

Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал)

А.А. Краснобаев¹, В.Н. Пучков¹, Н.Д. Сергеева^{2*}, С.В. Бушарина¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

²Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

Вулканиты Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея на Южном Урале хорошо изучены вещественно и датированы различными методами. В 2013 г. для трахибазальтового порфирита (проба 2152) была получена по циркону конкордантная SHRIMP датировка 1752 ± 11 млн лет, которая без особых возражений использовалась для установления геохронологической границы нижнего рифея. При последующих попытках установить возраст навышских вулканитов периодически повторялись датировки цирконов, относящиеся или к более древним образованиям (>2500 млн лет), или к более молодым (<500 млн лет) или, наконец, как принадлежащие палеозойским дайкам, интродуцировавшим рифейские вулканиты. Цирконы с такими датировками первоначально рассматривались как ксеногенные, или как вторичные метасоматические. Однако отчетливо выраженные минералогические свойства палеозойских цирконов и их частое присутствие в вулканитах, а не дайках, привели к выводу о полихронности и цирконов, и вулканитов навышского комплекса. Для подтверждения этих выводов авторами исследованы цирконы проб трахибазальтов, отобранные из навышских вулканитов в полосе распространения отложений айской свиты.

Основной вывод из полученных цирконовых данных – вулканиты, относимые к Навышскому комплексу, образуют полихронную систему, объединяющую и нижнерифейские образования (1750 млн лет), и палеозойские (450 млн лет). Цирконы этих возрастных групп существенно различаются и по минералогическим, и по геохимическим свойствам, подтверждая принадлежность к различным первичным источникам, что могло быть обусловлено повторяющимися плюмовыми процессами, которые отчасти реанимировали – разогревали и вовлекали в повторное плавление магматические очаги предыдущих этапов и создавали новые очаги.

Ключевые слова: рифей, палеозой, циркон, вулканиты, айская свита, Южный Урал

Для цитирования: Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2020). Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал). *Георесурсы*, 22(4), с. 101–112 DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.101-112>

Введение

Вулканиты Навышского комплекса айской свиты бурзянской серии нижнего рифея на Южном Урале в основном представлены трахибазальтами. Они хорошо изучены вещественно и датированы различными методами (Козлов и др., 1989; Стратиграфические схемы Урала..., 1993). Полученные для них U-Pb по цирконам и Rb-Sr датировки позволили первоначально оценить возраст Навышского комплекса в 1615 ± 45 млн лет (Краснобаев и др., 1992), причем он был использован и для обоснования радиологической границы нижнего рифея. К сожалению, при групповом (по навескам) датировании цирконов классическим U-Pb методом исключить влияние кристаллов с измененными (открытыми) изотопными системами невозможно, так как часто приводит к известному “омоложению” результатов. Сказанное относится и к упомянутой датировке цирконов. Своеобразной альтернативой возрасту Навышского комплекса оказались K-Ar датировки вулканитов в интервале 400–600 млн лет (Ленных, Петров, 1974), которые сопровождалась оригинальными выводами о полихронности айской свиты, о вероятном снижении ее возраста до уровня венда, и даже о необходимости

удаления айской свиты из нижнего рифея. К каким-либо конструктивным преобразованиям эти выводы не привели, но и не забывались, неизбежно присутствуя при обсуждении любых вопросов по стратиграфии нижнего рифея Урала.

Необходимость в корректном решении проблемы возраста айской свиты непрерывно возрастала и, наконец, достигла критического состояния, требующего практических действий. В 2013 г. с использованием современной методики SHRIMP для цирконов из навышских вулканитов (рис. 1, проба 2152, трахибазальтовый порфирит) была получена конкордантная датировка 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2013). Без особых возражений она трансформировалась и в геохронологическую границу нижнего рифея, что активно используется и в настоящее время.

При неоднократных попытках установить возраст навышских вулканитов мы практически не обращали внимания на периодически повторяющиеся датировки цирконов, относящиеся или к более древним образованиям (>2500 млн лет), или к более молодым (<500 млн лет, палеозойским), рассматривая их или как ксеногенную компоненту, или как вторичную метасоматическую. Однако отчетливо выраженные минералогические свойства палеозойских (ПЗ) цирконов и их частое присутствие в вулканитах заставило нас обратить на них более пристальное внимание, поскольку они стали восприниматься как

* Ответственный автор: Нина Дмитриевна Сергеева
E-mail: riphey@ufaras.ru

© 2020 Коллектив авторов

закономерная компонента пород. Ответ мы решили искать в сопоставлении рифейских (РФ) цирконов пробы K2152 и ПЗ-цирконов трахибазальтового миндалекаменного порфирита пробы K2124 (юго-западный склон г. Малый Миасс, рис. 1), для которого была получена датировка 449.3 ± 4.7 млн лет (Krasnobaev et al., 2018), также по методике SHRIMP (Williams, 1998). Чтобы исключить сомнения в достоверности анализов, одновременно для цирконов новой пробы (рис. 1) метабазальтов (K2125) и пробы K2124 были получены возрастные данные с использованием методики TIMS. Сопоставимость анализов обоих методов (SHRIMP 449.3 ± 4.7 млн лет, и TIMS 454–478 млн лет) уверенно подтвердила палеозойский возраст исследованных ПЗ-цирконов. Кроме того, отмечено, что и минералогические, и геохимические особенности РФ- и ПЗ-цирконов качественно различаются, что позволяет сделать более уверенный вывод, согласно которому они генетически не связаны и представляют различные источники. Более того, образование последних за счет первых исключается, и можно уверенно говорить о полихронности и цирконов, и вулканитов Навышского комплекса. С учетом важности этого вывода мы сочли необходимым подтвердить его на более представительном материале. Для этого были исследованы цирконы 3-х дополнительных проб вулканитов (K2125 – трахибазальтовый порфирит, K2123 – трахибазальтовый порфирит, K2186 – трахибазальт), отобранных, как и ранее, из типичных навышских вулканитов в полосе распространения отложений айской свиты (рис. 1). Составы петрогенных и редких элементов вулканитов даны в табл. 1 и на рис. 2 (McDonough, Sun, 1995; Богатиков и др., 1987). Определение редких элементов в вулканогенных породах и в цирконах из вулканитов Навышского комплекса проведено на масс-спектрометре Elan-6100 “Perkin Elmer”

масс-спектральным и на спектрометре Optima-4300 DV “Perkin-Elmer” атомно-эмиссионными методами в лабораториях ФГУП «ВИМС» (г. Москва) и ИГиГ УрО РАН (г. Екатеринбург). По сравнению с ранее описанными (Ленных, Петров, 1974), исследуемые вулканиты (рис. 2а) имеют более основной состав и пониженное содержание щелочей (Богатиков и др., 1987; Ernst et al., 2006), а их редкоземельная специализация практически совпадает с опубликованной (Ernst et al., 2006).

По составу РЗЭ вулканиты пробы K2152 и четырех остальных обладают практически однотипным спектром редких земель и незначительно варьируют лишь по их содержанию. Как геохимический критерий, разделяющий их на обособленные генетические типы, редкие земли оказывались малоэффективными, хотя у пробы K2152 их содержания несколько повышены.

Минералогические особенности цирконов

Основная задача при изучении цирконов (рис. 3) навышских вулканитов заключается в выделении у них специфических признаков, позволяющих определять среди них генетические разновидности. В первую очередь это относится к рифейским цирконам, сосуществующим в единых пробах с другими разновидностями. При этом речь идет не только о их моногенности-полигенности, но, в большей мере, о гетерогенности самих вулканитов, что по сути дела и представляет реальную основу для периодически возникающих дискуссий. Для начала обратимся к анализу минералогических особенностей цирконов, сосуществующих в вулканитах. По совокупности минералогических особенностей и составу среди исследованных цирконов выделены три (I, II, III) разновидности, свойства которых будут рассматриваться на конкретных примерах в процессе изложения материала статьи.

