

О ЦИРКОНАХ ГИПЕРБАЗИТОВ БУЛДЫМСКОГО МАССИВА

© 2013 г. А. А. Краснобаев, П. М. Вализер*, А. И. Русин, С. В. Бушарина, Е. В. Медведева**

Булдымский массив ультрамафитов (БМУ), сложенный в различной степени серпентинизированными оливиновыми и энстатит-оливиновыми породами, расположен в окружении метаморфических пород вишневогорской толщи докембрия. Структурно-вещественные особенности массива и его геологическая позиция хорошо известны [1, 4], а геохронологическая информация практически отсутствует. Предлагаемая статья частично восполняет этот пробел путем датирования цирконов гипербазитов по методике SHRIMP [6].

Цирконы выделены из гипербазитов (серпентинизированных дунитов, проба К 2116), отобранных в центральной части массива вблизи тектонического разлома, пересекающего БМУ в широтном направлении.

Представление о свойствах цирконов дает рис. 1. Обращает внимание высокая сохранность первичных признаков – облика, идиоморфизма, внутреннего строения. Различные варианты зональности и секториальности демонстрируют кристаллы 1–5, относящиеся к основному (I) типу. Неординарная ситуация проявляется у кристалла 6, представляющего обломок зерна со своеобразными “втёками” новой (II) субстанции, заполнившей полости, возникающие, вероятно, после дробления. И, наконец, благодаря повышенному удлинению и однородному строению к дополнительному (III) типу отнесен кристалл 7.

Составы цирконов так же отражают существование трех типов (рис. 2, табл. 1). Вариации U и Th в типе I характеризует поведение тренда Tr. 1

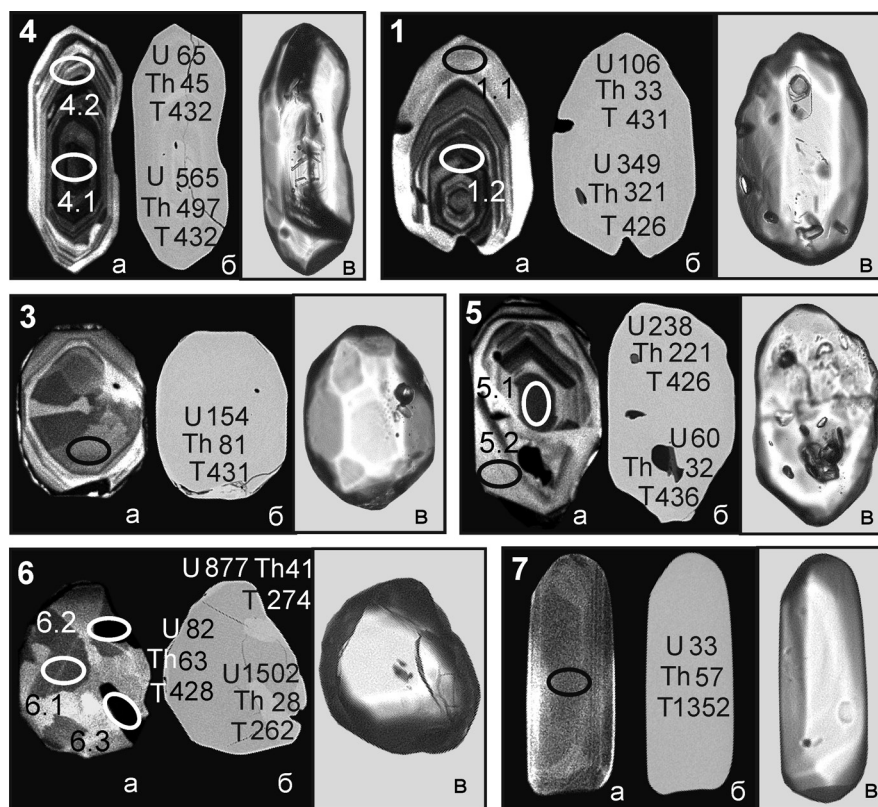


Рис. 1. Морфологические и вещественные особенности цирконов ультрамафитов Булдымского массива.

Цифры – номера кристаллов, кратеров, содержаний U, Th (г/г) и возраст T млн. лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Аналитические данные в табл. 1; а – CL, б – BSE, в – оптика, проходящий свет X 100–150.

