных пород (К2147) Карабашского массива, мас %

Table 1. Chemical composition of dunites (K2143), harzburgites (K2144), rodingites (K2145) and chlorite-carbonate rocks (K2147) from the Karabash massif, wt %

Элементы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
K2143	41.80	0.02	0.43	6.87	0.09	39.00	0.08	0.14	0.00	0.06	11.8	100.29
K2144	40.10	0.02	1.95	6.62	0.13	39.27	0.34	0.13	0.00	0.06	11.6	100.22
K2145	37.24	1.05	3.73	10.10	0.22	19.24	21.17	0.15	0.02	2.14	5.6	100.66
K2147	6.42	0.79	3.08	10.35	0.69	13.06	42.01	0.14	0.02	1.24	22.5	100.30

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Note. Analyses are made in the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS.

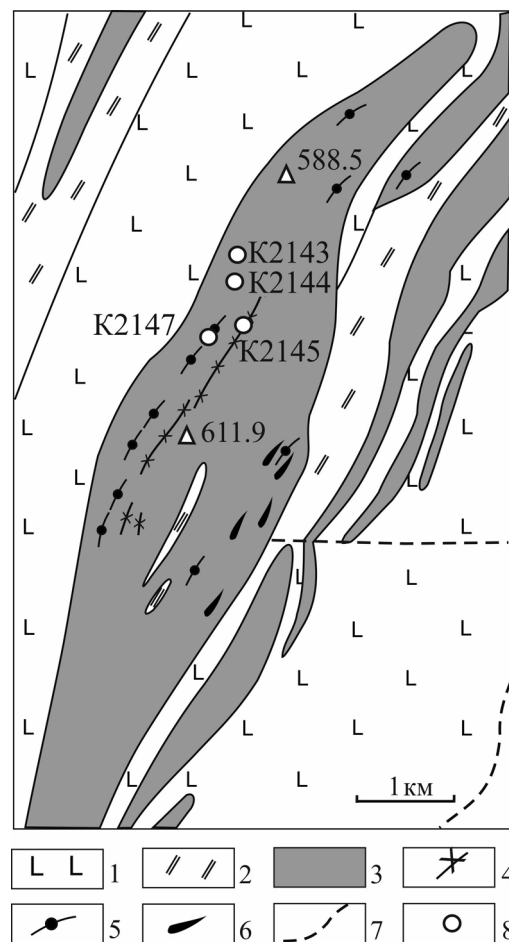


Рис. 1. Схема геологического строения Карабашского массива.

1 – кремнистые и кварц-серицитовые сланцы, метавулканисты, О₂; 2 – андезиты, базальты, сланцы кварц-серицитовые D₂; 3 – серпентинизированные ультрамафиты; 4 – родингитовые жилы; 5 – карбонат-хлоритовые жилы; 6 – рибекитовые породы; 7 – разломы; 8 – точки опробования.

Fig. 1. Geological scheme of the Karabash massif:

1 – siliceous and quartz-sericite schists, metavolcanic rocks, Middle Ordovician; 2 – andesites, basalts, quartz-sericite schists, Middle Devonian; 3 – serpentized ultramafic rocks; 4 – rodingite veins; 5 – carbonate-chlorite veins; 6 – riebeckite rocks; 7 – faults; 8 – sampling points.

Таблица. 2. Редкие и редкоземельные элементы (г/т) в дунитах (K2143), гарцбургитах (K2144), родингитах (K2145), хлорит-карбонатных породах (K2147) Карабашского массива, дунитах Кутузовского (K2060), Нижнетагильского (K2069) и Сарановского (K2106) массивов

Table 2. Contents of trace and rare earth elements (ppm) in dunites (K2143), harzburgites (K2144), rodingites (K2145) and chlorite-carbonate rocks (K2147) from the Karabash massif and dunites from the Kutuzov (K2060), Nizhniy Tagil (K2069) and Sarana (K2106) massifs

Элементы	Проба						
	K2143	K2144	K2145	K2147	K2106	K2060	K2069
Cs	0.014	0.052	0.094	0.164	0.0003	—	—
Rb	0.130	0.226	0.205	0.098	0.077	0.527	0.208
Th	0.026	0.047	16.596	13.675	0.060	0.020	0.019
U	0.070	0.174	3.349	6.270	0.041	0.014	0.004
Pb	17.709	48.233	14.974	13.469	0.198	1.124	0.139
Ba	6.840	15.025	22.661	55.635	1.585	7.893	3.094
Nb	0.074	0.052	20.158	18.048	0.317	0.045	—
Ta	0.005	0.003	0.929	1.405	0.011	—	—
Be	0.113	1.703	0.174	0.168	0.029	0.005	—
W	0.052	0.329	0.817	0.232	0.079	0.119	0.011
Sr	8.528	14.951	427.317	3231.308	0.941	2.498	1.596
Zr	0.527	0.485	200.656	53.981	3.041	1.478	0.423
Hf	0.021	0.014	5.341	1.630	0.099	0.005	—
Li	0.245	0.465	44.403	6.899	0.346	0.338	0.626
Ho	0.008	0.016	1.196	0.678	0.1027	0.016	0.006
Y	0.251	0.502	31.062	19.515	1.975	0.430	0.196
Ti	46.752	66.637	8855.709	6452.907	460.248	33.892	42.721
Cu	27.800	83.913	78.723	99.693	6.537	2.384	2.698
Sc	6.542	7.454	42.158	32.644	6.362	3.096	3.446
V	25.511	29.240	368.740	131.264	74.749	8.504	3.230
Co	82.287	87.752	48.639	33.098	106.204	99.845	103.336
Cr	2084.185	2288.729	491.834	17.031	9593.125	1577.367	1937.976
Ni	1494.793	1550.259	189.533	65.189	1826.681	1568.636	712.249
La	0.314	0.803	136.331	69.523	1.221	0.029	0.049
Ce	0.533	0.845	268.456	119.931	3.108	0.077	0.103
Pr	0.069	0.157	28.927	12.046	0.396	0.012	0.014
Nd	0.236	0.613	107.757	46.978	1.779	0.061	0.053
Sm	0.072	0.148	18.890	9.005	0.395	0.012	0.018
Eu	0.010	0.039	5.032	2.621	0.052	0.005	0.003
Gd	0.045	0.138	18.339	7.377	0.433	0.022	0.022
Tb	0.007	0.017	1.980	0.864	0.077	0.004	0.003
Dy	0.033	0.101	7.178	3.557	0.508	0.033	0.028
Ho	0.008	0.016	1.196	0.678	0.103	0.004	0.006
Er	0.033	0.067	3.068	1.868	0.293	0.016	0.021
Tm	0.005	0.011	0.427	0.302	0.035	0.004	0.003
Yb	0.048	0.055	2.395	2.027	0.242	0.021	0.027
Lu	0.006	0.013	0.343	0.325	0.033	0.005	0.006

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН

Note. Analyses are made in the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS.

ЦИРКОНЫ

В исследуемых пробах по распространенности и значимости выделяются (рис. 3) как основные наиболее представительные разновидности кристаллов циркона, так и разрозненные единичные зерна. В целом, все они образуют сравнительно однородное сообщество в основном прозрачных субидиоморфных кристаллов, осложненных иногда элементами округлости. Встречаются также и кристаллы

с высоким идиоморфизмом, со следами хрупких деформаций, отмеченных цепочками вторичных включений, представленных, вероятно, апатитом. О коррозионных изменениях некоторых зерен свидетельствуют мелкозубчатые поверхности их граней, иногда осложненные отрицательными (“вогнутыми”) структурными деталями рельефа.