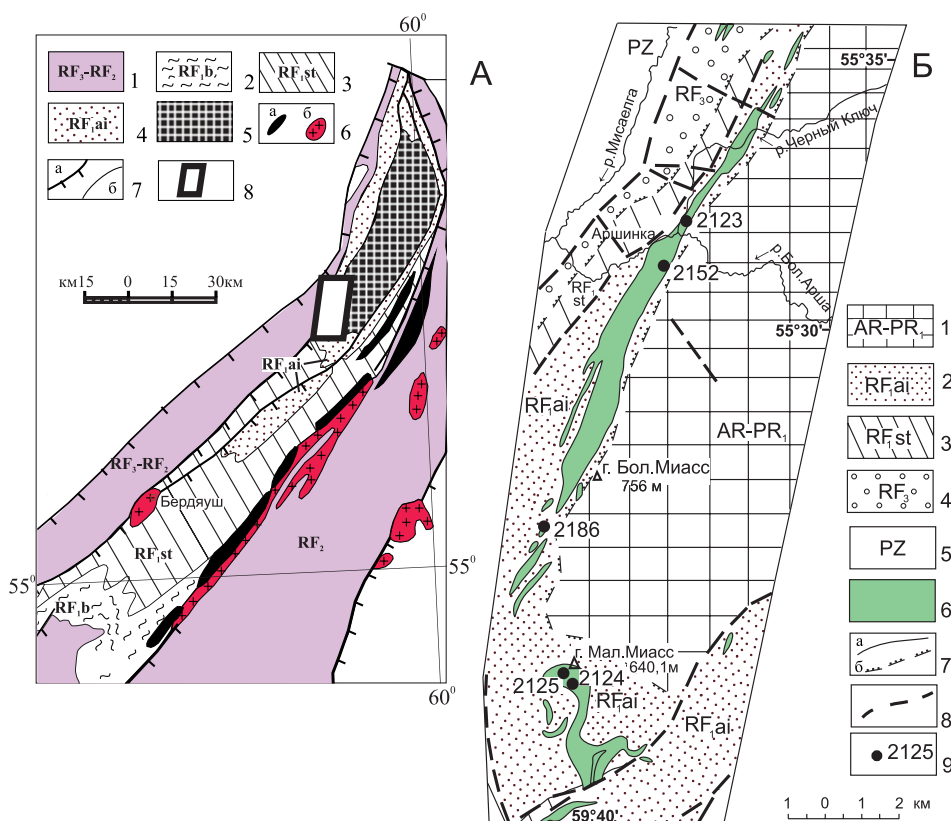


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Таратайской антиклинория Южного Урала (А) и фрагмент геологической карты района гор Бол. и Мал. Миасс (Б). Карта (А): 1–4 – отложения рифея: 1 – среднего и верхнего нерасчлененные; 2–4 – нижнего: 2 – бакальской, 3 – саткинской и 4 – айской свит; 5 – таратайский метаморфический комплекс (AR-PR), 6 – магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 7 – границы: тектонические (а), стратиграфические (б); 8 – положение фрагмента геологической карты (Б). Карта (Б): 1 – таратайский метаморфический комплекс (AR-PR); 2–5 – отложения: 2 – айской и 3 – саткинской свит нижнего рифея, 4 – верхнего рифея, 5 – палеозоя; 6 – вулканогенные породы; 7–8 – границы: 7 – стратиграфические согласные (а) и несогласные (б), 8 – тектонические; 9 – места отбора цирконовых проб и их номера

Элементы	K2152	K2123	K2124	K2125	K2186
SiO ₂	43.20	44.05	46.20	44.60	46.50
TiO ₂	2.59	2.78	2.54	3.05	2.77
Al ₂ O ₃	13.83	12.57	14.60	12.30	15.53
Fe ₂ O ₃	11.35	12.46	9.40	12.48	9.10
FeO	6.11	6.80	7.18	7.20	6.17
MnO	0.13	0.19	0.12	0.16	0.21
CaO	3.29	3.16	2.27	1.48	1.54
MgO	8.81	8.21	8.40	8.94	6.15
Na ₂ O	0.85	3.72	3.20	2.25	0.79
K ₂ O	4.38	1.74	1.25	2.58	4.66
P ₂ O ₅	0.87	0.78	0.75	0.73	0.81
Li	25.23	15.12	17.44	17.38	38.75
Ho	1.32	1.04	1.11	0.96	1.34
Y	29.68	20.59	22.12	18.74	31.13
Ti	14883.67	10810.85	10776.49	9637.21	18162.27
Cu	39.15	30.61	34.92	32.57	48.60
Sc	25.08	17.73	15.94	17.04	24.33
V	213.24	180.23	212.42	209.31	238.09
Co	41.24	31.59	30.19	36.17	41.53
Cr	47.57	33.68	37.75	38.62	49.66
Ni	54.27	39.25	43.18	48.46	44.62
La	52.43	29.81	33.86	28.72	45.49
Ce	96.94	67.45	76.29	68.04	100.06
Pr	14.86	8.86	10.03	8.57	12.72
Nd	61.79	39.35	44.48	37.83	53.55
Sm	11.68	7.55	8.34	7.65	10.20
Eu	3.62	2.40	2.52	2.46	4.06
Gd	9.16	6.88	7.13	6.32	9.91
Tb	1.25	0.94	0.97	0.87	1.67
Dy	7.04	5.21	5.71	5.05	6.83
Ho	1.32	1.04	1.11	0.95	1.34
Er	3.69	2.84	3.10	2.69	3.61
Tm	0.49	0.37	0.43	0.34	0.46
Yb	3.11	2.22	2.65	2.16	3.19
Lu	0.44	0.32	0.39	0.29	0.44

Табл. 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в вулканитах Навышского комплекса. K2152, K2123, K2125 – трахибазальтовые порфиристы, K2124 – трахибазальтовый порфирит миндалекаменный, K2186 – трахибазальт

Проба K2152 (55°31'41.7" с.ш., 59°40'48.5" в.д.). Представляет типичные РФ-цирконы (рис. 3) из типичных же (“эталонных”) айских вулканитов с возрастом 1752±11 млн лет. Кристаллы прозрачные, бесцветные, с удлинением от 1 до 3. Их характерная особенность – это сочетание следов первичного идиоморфизма и вторичной округлости, связанной с дроблением и поверхностным растворением. Однако основной признак этих цирконов представлен сочетанием четкой зональности и секториальности, которые в совокупности отражают их магматическую природу. Как единичные встречаются кристаллы с “продольной” зональностью (кр. 5). Наблюдаемые детали строения отражают повышенную сохранность кристаллов, хотя влияние вторичных процессов иногда у них и проявляется (например, появлением поздних нарастаний – кр. 2, 2.2, или присутствием залеченных трещин – кр. А).

Кристалл А (K2152) отражает влияние тектоники (дробление) с последующим залечиванием возникших трещин (цепочки вторичных включений).

Напомним, что дополнительно отобранные пробы вулканитов, как и в случае с пробой K2124, также рассматривались как аналоги эталонной K2152.

Реалии оказались “критическими” для вулканитов.

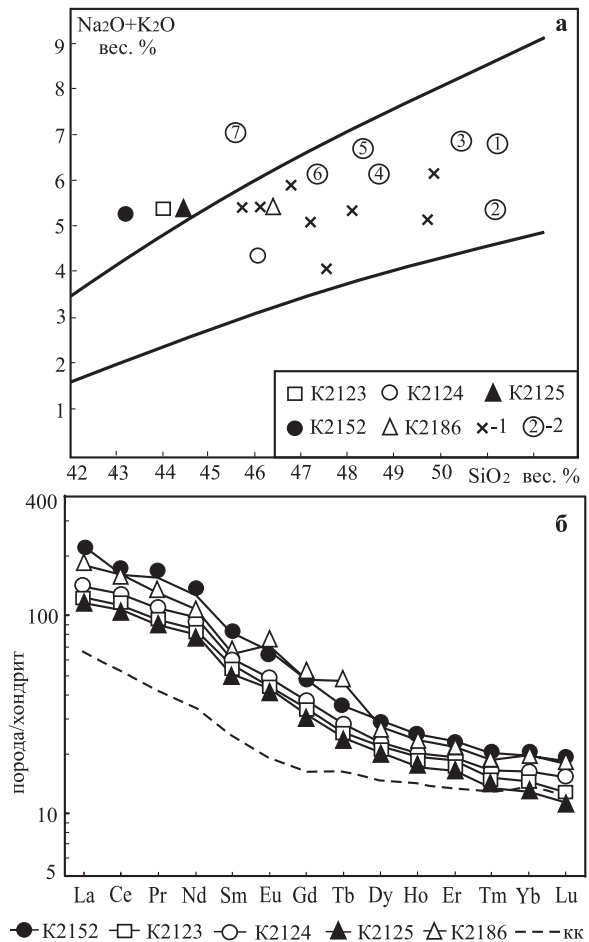


Рис. 2. Распределение петрогенных (а) и редкоземельных (б) элементов в вулканитах Навышского комплекса. Нормирование к хондриту (McDonough, Sun, 1995). КК – континентальная кора по (Богатиков и др., 1987). Линии на (2а), ограничивают область распространения субцелочных пород. 1 – из (Ленных, Петров, 1974), 2 – из (Ernst et al., 2006)

Проба K2125 (55°25'35.5" с.ш., 59°38'30.4" в.д.). Основная разновидность цирконов этой пробы представлена зональными кристаллами, иногда со слабой секториальностью и следами разномасштабных преобразований. Характерны прозрачность, идиоморфизм, удлинение 1.5–3.5, развитие граней {111} и {311}, которые в процессе роста кристалла могут сменять друг друга. Просматриваются реберные границы, т. е. поверхностное растворение кристаллов (кр. 2) было незначительным. В кристалле 5 реликт ранней генерации легко спутать с ксеногенным ядром.