* Ильменский Государственный заповедник УрО РАН, г. Миасс

** Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Таблица 1. U-Pb возраст цирконов из дунитов Булдымского массива (K2116)

Анализ кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, ppm			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн. лет (1)	D, %	Изотопные отношения						Rho
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, $\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $\pm\%$			
1.1	0.00	106	33	6.31	0.32	431.4 \pm 3.9	6	0.0561	2.3	0.535	2.5	0.06921	0.95	0.384
1.2	0.07	349	321	20.5	0.95	426.1 \pm 2.6	2	0.05558	1.3	0.5237	1.5	0.06834	0.63	0.430
2	0.06	389	175	22.8	0.47	424.6 \pm 2.5	2	0.05556	1.2	0.5215	1.4	0.06808	0.61	0.446
3	0.00	154	81	9.16	0.54	431.8 \pm 3.2	3	0.05579	1.6	0.533	1.8	0.06928	0.77	0.429
4.1	0.06	565	497	33.7	0.91	432.4 \pm 2.5	-5	0.05501	0.99	0.5262	1.2	0.06938	0.6	0.520
4.2	0.00	65	45	3.88	0.71	432.2 \pm 4.3	10	0.0566	2.5	0.541	2.7	0.06934	1	0.389
5.1	0.00	238	221	14	0.96	426 \pm 2.7	-2	0.05508	1.3	0.5189	1.5	0.06832	0.67	0.458
5.2	0.00	60	32	3.61	0.55	436.6 \pm 4.6	-8	0.0547	2.6	0.528	2.9	0.07007	1.1	0.380
6.1	0.28	82	63	4.85	0.80	428.3 \pm 4	13	0.0568	3.7	0.538	3.8	0.06869	0.98	0.254
6.2	0.61	877	41	33	0.05	274.5 \pm 2	-6	0.0514	2.8	0.3083	2.9	0.0435	0.74	0.251
6.3	0.30	1502	28	53.8	0.02	262.7 \pm 2	-8	0.051	2.5	0.2925	2.6	0.04159	0.76	0.292
7	0.14	33	57	6.65	1.78	1352 \pm 14	1	0.0871	2.1	2.804	2.4	0.2334	1.1	0.475

Примечание. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции. Ошибка калибровки стандарта 0.36%.

с прогрессивным снижением содержаний этих элементов от ранних генераций к поздним (отмечено стрелками). Подобная эволюция состава цирконов определяется их анатектическим образованием, имеющим противоположную (встречную) направленность по сравнению с магматической кристаллизацией в дифференцирующем расплаве. Разновидность цирконов II с трендом **Тр. 2 выделяется** пониженными содержаниями Th и максимальными U, что, вероятно, связано с влиянием континентализации. И, наконец, состав кристалла 7 подтверждает его особый статус и, соответственно, отнесение к III типу. Наиболее четким индикатором принятого деления цирконов являются их Th/U отношения, образующие последовательность I – 0.69, II – 0.04, III – 1.78.

Возрастные различия цирконов проявляются контрастно и убедительно (рис. 3). Максимальная датировка $T_1 = 1352 \pm 14$ млн. лет получена для кристалла 7, отнесенного к III типу (рис. 2, 3). Для наиболее поздних разновидностей II типа наиболее вероятно возраст $T_3 = 268 \pm 2$ млн. лет (усредненное значение для анализов 6.2 и 6.3; табл. 1). Основной, I тип цирконов, имеет наиболее надежную возрастную характеристику $T_2 = 428.9 \pm 2.1$ млн. лет, объединяющую кристаллы с несколько различающимися возрастными $T'_2 = 425.6 \pm 1.5$ млн. лет и $T''_2 = 432 \pm 1.5$ млн. лет. Эти незначительные вариации среди цирконов I типа позволяют оценить длительность основного этапа цирконообразования в гипербазитах БМ в 6–9 млн. лет.

Датировка T_2 заметно превышает полученные для цирконов кальцитовых карбонатитов [3] эндоконтактной зоны Вишневогорского массива (419 ± 20 млн. лет), для цирконов карбонатитов [2] его корневой (подинтрузивной) зоны (402 ± 9 млн. лет) и для цирконов амфиболовых миаскитов [3] Ильменогорского массива (417.3 ± 5.2 млн. лет). Не

исключено, что все они отвечают процессам преобразования пород, т.е. являются омоложенными относительно истинного возраста их образования. Это создает определенные трудности для объективной оценки генетических соотношений гипербазитов с миаскитами и различными типами карбо-