Несмотря на внешнее сходство большинства кристаллов, многие из них обладают и специфическими минералогическими признаками. В дуни-

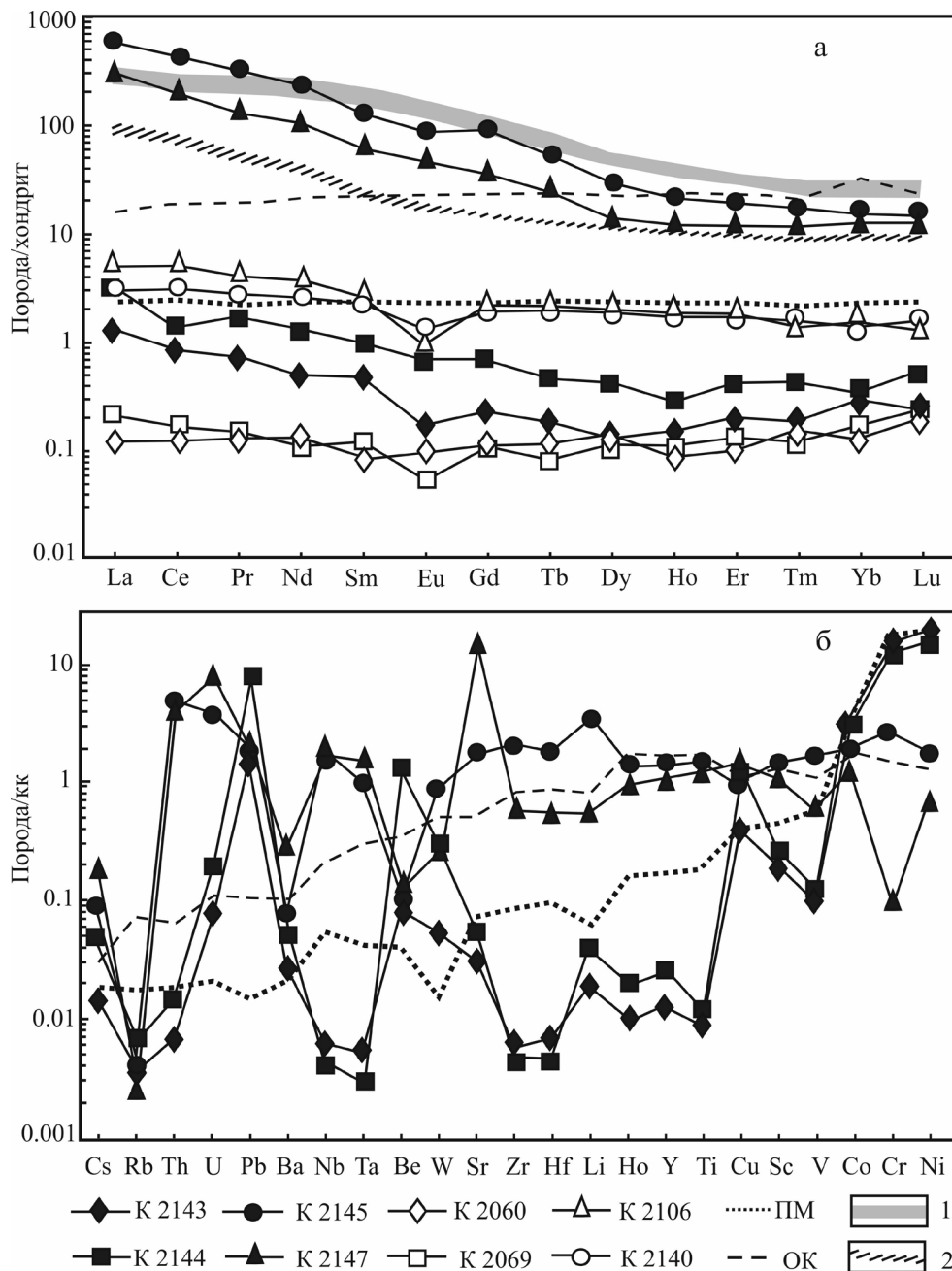


Рис. 2. Нормализованные по хондриту [15] и континентальной коре [3] редкие и редкоземельные элементы, в гипербазитах и метасоматитах ряда уральских массивов.

Карабашский: дуниты (K2143), гарцбургиты (K 2144), родингиты (K 2145) и хлорит-карбонатные породы (K2147); дуниты Кутузовского (K 2060), Нижнетагильского (K2069) и Сарановского (K2106, K2140) массивов. ОК – океаническая кора, кк – континентальная кора, ПМ – примитивная мантия [3]; 1 – поле хлограпитов и 2 – поле родингитов [4].

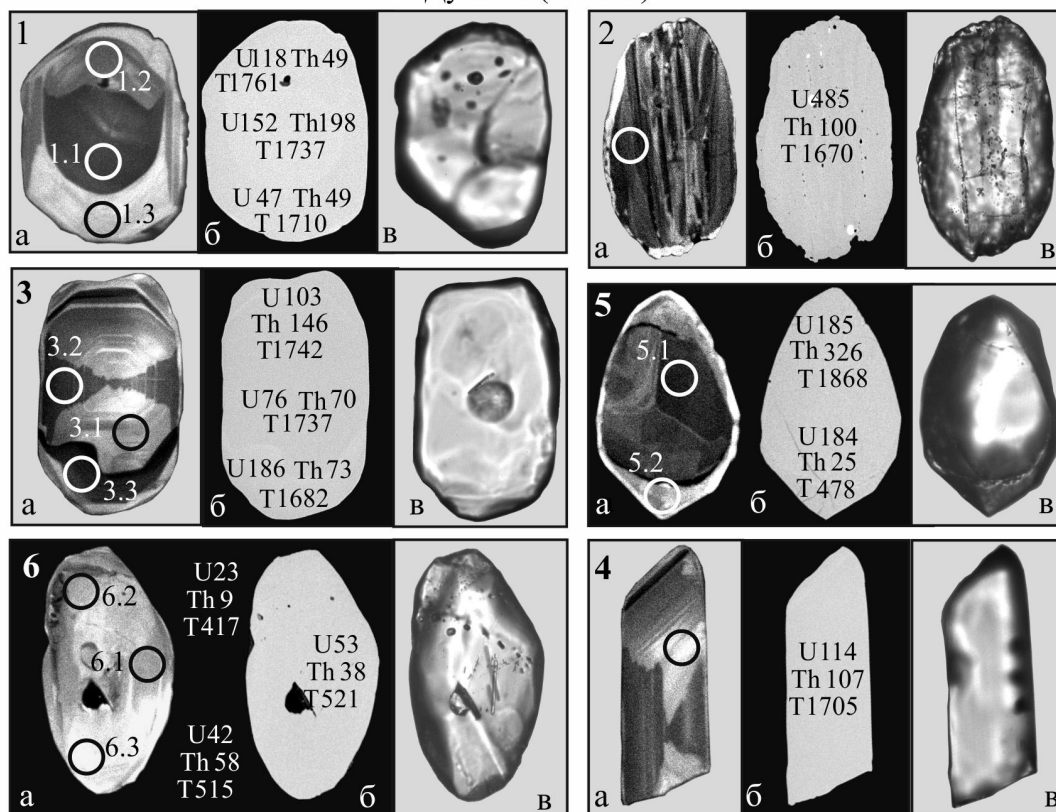
Fig. 2. Rare earth and trace elements normalized by chondrite [15] and continental crust [3] in hyperbasites and metasomatites of some Uralian massifs.