Сочетания светлых-темных зон (CL) в кристаллах 2, 4, 6, отнесенных к I типу, отражает и их магматическую природу, образование в среде переменного состава. Специфическая структура кристалла I служит основанием для отнесения его ко II типу, также магматическому.

Проба K2124 (55°25'39.1" с.ш., 59°38'27.7" в.д.). Наиболее яркими представителями цирконов I типа являются кристаллы 2–5, ко II типу относится кристалл 1. В условиях стабильной кристаллизации появился кристалл 6, отнесенный к III типу. Все разновидности цирконов отражают их магматическую природу.

Проба K2123 (55°33'20.2" с.ш., 59°41'33" в.д.). Первый тип цирконов уверенно выделяется кристаллами 2, 3, 7;

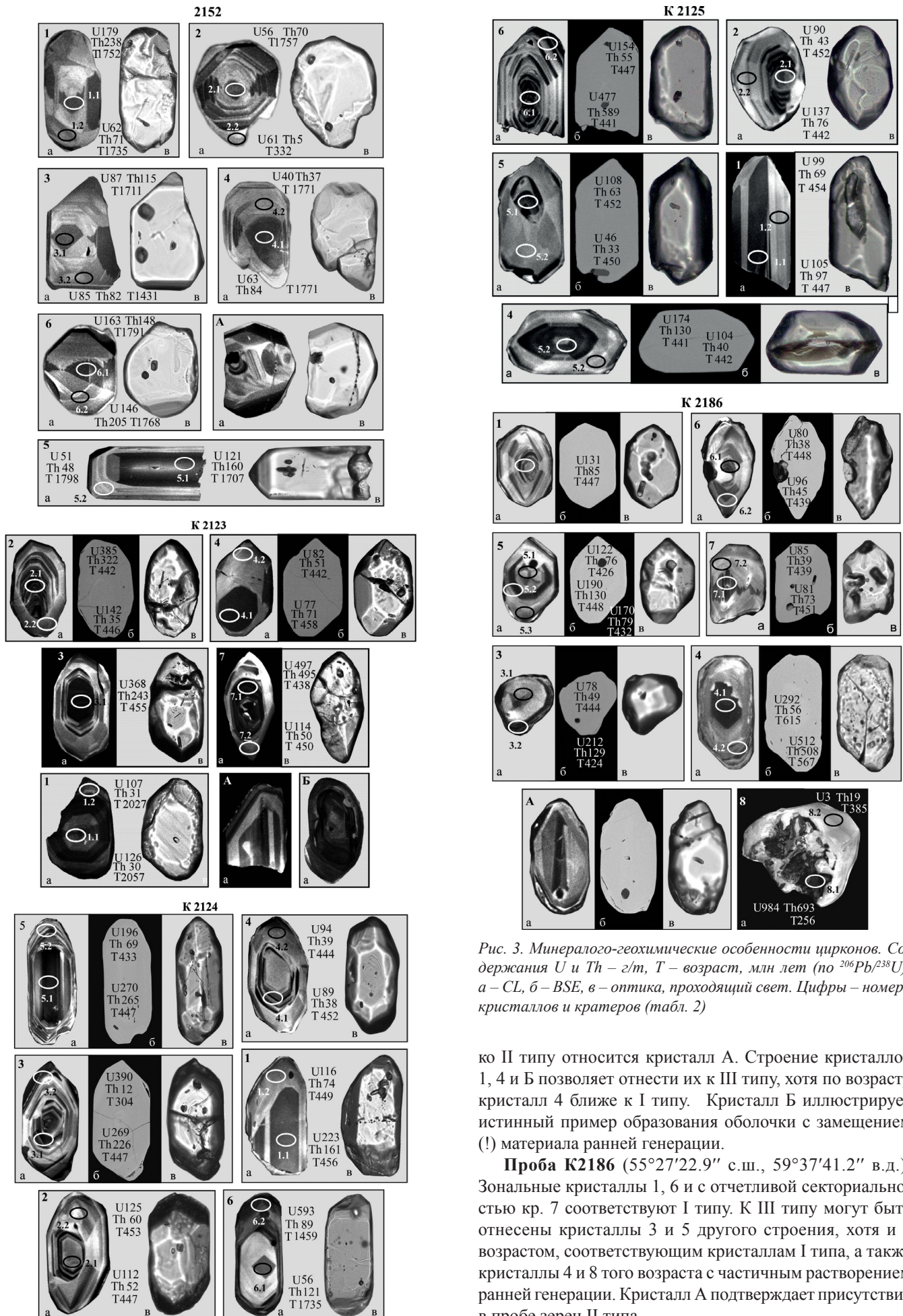


Рис. 3. Минералого-геохимические особенности цирконов. Содержания U и Th – $\mu\text{g/g}$, T – возраст, млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), а – CL, б – BSE, в – оптика, проходящий свет. Цифры – номера кристаллов и кратеров (табл. 2)

ко II типу относится кристалл А. Строение кристаллов 1, 4 и Б позволяет отнести их к III типу, хотя по возрасту кристалл 4 ближе к I типу. Кристалл Б иллюстрирует истинный пример образования оболочки с замещением (!) материала ранней генерации.

Проба K2186 (55°27'22.9" с.ш., 59°37'41.2" в.д.). Зональные кристаллы 1, 6 и с отчетливой секториальностью кр. 7 соответствуют I типу. К III типу могут быть отнесены кристаллы 3 и 5 другого строения, хотя и с возрастом, соответствующим кристаллам I типа, а также кристаллы 4 и 8 того возраста с частичным растворением ранней генерации. Кристалл А подтверждает присутствие в пробе зерен II типа.

Из сопоставления морфологических особенностей основной разновидности кристаллов в пробах 2124, 2125, 2123 и 2186 с кристаллами пробы K2152 очевидными становятся их качественные различия при устойчивом облике и строении первых.

U-Th в цирконах

Содержание (ppm) U и Th в цирконах вулканитов приведено в табл. 2; на рис. 4 показано их распределение в цирконах.

Большая часть цирконов основных (I, II) типов представлена объединяющими трендами Тр, а анализы кристаллов III типа, выходящие за границы трендов, – точками с измененными координатами U и Th. Для пробы K2152 – это кристалл 2.2, у которого Th равен 5 г/т, для кристалла 8.2 пробы K2186 U составляет 3 г/т, у кристалла 3.2 пробы K2124 Th равен 12 г/т. Все эти “смещенные” анализы не влияют на общий характер распределения U и Th в цирконах основных разновидностей, сохраняя при этом возможности для их сопоставления. Главная их особенность – это прогрессивное снижение U и Th в поздних генерациях. Другой важный вывод, отражающий вариации составов, определяется повышенными содержаниями U и Th в цирконах K2152 по сравнению с остальными. Их тренд находится “левее” и “выше” точки пересечения анализов 100 U–100 Th (ppm), а тренды остальных проб – “ниже” и “правее”. Таким образом, минералогические различия цирконов сопоставляемых проб подтверждаются и геохимическими данными, хотя эволюционное развитие всех цирконов обладает несомненным сходством.

P3Э в цирконах

Спектры P3Э в цирконах получены в точках – кратерах, имеющих SHRIMP-датировки. Содержание P3Э

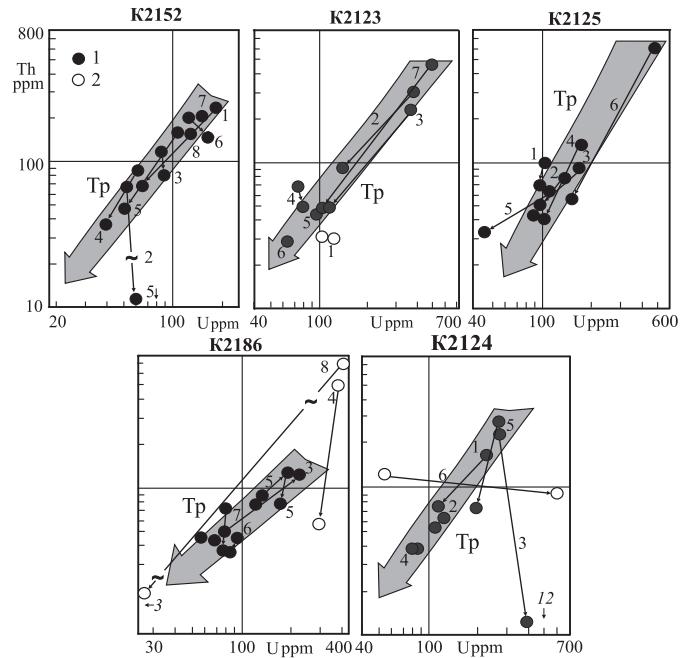


Рис. 4. U и Th в цирконах вулканитов Навышского комплекса. 1 – цирконы основной (I и II типы) и 2 – дополнительной (III) разновидности. Ранние-поздние генерации цирконов соединены стрелками. Смещения анализа указаны дополнительной информацией (K2152, 2.2, Th – 5; K2186, 8.2, U – 3; K2124, 3.2, Th – 12)

в цирконах приведены в таблице 3, а особенности их распределения отражены на диаграммах (рис. 5), построенных с нормированием содержания P3Э к хондриту (Mc Donough, Sun, 1995).