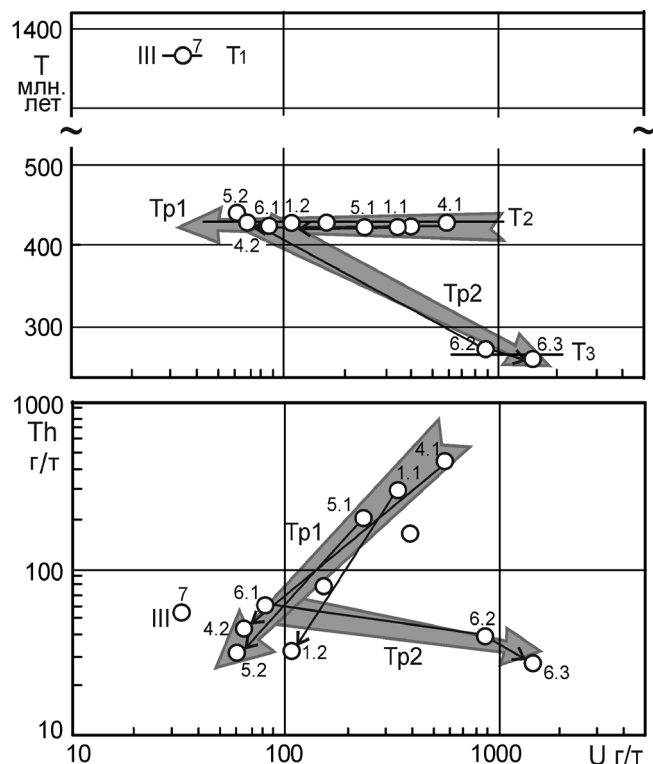


Рис. 2. U и Th в цирконах ультрамафитов массива Тр. 1 и Тр. 2 – тренды эволюции цирконов I и II групп, III – цирконы третьей группы.

Стрелками соединены ранние – поздние генерации генерогенных кристаллов. $T_1 - T_3$ – см. рис. 3.

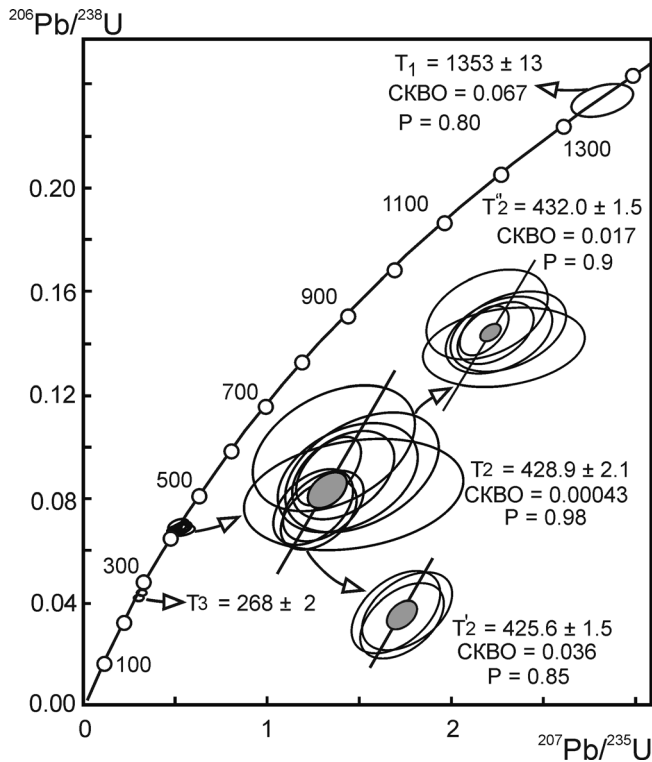


Рис. 3. U-Pb возраст цирконов ультрамафитов массива.

Датировки – млн. лет. P – вероятность соответствия.

натитов. В тоже время, синхронность и специфика геохимических преобразований тех и других в интервале 250–270 млн. лет во многом тождественны, что, по сути дела, объединяет все отмеченные

разновидности пород, но лишь на уровне заключительных этапов их существования, связанных с формированием регионального постколлизийного сдвига [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ инициативных проектов фундаментальных исследований УрО РАН (12-У-5-1040) и Президиума РАН (12-П-5-1020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г. и др. Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 1998. 195 с.
2. Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Ежегодник-2008. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 156. 2009. С. 261–263.
3. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология амфиболитовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 227–231.
4. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
5. Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. и др. Проблема генезиса щелочных пород Ильмено-Вишневогорской зоны (Южный Урал) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Киев: КГУ, 2007. С. 211–215.
6. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.