Karabash: dunites (K2143), rodingites (K 2144), harzburgites (K 2145) and chlorite-carbonate rocks (K2147) and dunites from the Kutuzov (K 2060), Nizhniy Tagil (K2069) and Sarana (K2106, K2140) massifs. ОК – oceanic crust, ПМ – primitive mantle [3]; 1 – fields of chlozapites(1) and rodingites (2) [4].

тах, например, следы растворения и новообразования заметны у кристалла 5, дробления и растворения – у кристалла 2. Несмотря на сложные преоб-

разования кристалла 6 у него все-таки просматриваются реликты (“тени”) первичной зональности. К новым разновидностям могут быть отнесены

Дуниты (К 2143)



Гарцбургиты (К 2144)

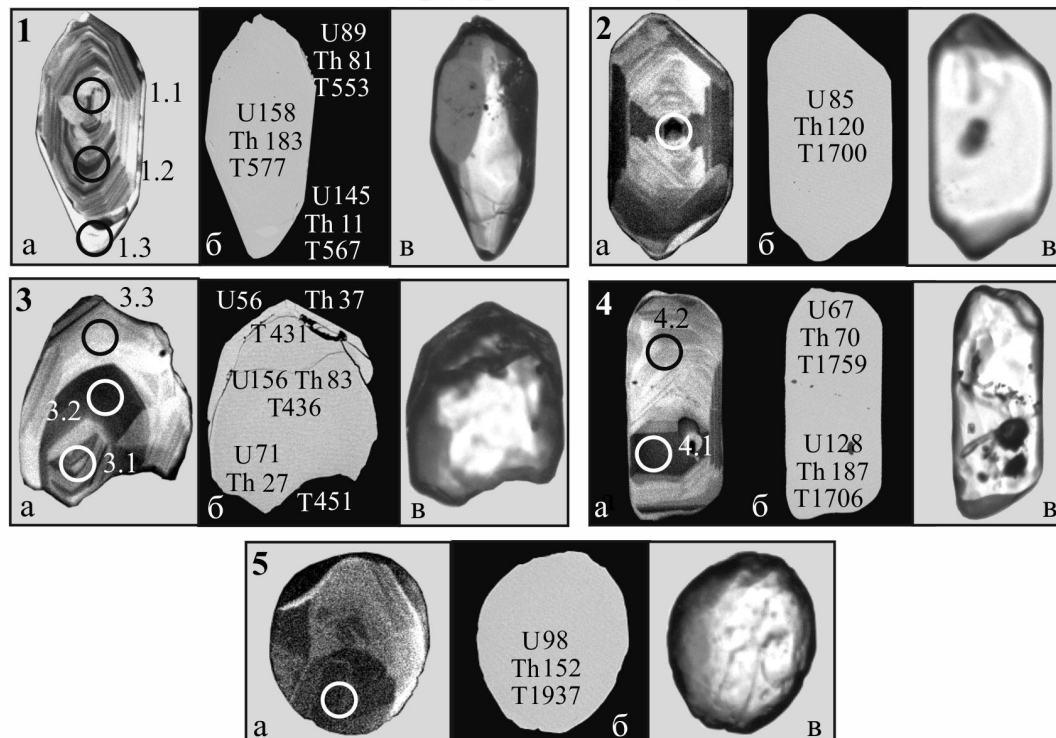


Рис. 3. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов.

Из дунитов (K2143), гарцбургитов (K2144), родингитов (K2145) и хлорит-карбонатных пород (K2147) Карабашского массива. а – CL, б – BSE, в – проходящий свет. Цифры – номера кристаллов, кратеров, U и Th (г/т), T – возраст (млн лет, по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) – табл. 3.

Figure 1 displays 12 sets of images (a, b, B) showing the internal structure of various fossil specimens, likely brachiopods, arranged in a 4x3 grid. Each set includes a lateral view (a), a ventral view (b), and a dorsal view (B). The specimens are numbered 1 through 7. Specimens 1, 3, 4, and 5 have white circles indicating specific features. Specimens 2 and 7 have black circles. The images are in grayscale and show internal structures like valves and muscle scar areas.

Specimen	View	Labels
1	a	1.1, 1.2
	b	U 48 Th 56 T 1738, U 151 Th 198 T 1742
	B	
2	a	2.1, 2.2
	b	U 91 Th 35 T 436, U 83 Th 47 T 422
	B	
3	a	3.1, 3.2, 3.3
	b	U 46 Th 49 T 1501, U 124 Th 114 T 1751, U 65 Th 63 T 1726
	B	
4	a	4.1, 4.2
	b	U 170 Th 143 T 453, U 1166 Th 611 T 371
	B	
5	a	5.1, 5.2
	b	U 307 Th 141 T 1653, U 105 Th 130 T 1747
	B	
6	a	
	b	
	B	
7	a	
	b	U 1648 Th 3909 T 429
	B	

Figure 1 displays nine panels (1-9) showing U-Th-Pb isochron dates for various zircon grains. Each panel is divided into three sections: (a) a zircon grain image with two circular regions of interest labeled with numbers (e.g., 5.1, 5.2 in panel 5a); (b) a corresponding U-Th-Pb isochron diagram with data points and a regression line, labeled with U, Th, and T values (e.g., U 84, Th 103, T 1539 in panel 5b); and (B) a back-scattered electron (BSE) image of the same zircon grain. The panels are numbered 1 through 9. The isochron diagrams show a linear relationship between $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, indicating a single age for the two regions of interest.

From dunites (K2143), harzburgites (K2144), rodingites (K2145) and chlorite-carbonate rocks (K2147) of the Karabash massif. a – CL image, б – BSE image, в – transmitted light. Numerals are number of crystals, craters, U and Th (ppm); T, age (Ma, after $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) – Table 3.

ГЕОХИМИЯ

в гарцбургитах кристалл 3 с повышенным идиоморфизмом (головка кристалла), отличающим его от внешне подобного ему кристалла 1 дунитов, и кристалла 1 – длиннопризматический, с отчетливым зональным строением и развитыми гранями острой дипирамиды. Его магматическое происхождение представляется очевидным. Особое внимание следует обратить на шаровидное зерно 5, сохранившее признаки первичного гетерогенного (CL) строения (сравнить с реликтовой частью кристалла 5 дунитов) и поверхностного растворения. Из приведенных данных следует, что свойства зерен 2 и 5 дунитов и зерна 5 гарцбургитов позволяют предполагать их более древнее происхождение по сравнению с остальными кристаллами. К специфическим в родингитах относятся зерно 4 с частично растворенной ранней генерацией, зональное с испытанным коррозию внешним обликом зерно 2 и с контрастно сочетающимися следами идиоморфизма и растворения, замутненностью и отсутствием CL зерно 7.

Совокупность рассмотренных кристаллов можно воспринимать как обобщенную реальную вещественную субстанцию с варьирующими структурно-контурными характеристиками, определяющими и ее прошлое, и ее современное состояние. Она создает своеобразный “фон”, при сопоставлении с которым наглядно проявляются специфические характерные для некоторых групп свойства кристаллов, комплексный анализ которых несомненно более информативен по сравнению с описанием отдельных зерен. Только с учетом этого заключения появляется реальная возможность определить возрастные рубежи геологического прошлого и цирконов, и содержащих их пород КМ.