Большинство P3Э-спектров цирконов с варьирующими Ce* и Eu* аномалиями и при отношении тяжелые P3Э (Er-Lu) > легкие P3Э (La-Nd) отражают их магматическую

Кристалл кратер	206Pbс, %	Содержание, ppm			232Th / 238U	206Pb / 238U возраст, млн лет	D, %	Изотопные отношения			Rho			
		U	Th	206Pb*				207Pb*/206Pb*, ±%	207Pb*/235U, ±%	206Pb*/238U, ±%				
K2152														
1.1	0.10	179	238	48	1.38	1752±20	-1	0.1066	1.3	4.588	1.8	0.3123	1.3	0.698
1.2	0.41	62	71	16.6	1.17	1735±24	-2	0.1039	2.9	4.42	3.3	0.3088	1.5	0.476
2.1	0.26	56	70	15.2	1.28	1757±29	2	0.1094	2.4	4.72	3.1	0.3133	1.9	0.606
2.2	1.55	61	5	2.8	0.08	332.1±7.0	162	0.068	12	0.496	12	0.0529	2.2	0.177
3.1	0.12	87	115	22.7	1.37	1711±19	1	0.1054	1.7	4.418	2.1	0.3039	1.3	0.608
3.2	0.00	85	82	18.3	0.99	1431±17	24	0.1083	1.7	3.713	2.1	0.2486	1.3	0.620
4.1	0.24	63	84	17.2	1.37	1771±30	-3	0.1057	2.4	4.61	3.1	0.3161	1.9	0.617
4.2	0.00	40	37	10.9	0.96	1771±25	1	0.1093	2	4.76	2.6	0.3161	1.6	0.641
5.1	-	121	160	31.5	1.36	1707±18	3	0.1077	1.8	4.504	2.1	0.3033	1.2	0.554
5.2	0.20	51	48	14	0.98	1798±23	-2	0.1078	2.2	4.78	2.6	0.3217	1.5	0.568
6.1	0.07	163	148	44.8	0.94	1791±19	-2	0.1078	1.5	4.759	1.9	0.3202	1.2	0.618
6.2	0.00	146	205	39.6	1.45	1768 ± 16	-1	0.1067	1.2	4.643	1.6	0.3155	1.1	0.672
7	0.00	150	206	37.2	1.42	1638±15	8	0.1077	1.2	4.298	1.6	0.2893	1.1	0.661
8	0.31	122	161	31.4	1.37	1690±17	-1	0.1031	1.9	4.263	2.2	0.2998	1.1	0.518
K2123														
1.1	0.08	126	30	40.6	0.25	2057±19	-1	0.1255	1	6.505	1.5	0.3758	1.1	0.730
1.2	0.22	107	31	34.2	0.29	2027±21	2	0.1274	1.3	6.49	1.8	0.3694	1.2	0.671
2.1	0.46	385	322	23.6	0.87	442.6±4.5	-18	0.0539	3.7	0.528	3.8	0.07107	1.1	0.276
2.2	0.30	142	95	8.76	0.69	446.2 ± 5.4	-10	0.0548	4.2	0.541	4.4	0.07168	1.3	0.288
3.1	0.06	368	243	23.1	0.68	455.2±5.6	-6	0.0554	2.3	0.558	2.6	0.07317	1.3	0.486
3.2	0.00	106	47	6.42	0.46	439.3±5.9	17	0.0576	3.4	0.56	3.7	0.07052	1.4	0.376
4.1	0.00	77	71	4.85	0.96	458.4±6.9	19	0.0584	3.9	0.593	4.2	0.0737	1.6	0.371
4.2	0.52	82	51	5.04	0.64	442.2±6.6	10	0.0569	6.3	0.557	6.4	0.071	1.5	0.239
5.1	0.48	100	45	5.99	0.46	432.1±6.1	-20	0.0534	6.1	0.511	6.3	0.0693	1.5	0.233
6.1	0.00	66	29	4.13	0.44	450.8±7.1	10	0.0571	4.2	0.571	4.5	0.0724	1.6	0.360
7.1	0.21	497	495	30.1	1.03	438.4±4	-10	0.0546	2.3	0.53	2.5	0.07037	0.94	0.381
7.2	0.00	114	95	7.08	0.45	450.4±5.8	-8	0.0551	3.3	0.549	3.6	0.07236	1.3	0.377

Табл. 2. U-Pb возраст цирконов вулканитов Навышского комплекса айской свиты (K2152, K2123, K2124, K2125, K2186)

Кристалл кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, ppm			²³² Th ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb возраст, млн лет	D, %	Изотопные отношения			Rho			
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ±%				
K2124														
3.2	0.00	390	12	16.2	0.03	304±4	19	0.0540	2.1	0.359	2.5	0.04821	1.3	0.51
5.2	0.00	196	69	11.7	0.36	433±7	24	0.0590	5.5	0.565	5.7	0.06949	1.6	0.29
4.2	0.00	94	39	5.77	0.43	444±8	22	0.0588	3.7	0.578	4.1	0.07128	1.8	0.43
3.1	-	269	226	16.6	0.87	447±6	11	0.0572	2.7	0.566	3.0	0.07177	1.3	0.44
2.1	0.00	112	52	6.93	0.48	447±8	-12	0.0547	3.6	0.541	4.0	0.07181	1.7	0.43
5.1	0.00	270	265	16.7	1.01	447±6	-41	0.0528	2.4	0.524	2.8	0.07187	1.4	0.52
1.2	-	116	74	7.2	0.65	449±7	9	0.0570	5.5	0.567	5.7	0.07218	1.5	0.27
4.1	-	89	38	5.57	0.44	452±7	11	0.0574	6.8	0.574	7.0	0.07259	1.7	0.24
2.2	-	125	60	7.84	0.49	453±7	6	0.0567	6.2	0.569	6.5	0.07278	1.7	0.26
1.1	0.17	223	161	14	0.75	456±6	0	0.0561	3.7	0.567	3.9	0.07334	1.3	0.34
6.2	0.03	593	89	129	0.15	1459±20	15	0.1038	0.8	3.634	1.7	0.25393	1.5	0.89
6.1	-	56	121	14.9	2.22	1735±32	0	0.1063	2.3	4.529	3.1	0.30889	2.1	0.68
K2125														
3.2	0.68	169	90	9.61	0.55	413±7	25	0.058	7.4	0.533	7.6	0.06615	1.7	0.22
4.1	0.00	174	130	10.5	0.77	441±7	-1	0.0556	2.9	0.542	3.3	0.07073	1.6	0.48
6.1	0.00	477	589	29	1.28	441±6	-4	0.0553	3.6	0.540	3.8	0.07076	1.3	0.35
4.2	0.00	104	40	6.34	0.40	442±7	29	0.0603	3.6	0.590	4.0	0.07093	1.8	0.44
2.1	0.00	137	76	8.36	0.57	442±7	25	0.0594	3.1	0.581	3.5	0.07097	1.6	0.47
3.1	0.00	98	50	6	0.52	444±8	18	0.0582	7.0	0.572	7.3	0.07132	1.8	0.25
1.1	0.00	105	97	6.47	0.96	447±8	19	0.0585	3.7	0.580	4.1	0.07185	1.8	0.43
6.2	0.00	151	55	9.34	0.38	447±7	8	0.0568	3.1	0.563	3.5	0.07185	1.6	0.46
5.2	0.00	46	33	2.84	0.75	450±10	5	0.0565	5.6	0.564	6.0	0.07238	2.3	0.38
5.1	0.00	108	63	6.72	0.60	452±8	12	0.0575	3.5	0.576	4.0	0.07258	1.8	0.45
2.2	0.00	90	43	5.63	0.49	452±8	-11	0.0549	4.2	0.549	4.6	0.07258	1.9	0.40
1.2	0.00	99	69	6.21	0.72	454±8	-2	0.0558	4.6	0.561	4.9	0.07288	1.8	0.36
K2186														
1.1	1.48	131	85	8.18	0.67	447±10	-12	0.0666	3.2	0.54	9.6	0.0718	2.4	0.249
2.1	3.42	58	46	3.66	0.82	442±13	11	0.0846	6.8	0.56	23	0.071	3	0.127
2.2	1.83	69	44	4.24	0.65	434±11	-3	0.0701	4.1	0.53	15	0.0696	2.6	0.176
3.1	2.10	78	49	4.86	0.65	444±11	-20	0.0708	5.8	0.527	17	0.0713	2.6	0.154
3.2	1.62	212	123	12.6	0.60	424±10	28	0.0714	5.6	0.546	13	0.0679	2.4	0.193
4.1	0.26	512	508	40.6	1.03	567±11	-6	0.06028	1.5	0.738	2.7	0.092	2	0.746
4.2	0.51	292	56	25.2	0.20	615±13	-9	0.063	2.3	0.812	4.8	0.1001	2.2	0.452
5.1	2.03	122	76	7.32	0.64	426±10	-12	0.0706	3.9	0.51	14	0.0684	2.5	0.177
5.2	1.49	190	130	11.9	0.71	448.1±10	-33	0.0645	2.8	0.52	9.3	0.072	2.3	0.247
5.3	0.70	170	79	10.2	0.48	432.9±9.2	6	0.0619	2.9	0.538	6.4	0.0695	2.2	0.342
6.1	1.95	80	38	5.06	0.49	448±11	-31	0.0684	3.6	0.521	14	0.0719	2.5	0.181
6.2	1.32	96	45	5.88	0.48	439±11	-36	0.0627	6.44	0.504	18	0.0704	2.6	0.143
7.1	2.17	81	73	5.14	0.94	451±11	-26	0.0708	7.5	0.531	17	0.0725	2.5	0.150
7.2	2.01	85	39	5.29	0.47	439±11	-55	0.0664	4.2	0.487	16	0.0705	2.6	0.162
8.1	2.51	984	693	35.2	0.73	256.1±5.2	9	0.07197	1.3	0.29	6.1	0.04053	2.1	0.335
8.2	0.00	3	19	0.169	5.97	385±21	732	0.252	7.8	2.14	9.6	0.0615	5.6	0.582