Основной тип цирконов КМ представляет собственно гипербазитовая разновидность с первичными особенностями зонально-секториального строения. Она превалирует в дунитах (см. рис. 3, кр. 1, 3, 4), составляет существенную долю в гарцбургитах (кр. 2, 4), уверенно диагностируется в родингитах (кр. 1, 3, 5) и даже в ХКП (кр. 3, 5). Отсюда следует вывод о присутствии во всех (!) исследованных пробах кристаллов, которые образуют большинство в исходном дуните, а постепенное уменьшение их распространенности от дунитов к ХКП лишь подчеркивает генетическую преемственность всех пород массива.

Вторую группу с четко выраженной спецификой представляют кристаллы ХКП с их высоким идиоморфизмом и однородным (отсутствие CL) строением, часто нарушенным вторичными преобразованиями (см. рис. 3, кр. 1.1–1.2, 2.1–2.2, 4). По сути дела эти кристаллы образуют новый генетический тип, не связанный с гипербазитовой субстанцией. К третьей группе со специфическими минералогическими особенностями относятся реликтовые зерна, предшествующие появлению гипербазитовых.

Взаимосвязь U и Th в цирконах КМ также отражает некоторые общие закономерности их образования (рис. 4). Если исключить из рассмотрения несколько второстепенных (ограниченно распространенных) кристаллов (кр. 2, 3.3, 5.2 пр. K2143; кр. 1.3, 3.2. пр. K2144), то проявляется явное сходство в распределении U и Th у оставшегося большинства. Его геохимическая U-Th специфика определяется “границами” тренда Tr I, который объединяет цирконы в “единое геохимическое пространство” на основе прямых корреляционных взаимоотношений U и Th, **свойственных первичным геохимическим системам**. Такая “общность” характеризует не только цирконы гипербазитов, но также цирконы родингитов и, в “реликтовом” варианте, даже цирконы ХКП. Направленность Tr I может меняться, т.е. имеет инверсионный характер, в основе которого лежат и объективные изменения состава цирконообразующей среды, и “случайный” выбор исходных точек анализа в гетерогенных кристаллах. Он может использовать в качестве ранней генерацию обогащенную U и Th со слабой CL (или ее отсутствием) относительно последующей, обедненной этими элементами, но с отчетливым CL свечением, и тогда “направленность” Tr I будет в сторону низких концентраций U. При обратном (“встречном”) варианте распределения U и Th в последовательных генерациях ориентировка Tr I изменится на противоположную (пр. K2145). Более того, инверсионная смена в распределении U и Th иногда проявляется на уровне отдельных зерен (кр. 6, K2143; кр. 3, K2144). Обогащение U и Th поздних генераций наиболее четко проявилось у цирконов родингитов, а у цирконов ХКП оно связано в основном с ростом U. Если учитывать возможную связь родингитов с дайками титанистых габброидов [13], то для последних следует признавать генетическое единство с гипербазитами (см. рис. 4), что требует дополнительного обоснования. Более обоснованным является вывод об образовании родингитов по гипербазитовому субстрату, подтверждением чему служат и зоны постепенного перехода между ними, и нахождение в различной степени переработанных ксенолитов гипербазитов в родингитовом матриксе.

Качественно иное поведение U и Th в цирконах ХКП. Для них также характерно инверсионное развитие, которое и определяет сложное поведение Tr II. **Вначале проявляется снижение ториевости кристаллов (2.1–2.2), затем два разновременных этапа ее возрастания (4.1–4.2, 1.1–1.2) при разнонаправленных изменениях в поведении U.** Сопоставление особенностей Tr I, Tr II и реликтовых зерен свидетельствует о существовании по крайней мере трех независимых источников цирконов, сосуществующих в породах КМ. Участие других источ-

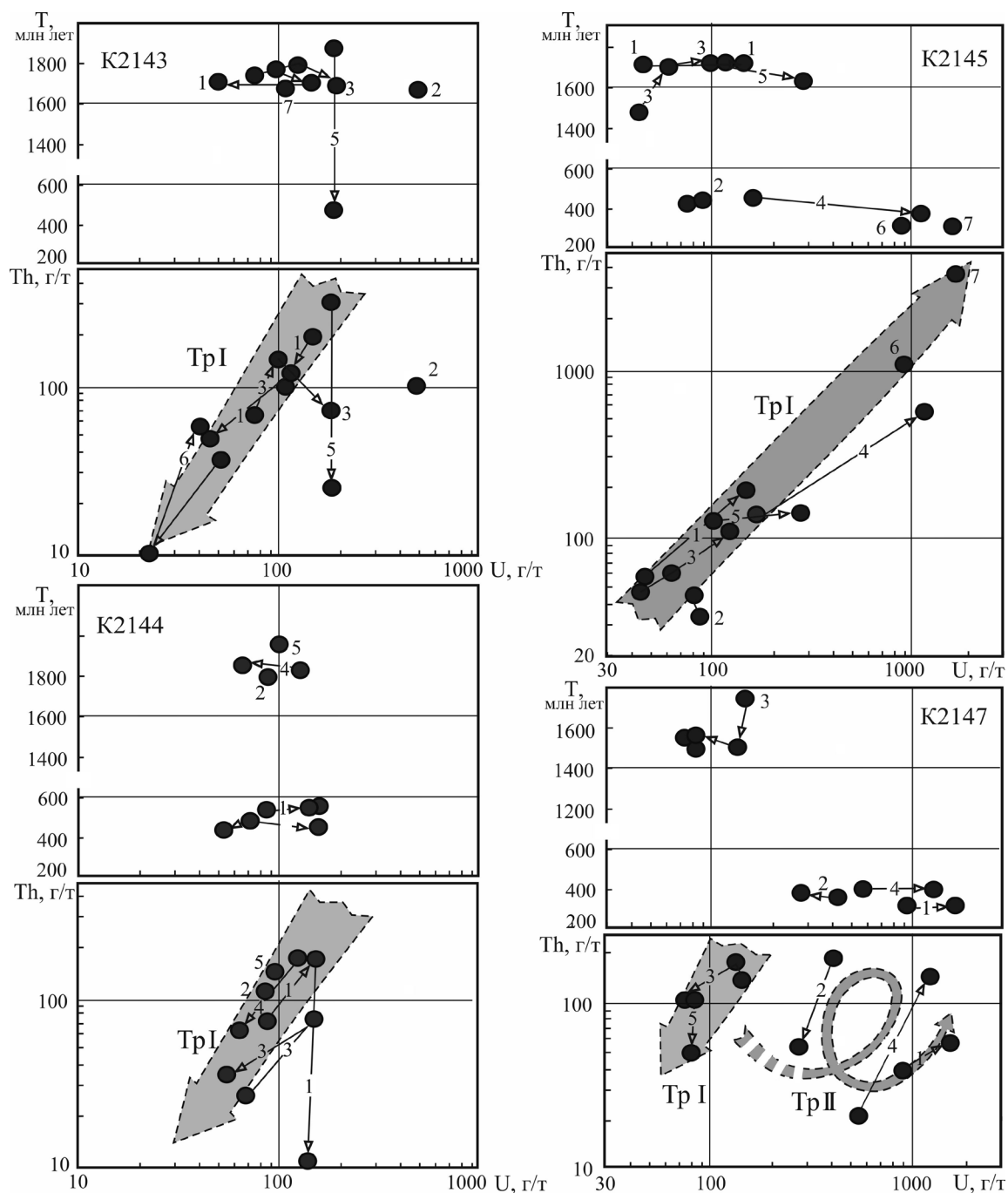


Рис. 4. Соотношение U–Th (г/т) и U (г/т)–T (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет) в цирконах Карабашского массива.

Цирконы из дунитов (K2143), гарцбургитов (K2144), родингитов (K2145) и хлорит-карбонатных пород (K2147). Стрелками соединены ранние–поздние генерации гетерогенных кристаллов.

Fig. 4. U vs. Th (ppm) and U (ppm) vs. T (after $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Ma) plots of zircons from Karabash massif.

Zircons from dunites (K2143), harzburgites (K2144), rodingites (K2145) and chlorite-carbonate rocks (K2147). Arrows connect early to late generations of heterogeneous crystals.

ников было или минимальным, или вообще не проявлялось, поскольку некоторые единичные зерна могли возникнуть и за счет преобразования предшествующих генераций.

ВОЗРАСТ

Связь T ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) и U (см. рис. 4.) во многом согласуется с выводами, полученными при анали-

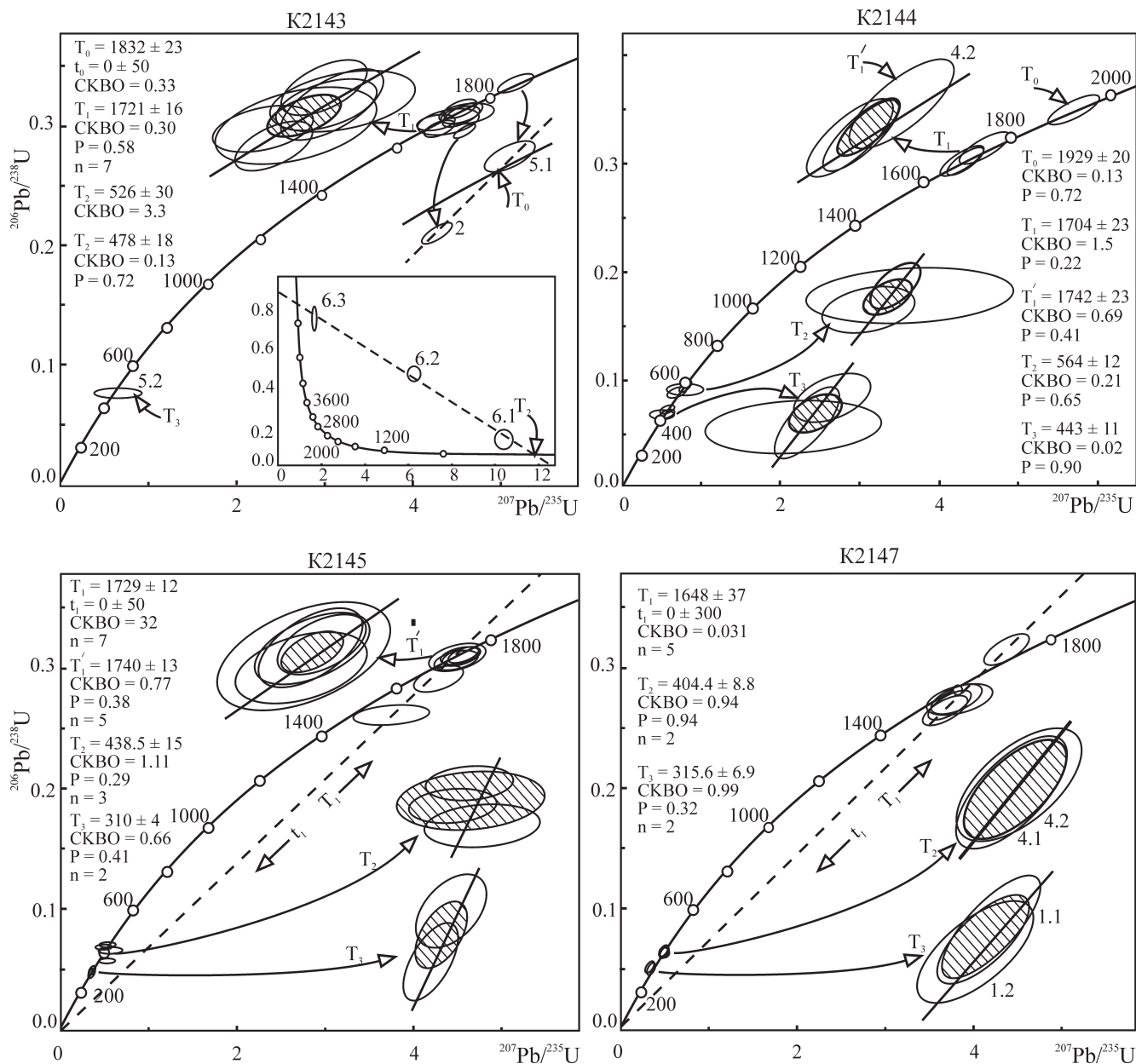


Рис. 5. U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов Карабашского массива

Из дунитов (K2143), гарцбургитов (K2144), родингитов (K2145) и хлорит-карбонатных пород (K2147). Полные анализы $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ частей 6.1, 6.2, 6.3 кристалла 6 (проба K2143) соответственно 10.390–0.135, 6.250–0.475, 1.658–0.756 (T_2).

Fig. 5. U-Pb (SHRIMP) age of zircons of the Karabash massif.

From dunites (K2143), harzburgites (K2144), rodingites (K2145) and chlorite-carbonate rocks (K2147). The complete analyses $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of parts nos. 6.1, 6.2, 6.3 of the crystal 6 (sample K2143) are 10.390–0.135, 6.250–0.475, 1.658–0.756 (T_2), respectively.

зе минералого-геохимических особенностей цирконов. Прежде всего подтверждается возрастная “сортировка” цирконов, в которой “гипербазитовые” разновидности с докембрийскими датировками “достигли” не только родингитов, но и ХКП. У наиболее “молодых” кристаллов в этих породах снижение возрастов коррелируется с возрастанием

в них U, что может быть связано с влиянием коровых процессов.