Продолжение таблицы 2. Примечание: Погрешность ±1σ, Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта K2152 – 0.37%; K2186 – 0.60%; K2123 – 0.42%; K2124 и K2125 – 0.47%. Коррекция – по ²⁰⁴Pb. D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Изотопный состав и возраст цирконов определен на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998)

природу. Это касается и ранних, и поздних генераций, спектры РЗЭ которых могут не только быть близкими или совпадать (K2152, кр. 3, 5; K2125, кр. 1), но и указывать на существенное снижение РЗЭ у поздних генераций (K2125 – кр. 6; K2124, кр. 5; K2123 – кр. 2).

Неординарная ситуация с кристаллами 1 (K2123) и 6 (K2124). У первого спектр ранней генерации по провалу средние РЗЭ (Sm-Нo) в большей мере отвечает метасоматическому типу, хотя обе последующие – магматическому. Противоположная тенденция проявляется у кристалла 6 с четко выраженной принадлежностью ранней генерации к магматическому типу. Возрастание U (с 56 до 593 г/т) у генерации 6.2 (табл. 2) сопровождается переходом к метасоматическому типу, причем одновременно происходит и снижение возраста (с 1735 до 1459 млн лет, рис. 3, K2124, кр.6). Подобные изменения свидетельствуют о том, что

кристаллы 1 (K2123) и 6 (K2124) не связаны с источниками, соответствующими цирконам основного типа.

Принадлежность вулканитов Навышского комплекса к полигенным образованиям этими вариациями РЗЭ лишь усиливается, продолжая тенденции, отмеченные при минералогических и геохимических исследованиях.

По соотношению отдельных фрагментов РЗЭ-спектров цирконов (Hoskin, 2005) можно уточнить некоторые особенности их происхождения (рис. 6).

Магматическая природа (М) подтверждается практически для всех кристаллов K2152 и большинства кристаллов пробы K2125. Лишь ранняя генерация 6.1 кристалла 6 пробы K2125, вероятно, из-за повышенных концентраций U и Th, содержит признаки структурного несовершенства (метамиктизации), сместившие ее анализ в сторону цирконов гидротермального (Н) типа.

кристалл кратер	K2152						кристалл кратер	K2124				
	3		4		5			1		5		6
	3.1	3.2	4.1	4.2	5.1	5.2		1.1	5.1	5.2	6.1	6.2
La	0.13	0.11	0.14	0.06	0.25	0.15	La	0.09	0.70	0.27	0.20	1.04
Ce	12.19	16.37	7.29	7.43	13.22	10.79	Ce	24.30	39.00	29.50	31.90	34.80
Pr	0.24	0.29	0.38	0.09	0.82	0.33	Pr	0.23	1.09	0.14	0.83	4.85
Nd	4.35	4.23	5.44	1.37	13.01	5.60	Nd	3.26	14.41	1.21	11.90	9.09
Sm	6.45	6.68	8.54	2.38	11.17	5.34	Sm	5.95	18.96	1.85	11.75	1.53
Eu	0.60	0.39	0.82	0.19	0.63	0.40	Eu	1.46	2.83	0.72	2.23	0.38
Gd	19.95	18.46	21.31	8.03	34.84	15.69	Gd	25.37	82.37	10.07	37.56	4.03
Tb	6.90	5.78	6.92	2.56	10.42	5.99	Tb	-	-	-	-	-
Dy	86.31	79.73	79.51	31.27	110.50	70.60	Dy	86.40	238.60	40.90	100.30	20.20
Ho	27.44	25.77	26.91	10.10	36.58	23.94	Ho	-	-	-	-	-
Er	109.59	116.56	104.61	43.21	132.65	99.79	Er	207.80	452.00	106.50	163.20	52.60
Tm	21.58	22.00	20.17	9.43	26.43	22.87	Tm	-	-	-	-	-
Yb	218.84	192.56	181.15	88.25	223.87	229.23	Yb	473.10	802.30	292.20	258.00	140.00
Lu	35.89	31.63	29.40	15.36	34.43	37.13	Lu	87.00	136.30	59.50	42.50	27.70
Сумма	494.54	467.02	438.59	197.64	575.39	527.87	Сумма	914.92	1788.50	542.95	600.40	305.56
(Sm/La) _N	79.45	97.25	97.68	63.52	71.54	57.00	(Sm/La) _N	97.55	43.03	10.95	92.72	2.31
(Yb/La) _N	2478.02	2576.89	1904.73	2165.14	1318.19	2249.59	(Yb/La) _N	7135.07	1674.29	1591.73	1871.87	19.79
Ce/Ce*	16.69	22.17	7.65	24.46	7.06	11.73	Ce/Ce*	39.29	10.72	36.23	18.74	1.18
Eu/Eu*	0.16	0.11	0.19	0.13	0.09	0.13	Eu/Eu*	0.36	0.21	0.511	0.32	0.46

кристалл кратер	K2123							
	1		2			4		
	1.1	1.3	1.2	2.1	2.2	4.1	4.2	
La	493.11	0.09	0.66	0.97	0.23	0.08	0.05	
Ce	692.30	22.20	19.20	135.20	45.30	23.80	21.90	
Pr	162.7	0.25	0.49	0.87	0.14	0.16	0.06	
Nd	655.90	4.10	3.30	6.60	1.20	2.80	0.90	
Sm	95.60	6.50	2.90	8.60	2.40	6.30	2.00	
Eu	4.22	0.46	0.49	2.17	0.48	1.62	0.48	
Gd	48.10	28.50	8.20	42.80	13.80	30.60	10.50	
Tb	-	-	-	-	-	-	-	
Dy	176.00	108.00	33.00	163.00	55.00	93.00	41.00	
Ho	-	-	-	-	-	-	-	
Er	280.00	219.00	89.00	416.00	143.00	194.00	96.00	
Tm	-	-	-	-	-	-	-	
Yb	455.00	395.00	194.00	969.00	334.00	373.00	206.00	
Lu	73.00	66.00	35.00	177.00	61.00	64.00	37.00	
Сумма	3146.42	849.97	386.20	1922.67	656.12	789.66	416.48	
(Sm/La) _N	0.31	114.81	7.08	14.26	17.28	119.61	59.88	
(Yb/La) _N	1.36	6424.94	431.86	1473.70	2173.90	6478.27	5594.62	
Ce/Ce*	0.59	35.66	8.14	35.69	62.51	49.67	90.08	
Eu/Eu*	0.19	0.10	0.30	0.34	0.25	0.35	0.32	