Большинство изотопных анализов и соответственно возрастных данных (табл. 3, рис. 5) относятся к конкордантным, подтверждая их близость реальным геологическим событиям. Рассмотренные выше цифры возраста (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) имеют

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов из гипербазитов Карабашского массива

Table 3. U-Pb age of zircons from ultramafic rocks of the Karabash massif

Анализ кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/т			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет (1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	D, %	Изотопные отношения (1)						Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	
К 2143														
5.2	2.65	184	25	12.50	0.14	478 ± 9	32	0.0610	17.0	0.640	17.0	0.077	2.0	0.118
7	0.26	114	107	29.60	0.97	1705 ± 13	-3	0.1019	2.0	4.254	2.1	0.303	0.9	0.400
1.2	0.11	118	117	32.00	1.02	1761 ± 15	-3	0.1044	1.4	4.521	1.7	0.314	1.0	0.588
3.3	0.17	186	73	47.70	0.40	1682 ± 14	2	0.1047	1.3	4.301	1.6	0.298	0.9	0.572
1.3	0.30	47	49	12.20	1.08	1710 ± 21	0	0.1050	3.0	4.400	3.3	0.304	1.4	0.426
1.1	0.11	152	198	40.40	1.35	1737 ± 14	0	0.1063	1.8	4.533	2.0	0.309	0.9	0.457
3.1	0.06	76	70	20.10	0.95	1737 ± 20	0	0.1068	1.5	4.555	2.0	0.309	1.3	0.656
3.2	0.30	103	146	27.60	1.46	1742 ± 17	1	0.1076	2.6	4.600	2.8	0.310	1.1	0.389
5.1	0.20	185	326	53.60	1.82	1868 ± 17	-2	0.1113	1.2	5.158	1.6	0.336	1.0	0.664
2	0.10	485	100	123.00	0.21	1670 ± 11	10	0.1123	0.7	4.578	1.1	0.296	0.8	0.723
6.1	12.54	53	38	4.39	0.74									
6.2	58.22	23	9	3.19	0.38									
6.3	33.43	42	58	21.90	1.40									
К 2144														
3.3	1.18	56	37	3.39	0.67	430.7 ± 9.6	-18	0.0535	12.0	0.510	12.0	0.0691	2.3	0.191
3.2	0.00	156	83	9.39	0.55	436 ± 12	1	0.0557	2.9	0.537	4.0	0.0700	2.8	0.693
3.1	0.00	71	27	4.50	0.40	456.2 ± 9.0	7	0.0570	4.1	0.576	4.6	0.0733	2.0	0.445
1.1	0.58	89	81	6.87	0.94	551 ± 10	-14	0.0565	5.7	0.696	6.1	0.0893	1.9	0.320
1.3	2.20	145	11	11.70	0.08	567 ± 12	20	0.0622	12.0	0.788	12.0	0.0919	2.2	0.180
1.2	0.00	158	183	12.70	1.20	577 ± 10	-4	0.0586	2.4	0.756	3.0	0.0936	1.8	0.609
2	0.18	89	120	23.10	1.39	1700 ± 26	-2	0.1023	1.6	4.260	2.4	0.3018	1.8	0.741
4.1	0.15	128	187	33.50	1.51	1706 ± 25	-1	0.1036	1.3	4.325	2.1	0.3029	1.7	0.786
4.2	0.28	67	70	18.10	1.08	1759 ± 30	-2	0.1054	1.8	4.560	2.7	0.3138	2.0	0.734
5	0.25	98	152	29.50	1.61	1937 ± 29	-1	0.1179	1.5	5.690	2.3	0.3504	1.7	0.767
К 2145														
7	0.00	1684	3909	70.3	2.40	306.0 ± 2.6	-5	0.0522	1.2	0.350	1.5	0.0486	0.9	0.601
6	0.04	930	1137	40.0	1.26	314.0 ± 2.5	-7	0.0521	1.7	0.359	1.9	0.0500	0.8	0.442
4.2	3.33	1166	611	61.5	0.54	371.0 ± 4.1	90	0.0629	7.3	0.514	7.4	0.0593	1.1	0.153
2.1	1.03	83	47	4.89	0.58	422.0 ± 6.7	36	0.0591	9.5	0.551	9.6	0.0676	1.6	0.170
2.2	0.73	91	35	5.53	0.39	436.0 ± 5.2	-52	0.0503	8.2	0.485	8.3	0.0700	1.2	0.149
4.1	0.62	170	143	10.70	0.87	453.0 ± 5.2	-35	0.0522	7.4	0.523	7.5	0.0727	1.2	0.159
3.1	0.79	46	49	10.4	1.11	1501 ± 17	13	0.1036	4.5	3.750	4.7	0.2623	1.3	0.281
5.2	0.40	307	141	77.50	0.48	1653 ± 22	5	0.1064	2.2	4.290	2.7	0.2922	1.5	0.577
3.2	0.23	65	63	17.10	1.02	1726 ± 16	0	0.1060	2.1	4.490	2.3	0.3071	1.0	0.442
1.1	0.32	48	56	12.80	1.20	1738 ± 23	-1	0.1054	2.6	4.500	3.0	0.3095	1.5	0.491
1.2	0.28	151	198	40.50	1.35	1746 ± 16	-1	0.1057	1.7	4.532	2.0	0.3111	1.0	0.524
5.1	0.10	105	130	28.10	1.28	1747 ± 16	-1	0.1055	1.5	4.526	1.8	0.3113	1.1	0.592
3.3	0.08	124	114	33.2	0.95	1751 ± 13	-1	0.1062	1.3	4.570	1.5	0.3120	0.8	0.540
К 2147														
1.1	0.06	971	38	41.6	0.04	313.4 ± 4.9	-5	0.0528	1.8	0.359	2.4	0.04981	1.6	0.672
1.2	0.00	1684	56	73.5	0.03	319.3 ± 4.9	-10	0.05207	1.3	0.3646	2	0.05078	1.6	0.770
2.1	73.20	434	182	85.5	0.43	354 ± 110	957	0.33	42	2.8	52	0.056	31	0.596
2.2	70.35	289	53	54.6	0.19	377 ± 28	762	0.245	1.8	2.16	19	0.0602	7.7	0.397
4.1	0.06	580	20	32.2	0.04	403.8 ± 6.3	-2	0.05461	1.7	0.487	2.3	0.0646	1.6	0.687
4.2	0.41	1328	141	74.3	0.11	405.2 ± 6.3	1	0.0549	2.1	0.491	2.6	0.0649	1.6	0.614
3.2	0.44	139	171	31.7	1.27	1510 ± 25	9	0.1014	2.1	3.69	2.8	0.264	1.9	0.672
5.1	0.26	84	103	19.5	1.26	1533 ± 25	7	0.1011	1.9	3.742	2.6	0.2685	1.8	0.685
3.1	0.74	78	102	18.4	1.36	1557 ± 26	7	0.1023	3.4	3.85	3.9	0.2731	1.9	0.486
5.2	0.44	83	49	19.5	0.61	1561 ± 25	5	0.1012	2.5	3.82	3.1	0.2739	1.8	0.592
3.3	0.23	149	143	40.5	0.99	1763 ± 2.7	-7	0.1013	1.6	4.39	2.4	0.3145	1.7	0.725

Примечание. Погрешность анализов $\pm 1\sigma$. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по измеряемому ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Погрешность калибровки стандартов 0.35–0.57%. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Notes. Analytical error is $\pm 1\sigma$. Pb_c and Pb^* , common and radiogenic lead. (1) correction by measured ^{204}Pb . D, discordance. Rho – coefficient of correlation. The error of calibration of standards is 0.35–0.57%. Analyses are conducted in the Center for Isotopic Research of VSEGEI (St. Petersburg).

лишь вероятностное значение, а итоговую оценку возрастных рубежей в эволюции КМ более корректно отражает анализ всех изотопных отношений, полученных для всех разновидностей цирконов.

Докембрийские–палеозойские датировки цирконов встречаются во всех пробах, причем сохраняются и индивидуальные вариации возрастов отдельных кристаллов. Для новообразованной оболочки кристалла 5 (5.2) пробы К2143 определен возраст $T_3 = 478 \pm 18$ млн лет, а для кристалла 6 этой пробы, испытавшего существенные изменения и зараженность нерадиоленным свинцом, полученная датировка $T_2 = 526 \pm 30$ млн лет может рассматриваться лишь как ориентировочная. В гарцбургитах конкордантная датировка $T_2 = 564 \pm 12$ млн лет фиксирует влияние кратковременного эндогенного импульса сопровождаемого появлением новой разновидности цирконов, а датировка $T_3 = 443 \pm 11$ млн лет уже свидетельствует о начальной стадии становления массива. Палеозойские возрасты цирконов в родингитах ($T_2 = 438.5 \pm 15$ млн лет и $T_3 = 310 \pm 4$ млн лет) и в ХКП ($T_2 = 404.4 \pm 8.8$ млн лет и $T_3 = 315.6 \pm 6.9$ млн лет) относятся к процессам их образования и преобразования.

На фоне этих “молодых” датировок приоритетную значимость приобретают возрастные особенности главной разновидности цирконов. Вариации T_1 в дунитах, в гарцбургитах, в родингитах и даже в ХКП охватывают интервал 1648–1730 млн лет, при-

чем у некоторых зерен они могут несколько возрастать (T_1 , до 1740–1742 млн лет). Вновь подтверждается вывод о присутствии цирконов главного типа во всех (!) исследованных породах, сделанный ранее лишь на основе минералого-геохимических данных. Представляется также очевидным и омоложение этих цирконов в ХКП ($T_1 = 1648 \pm 37$ млн лет), ибо их кластер, сопоставимый с таковым в пр. К2143, находится ниже (!) конкордии, указывая на “открытие” изотопных отношений входящих в него кристаллов. К омоложенным следует также относить “древние” (T_0) датировки реликтовых зерен (см. рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на обширную информацию, геодинамическая позиция уральских гипербазитовых массивов, включая Карабашский, остается во многом неопределенной, и, в первую очередь, это касается их возрастных координат. К сожалению, аналогичная ситуация и с массивами других районов планеты.

Ограниченное количество кристаллов выделенных из пород КМ, тем не менее включает несколько разновидностей с присущими каждой из них специфическими минералогическими, геохимическими и возрастными характеристиками. В совокупности они позволяют определить основные моменты их образования и преобразования, которые обуслов-

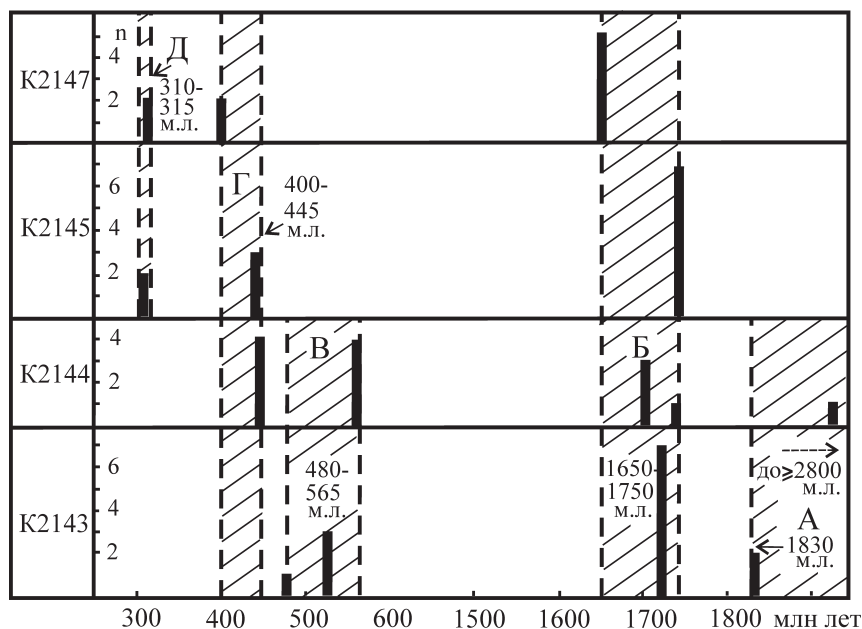


Рис. 6. Возрастная эволюция цирконов Карабашского массива.

А, Б, В, Г, Д – возрастные зоны цирконов, отражающие образование – преобразование гипербазитов и метасоматитов, со-
существующих в массиве.

Fig. 6. Age evolution of zircons from the Karabash massif.

А, Б, В, Г, Д – age zones of zircons, which reflect the formation and transformation of coexisting ultramafic and metasomatic rocks.

лены процессами развития самого массива. В компактном виде, учитывающем всю аналитическую и возрастную цирконовую информацию (см. табл. 3, рис. 4–5), эволюция КМ представлена на рис. 6. Она включает 5 возрастных (А, Б, В, Г, Д) зон (периодов) различной продолжительности и обособленности граничных рубежей в совокупности определяющих геологическое прошлое пород массива. Для зоны А, с реликтами мантийных цирконов определен лишь минимальный возраст их преобразований (1830 млн лет). Уместно напомнить, что для первичных мантийных цирконов известны датировки до до 2800 млн лет и более [5, 8].

В соответствии с устоявшимися геохронологическими представлениями дуниты и гарцбургиты КМ относятся к реститовому комплексу, появление которого возможно связано с протерозойской дифференциацией мантийного источника [1]. Отсюда следует, что возраст Карабашского массива, основанный на датировках гипербазитовых цирконов, может уверенно оцениваться в 1740–1750 млн лет, т.е. массив относится к палеопротерозойским (PR₄) образованиям. Цирконы, подобные по всем параметрам главной разновидности в КМ, были ранее обнаружены в дунитах Сарановского хромитоносного массива [7] и в вулканитах Навышского комплекса нижнего рифея [6]. По-видимому, это сходство может служить своеобразным индикатором активизации рифтогенных процессов в докембрийской истории Урала. Возрастные особенности гипербазитовых цирконов отражены в зоне Б, учтены также процессы их омоложения. Отмеченная в гипербазитах КМ хорошо сохранившаяся первичномантийная разновидность хромшпинелидов косвенно подтверждает возможность нахождения в них и первичных разновидностей цирконов, которые и представляют главный собственно гипербазитовый тип.

Границы зоны В (480–565 млн лет) определяются появлением разрозненных единичных кристаллов и магматического типа (см. рис. 3, кр. 1, К2144), и связанных с метасоматическими процессами преобразования ранних генераций и появлением новых (кр. 6 и 5.2, соответственно, К2143, там же). Вероятно, все они свидетельствуют о “промежуточных” по возрасту эндогенных процессах, связанных с перемещением гипербазитовых масс в верхние горизонты Земли. Датировки в интервале 400–445 млн лет (зона Г) относятся к заключительным стадиям становления массива, включая образование родингита и ХКП, однако геологическая “жизнь” метасоматитов на этом не заканчивается. Заключительный этап (зона Д) их эволюции (310–315 млн лет) сопровождался не только процессами перекристаллизации, но и образованием повышенных концентраций золота, а также появлением поздних минералов (торианита, монацита), упомянутых в начале работы. В со-