кристалл кратер	K2125							
	1		2		6		5	
	1.1	1.2	2.1	2.2	6.1	6.2	5.1	5.2
La	0.08	0.12	0.12	0.14	1.81	0.21	0.12	0.05
Ce	24.10	17.50	20.00	9.50	39.80	19.30	20.70	8.90
Pr	0.16	0.08	0.08	0.07	0.77	0.18	0.09	0.03
Nd	2.80	1.00	1.00	0.70	5.50	1.60	1.30	0.40
Sm	6.10	1.80	2.00	0.90	4.30	2.10	2.40	0.70
Eu	1.70	0.65	0.74	0.39	1.22	0.69	1.01	0.30
Gd	27.20	10.10	11.00	5.60	17.20	8.40	14.6	4.30
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	80.00	39.00	46.00	23.00	66.00	38.00	64.00	19.00
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	159.00	89.00	137.00	69.00	181.00	118.00	184.00	54.00
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	297.00	203.00	370.00	209.00	476.00	351.00	480.00	152.00
Lu	51.00	38.00	75.00	44.00	99.00	75.00	100.00	33.00
Сумма	648.81	400.91	662.87	362.95	892.55	614.42	868.59	271.59
(Sm/La) _N	116.19	24.58	27.16	10.97	3.81	16.35	32.75	21.42
(Yb/La) _N	5227.99	2509.31	4628.32	2272.90	387.79	2502.93	5959.87	4089.03
Ce/Ce*	50.70	42.91	49.36	24.02	8.16	24.36	49.63	53.27
Eu/Eu*	0.40	0.46	0.48	0.53	0.43	0.50	0.52	0.51

Табл. 3. Содержание PЗЭ (z/m) в цирконах Навышского комплекса. Примечание: (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – нормированные на хондрит (Mc Donough, 1995) до деления. Ce/Ce* = Ce/(La x Pr)^{1/2}; Eu/Eu* = Eu/(Sm x Gd)^{1/2}. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (номера кристаллов-кратеров соответствуют использованным при определениях возраста, табл. 2)

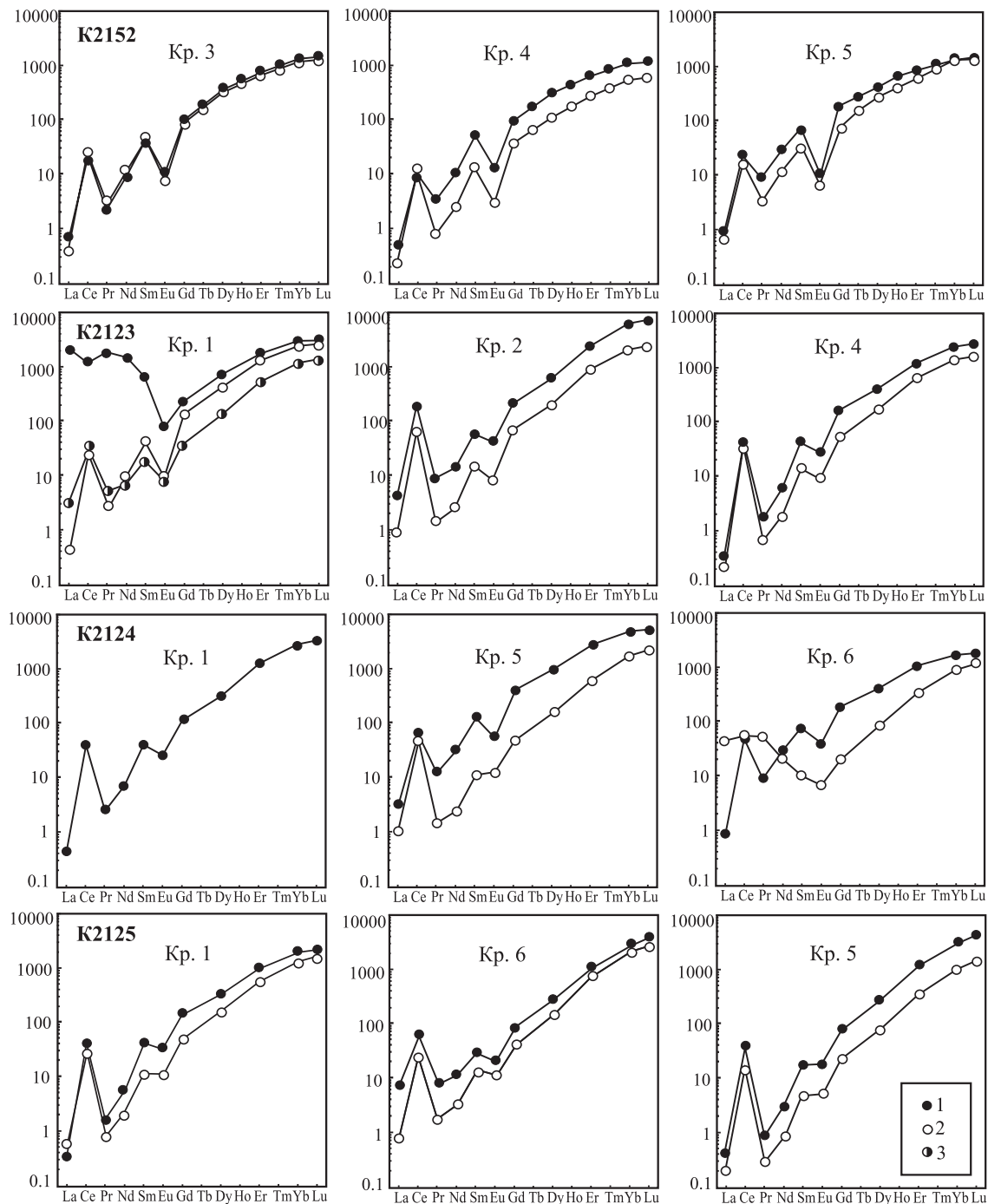


Рис. 5. Спектры РЗЭ в цирконах вулканитов Навышского комплекса. 1 – ранние генерации, 2 – поздние генерации, 3 – промежуточные, сосуществующие в едином кристалле. Номера кристаллов – рис. 3. Аналитические данные – табл. 3. Анализы выполнены в точках, использованных при определении возраста

Однако завершающий рост кристалла (появление генерации 6.2), приближает его к М типу, восстанавливая его исходный статус. У кристалла 1 (проба К2123) ранняя генерация 1.1 уверенно принадлежит к Н типу. Очевидная причина этого в ее значительном возрасте (>2000 млн лет), в высокой дозе поглощенного α -облучения и, соответственно, в развитии радиационной метамиктизации. Генерации 1.2 и 1.1 этого кристалла демонстрируют возрастание структурного совершенства и, соответственно, приближения к М типу. Подобные изменения сопряжены в первую очередь со сложной эволюцией спектра ЛРЗЭ (рис. 5). Преобразования спектра РЗЭ разновидности 6.2 кристалла 6 (проба К2124), близость его с Н типом

вызваны влиянием не только возраста, но и значительного (593 ppm, табл. 2) содержания U.

Возраст цирконов

На рис. 7 представлены датировки основных типов цирконов всех проб вулканитов. О возрасте цирконов III типа можно судить по рис. 3, табл. 2, по упоминаниям в тексте.

Основные разновидности цирконов миндалекаменного трахибазальтового порфирита К2124 характеризуются конкордантной датировкой $T = 449.3 \pm 4.7$ млн лет. Древние разновидности (6.1–6.2) имеют возраст $T_0 = 1738 \pm 48$ млн лет, сопоставимый с возрастом цирконов К2152. Однако отождествить их с рифейскими не представляется