вокупности аналитически доступный возрастной “контроль” существования КМ оценивается в 1500–1600 млн лет, что, вероятно, соответствует лишь “половинному” возрастному интервалу существования его исходной субстанции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (15-18-5-12).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бажин Е.А. (2010) Габбро-гипербазитовые комплексы зоны сочленения Южного и Среднего Урала: строение и условия формирования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 23 с.
2. Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г. (2003) Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии “Карабашский рудный район (Южный Урал)”. Миасс, ИМ УрО РАН. 40 с.
3. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. (1987) Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра., 152 с.
4. Ерохин Ю.В. (2010) Минералогия и геохимия “классических” родингитов в Карабашском гипербазитовом массиве (Южный Урал) *Ежегодник-2009, Тр. ИГГ УрОРАН. Вып. 157*, 125–128.
5. Краснобаев А.А., Анфилов В.Н. (2014) Цирконы и проблема происхождения дунитов. *Докл. АН. 456* (3), 310–313.
6. Краснобаев А.А., Пучков, В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013) Цирконология навыйшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. АН. 448* (4), 437–442.
7. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Антонов А.В. (2013) Цирконология дунитов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал). *Докл. АН. 451*(1), 81–86.
8. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *Докл. АН. 427*(1), 101–105.
9. Мурзин В.В. (2013) О возможном генетическом единстве золотоносных родингитов (хлограпитов) и хлорит-карбонатоподобных пород в Карабашском массиве гипербазитов на Южном Урале. *Металлогения древних и современных океанов-2013. “Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов”*. Миасс. ИМ УрО РАН. 165–169.
10. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ронкин Ю.Л., Шанина С. М. (2013) Происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале. *Геология рудн. месторождений. 55*(4), 320–341.
11. Мурзин В.В., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л. (2007) Геохимия РЗЭ в родингитах Карабашского и Баженовского массивов альпинотипных гипербазитов (Урал) как показатель их генезиса. *Ежегодник-2006*. Екатеринбург: ИГГ УрОРАН. 123–127.
12. Савельев Д.Е., Начев В.Н., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008) Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Юж-

- ного Урала. Уфа. “ДизайнПолиграфСервис”. 320 с.
13. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота (О “золото-родингитовой” формации). М.: Научный мир. 220 с.
 14. Ронкин Ю.Л., Мурзин В.В., Gerdes A. (2015) Возрастные рубежи формирования золотоносных хлорит-гранат-карбонатных пород в Карабашском массиве гипербазитов на Южном Урале. *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы*. Санкт-Петербург. ИГГД РАН, 228-230.
 15. Mc Donough W.F., Sun S.S. (1995) The Composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
 16. Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Econom. Geol.* **7**, 1-35.

Age and genetic interrelation of ultramafic rocks, rodingites and chlorite-carbonate rocks of the Karabash massif (South Urals)

A.A. Krasnobaev*, P.M. Valizer**

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS

**Ilmeny State Reserve

The age of ultramafic rocks of the Karabash massif (1720–1740 Ma), the minimum age of their protolith (1830 Ma), and the age of formation of rodingites (438.5 ± 15 Ma) and chlorite-carbonate rocks (404.4 ± 8.8 Ma) were determined on the basis of the SHRIMP analysis of zircons. The rocks were finally transformed 310–315 Ma ago. The ultramafic rocks were the important part over the entire evolution of the massif. The late zircons were formed from the U-rich fluids. Absolutely new variety of zircons, which indicate the participation of another source, was crystallized only in chlorite-carbonate rocks.

Key words: zircons, ultramafic rocks, rodingite, chlorite-carbonate rocks, age, evolution, metasomatic fluids.

REFERENCES

1. Bazhin E.A. (2010) *Gabbro-giperbazitovye komplekсы zony sochleneniya Yuzhnogo i Srednego Urals: stroenie i usloviya formirovaniya*. [Gabbro-ultrabasite complexes of the Southern and Middle Urals junction zone: the structure and conditions of formation]. Avtoref. dis. ... kand. geol.-min. nauk. Moscow, 23 p. (In Russian).
2. Belogub E.V., Udachin V.N., Corablev G.G. (2003) *Materialy k putevoditelyu geologo-ekologicheskoy ekskursii “Karabashskiy rudnyy rayon (Yuzhnyy Ural)”*. [Materials to guide geological and ecological tours “Karabash ore district (Southern Urals)”]. Miass, IM UrO RAN Publ. 40 p. (In Russian).
3. Bogatkov O.A., Kosareva L.V., Sharkov E.V. (1987) *Srednie himicheskie sostavy magmaticheskikh gornykh porod*. Average chemical composition of magmatic rocks. Moscow: Nedra Publ., 152 p. (In Russian).
4. Erohin Yu.V. (2010) Mineralogy and geochemistry of the “classic” rodingites in Karabash ultramafic massif (Southern Urals) *Ezhegodnik-2009, Tr. IGG UrO RAN*. V. 157, 125-128.
5. Krasnobaev A.A., Anfilogov V.N. (2014). Zircons and the problem of the dunite origin. *Dokl. Akad. Nauk.* **456**(3), 310-313. (In Russian).
6. Krasnobaev A.A., Puchkov, V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.I., Busharina S.V., Lepechina E.N. (2013a). Zirconology Navysh volcanics of Ai Formation and the problem of the age of the lower boundary of Riphean in the southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk.* **448**(4), 437-442. (In Russian).
7. Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Antonov A.V. (2013b). Zirconology dunite from Sarany chromite-bearing ultramafic complex. *Dokl. Akad. Nauk.* **451**(1), 81-86. (In Russian).
8. Malitch K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. (2009). Archaean U-Pb isotopic age of zircon from dunite Nizhni Tagil massif (Urals Platinum Belt). *Dokl. Akad. Nauk.* **427**(1), 101-105. (In Russian).
9. Murzin V.V. (2013) On the possible genetic unity gold-bearing rodingites (hlograpites) and chlorite-karbonat-like rocks in Karabash ultramafic massif Southern Urals. *Metallogenija drevnikh i sovremennykh okeanov – 2013. Rudonosnost’ osadochnykh i vulkanogennykh kompleksov*. Miass: IM UrO RAN Publ., 165-169. (In Russian).
10. Murzin V.V., Varlamov D.A., Ronkin Yu.L., Shaniina S.M. (2013) The origin of gold-bearing rodingites from Karabash Alpine ultramafic massif in the southern Urals. *Geol. Rudn. Mestorozhd.* **55**(4), 320-341. (In Russian).
11. Murzin V.V., Erohin Yu.V., Ronkin Yu.L. (2007) Geochemistry of REE in rodingites Karabash and Bazhenovo massifs of Alpine ultramafites (Urals) as an indicator of their genesis. *Ezhegodnik-2006*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 123-127. (In Russian).
12. Savel’ev D.E., Nachev V.N., Savel’eva E.N., Bazhin E.A. (2008) *Geologiya, petrogeohimija i khromitonostnost’ gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urals* [Geology, petrogeochemistry and chromite-bearing of gabbro-ultramafic massifs Southern Urals]. Ufa. DizajnPoligrafServis Publ. 320 p. (In Russian).
13. Spiridonov E.M., Pletnev P.A. (2002) *Mestorozhdenie medistogo zolota (O “zoloto-rodingitovoj” formatsii)*

- [Cuprous gold deposits (On the “gold-rodingite” formation). Moscow: Nauchnyj mir Publ., 220 p. (In Russian).
14. Ronkin Yu.L., Murzin V.V., Gerdes A. (2015) Age boundary of formation gold-bearing garnet-chlorite-carbonate rocks in Karabash ultramafic massif Southern Urals. *Izotopnoe datirovanie geologicheskikh protsessov: novye rezul'taty, podhody i perspektivy*. St-Petersburg: IGGD RAN Publ. 228-230. (In Russian).
 15. Mc Donough W.F., Sun S.S. (1995) The Composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
 16. Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processec. *Reviews in Econom. Geol.* **7**, 1-35.