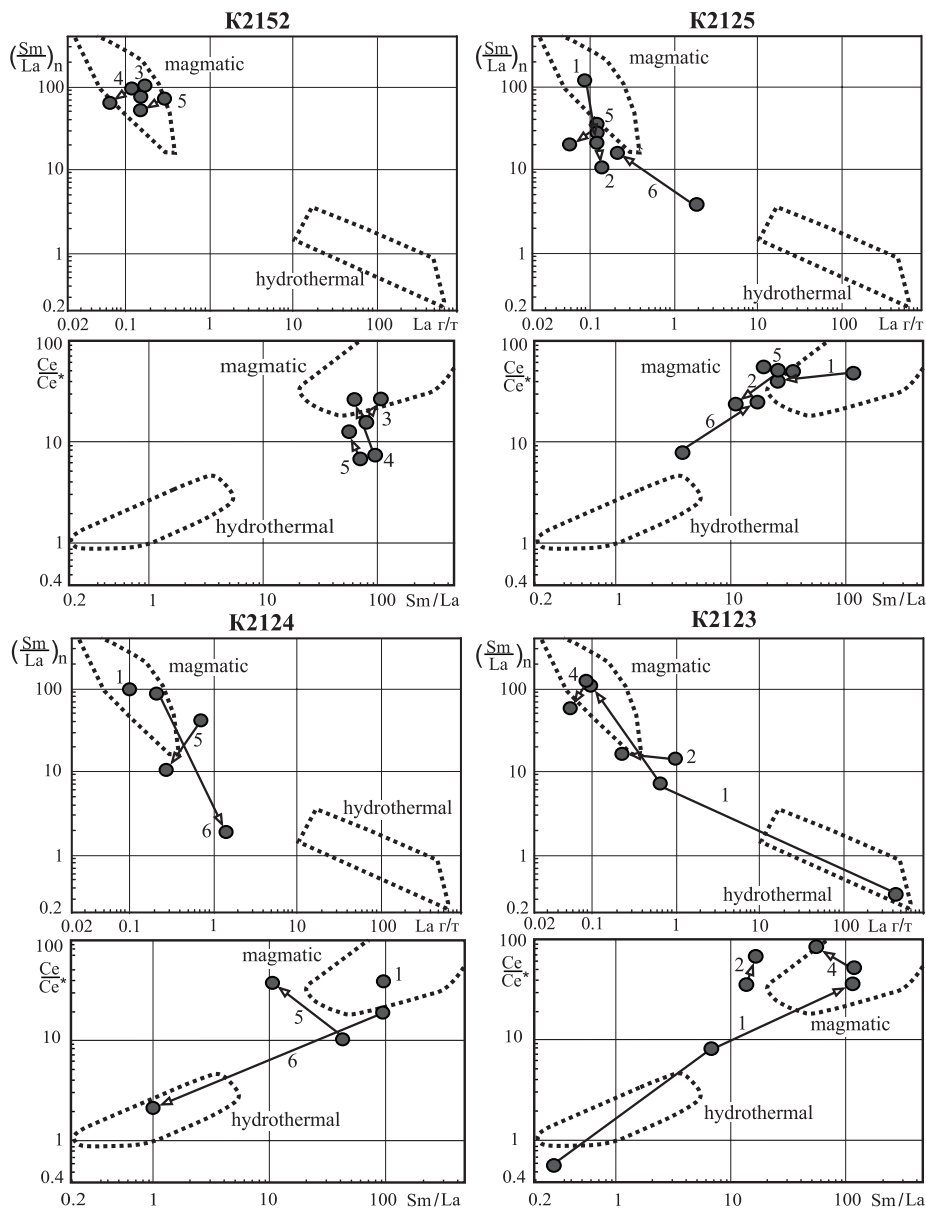


Рис. 6. Генетическая классификация цирконов из вулканитов Навышского комплекса по (Hoskin, 2005). Поля M (magmatic) – магматических, H (hydrothermal) – гидротермальных цирконов. Все элементы нормированы на хондрит (Mc Donough, Sun, 1995). Ранне-поздние генерации соединены стрелками

возможным из-за различий и минералогических особенностей, и геохимических. В частности, отношения Th/U у цирконов K2124 (6.1) соответствует 2.22, а у цирконов K2152 – не превышает 1.45, начиная с 0.08 (табл. 2). Приходится констатировать, что кристалл 6 пробы K2124 представляет в ней ксеногенную добавку, т.е. не связан с субстратом установленных рифейских вулканитов.

Трахибазальтовый порфирит K2123 представлен двумя типами цирконов. Для основных разновидностей установлен конкордантный возраст $T=444.3\pm 3.5$ млн лет (рис. 7). Для обеих генераций кристалла 1 конкордантная датировка соответствует $T_0=2044\pm 20$ млн лет. Возрастная сохранность этого кристалла (дискордантность не хуже 1–2, табл. 2), несмотря на сложное внутреннее строение и длительность существования, представляется уникальной, поскольку все остальные более “молодые” разности испытали заметные преобразования (их дискордантность меняется от –20 до 19), которые оказались нейтральными для кристалла 1 (1.1 и 1.2).

Цирконы трахибазальтов K2186 имеют конкордантную датировку $T=438.9\pm 6.1$ млн лет (рис. 7). Среднестатистический возраст этих кристаллов по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет $T_1=439.1\pm 6.1$ млн лет, и тогда, наиболее обоснованным можно считать возраст $T=439\pm 6$ млн лет. В пробе присутствуют кристалл 4 III типа с возрастом обеих генераций $T_3=590\pm 12$ млн лет и кр. 8, обогащенный U (984 г/т) и Th (693 г/т) с возрастом 256.1 ± 5.2 млн лет, отвечающие метасоматической разновидности.

Сообщество большинства кристаллов основного типа трахибазальтов K2125 характеризуется возрастом $T=446\pm 4$ млн лет. Удивительно, но цирконов другого возрастного уровня эта проба вообще не содержит (табл. 2).

Совокупность датировок кристаллов основного типа отражает устойчивую взаимосвязь их строения, состава и временной эволюции. Можно предположить, что подобная ситуация возможна при образовании кристаллов, связанных не только с однотипной кристаллизацией, но и с подобной эволюцией, и последующими

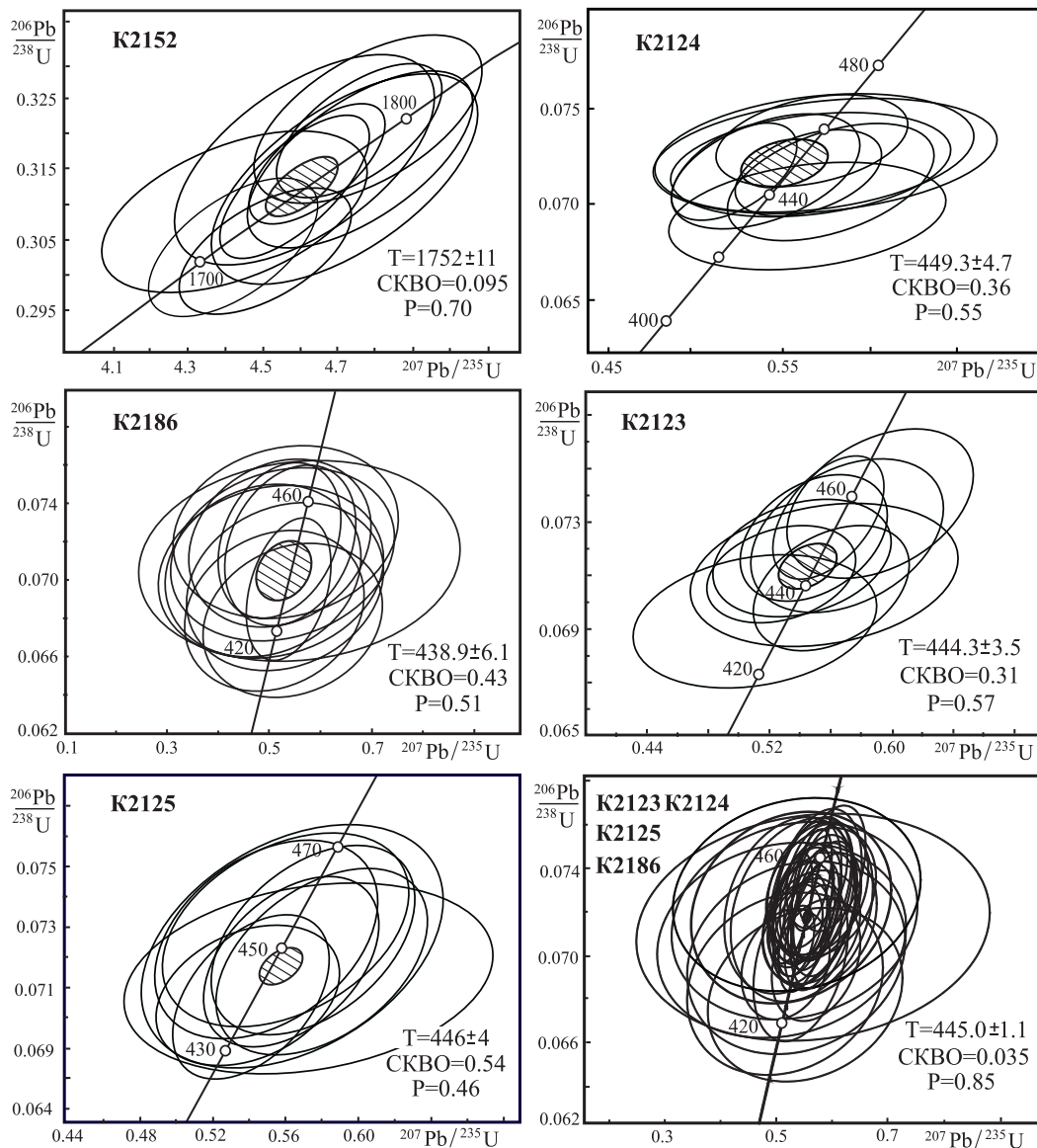


Рис. 7. U-Pb возраст цирконов из вулканитов Навышского комплекса

преобразованиями. Вклад в нее вторичных процессов, вероятно, способен нарушить некоторые признаки их генетической общности, или даже привести к разрыву частных вещественно-геохимических характеристик, но не способен лишить их информации о первичных основных условиях образования.

Возрастная сопоставимость основных типов циркона проб K2123, K2124, K2125 и K2186 позволяет оценить их итоговый возраст, соответствующий и возрасту вулканитов с датировкой $T=445$ млн лет. Ранее в качестве альтернативного возраста вулканитов рассматривался интервал 400–600 млн лет.

Заключение

Из полученных цирконовых данных следует основной вывод – вулканиты Навышского комплекса образуют полихронную систему, объединяющую и нижнерифейские образования (1750 млн лет), и палеозойские (450 млн лет). Цирконы этих возрастных групп существенно различаются и по минералогическим, и по геохимическим (U, Th, PЗЭ) свойствам, подтверждая принадлежность к различным первичным источникам. При этом необходимо

учитывать, что палеозойские цирконы магматической природы распространены на значительной территории, и не могут рассматриваться как преобразованные древние разновидности, т. е. как относящиеся к метаморфогенному типу. В то же время незначительное влияние на них метасоматических процессов не отрицается.

Ситуацию с навышскими вулканитами заметно усложняет присутствие среди них цирконов и палеопротерозойского (2000–2100 млн лет) и неопротерозойского (550–600 млн лет) возраста, а также метасоматических разновидностей с возрастом 250–360 млн лет. А если посмотреть на этот вопрос шире, то обнаруживается, что и проявления машакского магматизма среднего рифея также накладываются на область развития айской свиты, еще больше усложняя и запутывая взаимоотношения магматических комплексов. Достаточно длительное по времени (от 1752 млн лет до 450 млн лет) и неоднократное проявление магматизма (вулканизма) на рассматриваемой территории, вероятнее всего, обусловлено повторяющимися плюмовыми процессами, которые отчасти реанимировали, разогрели и вовлекли в повторное плавление магматические очаги предыдущих этапов и создавали новые очаги.

Особенностью навьшских вулканитов палеозойского возраста является их достаточно широкое распространение в границах вулканогенно-осадочных образований айской свиты нижнего рифея и тесная сопряженность как с рифейскими вулканитами, так и с осадочными породами айской свиты. Однако раннерифейский (а не палеозойский) возраст последней получил в настоящее время убедительное подтверждение благодаря изучению детритовых цирконов из этой свиты (Романюк и др., 2018). Мы специально отобрали образцы айской свиты в непосредственной близости от палеозойских вулканитов на р. Ушат, и изучение цирконов из них дало тот же результат. Для того чтобы выделить палеозойские вулканиты в разрезе и по латерали, необходимо проведение новых целенаправленных исследований на современном уровне, включая более тщательный анализ и цирконов, и вулканитов, и геологической ситуации, относящейся к их происхождению, развитию и существованию.

Финансирование

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (темы гос. заданий № АААА-А19-119072990020-6 и АААА-А18-118052590032-6) и Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087).

Литература

- Богатиков П.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. (1987). Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 152 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н., Маслов А.В., Сергеева Н.Д., Бибилова Е.В., Генина Л.А., Ронкин Ю.Л. (1989). Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 208 с.
- Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. (1992). Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея. *Изв. АН РАН, сер. геол.*, 6, с. 25–41.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013). Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. АН*, 448(4), с. 437–442.
- Ленных В.И., Петров В.И. (1974). О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса. *Вулканизм Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, с. 146–164.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н. (2018). Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TERRANECHROME®». *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(1), с. 1–37.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993). Межведомственный Стратиграфический Комитет России. 151 схема. Екатеринбург, 152 с.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006). Geodynamical characterization of Precambrian magmatic suites of the south-eastern margin of the east European craton, Southern Urals, Russia. Ufa, 54 p.

Hoskin P.W. (2005). Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alternation of hydrothermal zircon from the Jack-Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69(3), pp. 637–648.

Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018). Polychronous Zirconology of Navysh Volcanics of the Ai Formation (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 478(1), pp. 56–61. DOI: 10.1134/S1028334X18010038

McDonough W.F., Sun S.S. (1995). The Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, pp. 223–253.

Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1–35.

Сведения об авторах

Артур Антонинович Краснобаев – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник
Институт геологии и геохимии УрО РАН
Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15

Виктор Николаевич Пучков – доктор геол.-мин. наук, профессор, главный научный сотрудник, член-корреспондент РАН,
Институт геологии и геохимии УрО РАН
Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15

Нина Дмитриевна Сергеева – канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
Институт геологии УФИЦ РАН
Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2

Софья Владимировна Бушарина – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник
Институт геологии и геохимии УрО РАН
Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15

Статья поступила в редакцию 12.03.2020;

Принята к публикации 21.08.2020; Опубликована 11.12.2020

IN ENGLISH

Polychronous zircons of volcanics of the Navysh complex of the Lower Riphean Ai Formation (Southern Urals)

A.A. Krasnobaev¹, V.N. Puchkov¹, N.D. Sergeeva^{2*}, S.V. Busharina¹

¹Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian

²Institute of Geology of the Ufimian Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

*Corresponding author: Nina D. Sergeeva, e-mail: riphey@ufaras.ru

Abstract. The volcanics of the Navysh complex of the Lower Riphean Ai Formation in the Southern Urals are well studied petrochemically and dated by several methods. In 2013 zircons from a trachybasalt porphyrite (sample 2152) gave a concordant SHRIMP date 1752±11 Ma, which was used as a fundamental for the lower boundary of the Riphean with no special arguments against it. The later attempts to repeat this date for the Navysh volcanics were not successful:

the collected zircons were either more ancient (> 2500 Ma), or more young (< 500 Ma). From the beginning, the zircons with such ages were regarded as xenogenic or secondary metasomatic, or belonging to paleozoic dykes intruding the Riphean volcanics. However, the clearly expressed mineralogical properties of the Paleozoic zircons and their frequent presence in volcanics, not dykes, led to a conclusion that the zircons and Navysh volcanics, containing them, and

exposed within the area of development of the Ai Formation, are polychronous. To support this conclusion, the authors studied in more detail the zircons of the Navysh trachybasalts, developed in the Ai Formation.

The main conclusion, obtained from this new data, was that the volcanics attributed to the Navysh complex, form a polychronous system, including both the Lower Riphean (1750 Ma) and Paleozoic (450 Ma) rocks. The zircons of these age groups differ in their mineralogical and geochemical properties supporting the idea that they belong to different primary sources which may be due to repeating plume processes, which partly reanimated – heated and melted-rocks of the previous cycle and/or created new sources of melts.

Keywords: Riphean, Paleozoic, zircons, volcanics, Ai Formation, Sothern Urals

Recommended citation: Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2020). Polychronous zircons of volcanics of the Navysh complex of the Lower Riphean Ai Formation (Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 22(4), pp. 101–112. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.101-112>

Acknowledgments

The studies were carried out in accordance with the plans of research work of Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences (State Contracts No. AAAA-A19-119072990020-6 and AAAA-A18-118052590032-6) and the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (State Contract No. 0246-2019-0087).

References

- Bogatikov P.A., Kosareva L.V., Sharkov E.V. (1987). The average chemical compositions of igneous rocks. Moscow: Nedra, 152 p. (In Russ.)
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006). Geodynamical characterization of Precambrian magmatic suites of the south-eastern margin of the east European craton, Southern Urals, Russia. Ufa, 54 p.
- Hoskin P.W. (2005). Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alternation of hydrothermal zircon from the Jack-Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69(3), pp. 637–648.
- Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Larionov N.N., Maslov A.V., Sergeeva N.D., Bibikova E.V., Genina L.A., Ronkin Yu.L. (1989). Lower Riphean of the Southern Urals. Moscow: Nauka, 208 p. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Bibikova E.V., Ronkin Yu.L., Kozlov V.I. (1992). Geochronology of volcanic rocks of the Ai Formation and isotopic age of the lower boundary of the Riphean. *Izv. AN RAN. Ser. geol.*, 6, pp. 25–41. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013). Zirconology of the Navysh volcanic rocks of the Ai Formation and the problem of the age of the lower Riphean border in the Southern Urals. *Dokl. AN*. 448 (4), pp. 437–442. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018). Polychronous Zirconology of Navysh Volcanics of the Ai Formation (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 478(1), pp. 56–61. DOI: 10.1134/S1028334X18010038

Lennykh V.I., Petrov V.I. (1974). About potassium alkaline basaltoids in the frame of the taratash complex. *Vulkanizm Yuzhnogo Urala*. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, pp. 146–164. (In Russ.)

McDonough W.F., Sun S.S. (1995). The Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, pp. 223–253.

Romanyuk T. V., Kuznetsov N. B., Belousova E. A., Gorozhanina V. M., Gorozhanina E. N. (2018). Paleotectonic and paleogeographic conditions of accumulation of the Lower Riphean Ai Formation of the Bashkir Rise (Southern Urals) based on the study of detrital zircons by the method «TERRANECHRON®». *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(1), pp.1–37. (In Russ.)

Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia. Yekaterinburg. 1993. 151 scheme. 152 p. (In Russ.)

Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1–35.

About the Authors

Artur A. Krasnobaev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher

Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences
15, Ac. Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Victor N. Puchkov – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Chief Researcher, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences,

Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences
15, Ac. Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Nina D. Sergeeva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher

Institute of Geology of the Ufimian Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences
16/2 K. Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation

Sofia V. Busharina – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher

Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences
15, Ac. Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Manuscript received 12 March 2020;

Accepted 21 August 2020;

Published 11 December 2020