

УДК 550.93: 234.853

## ЦИРКОНОЛОГИЯ НАВЫШСКИХ ВУЛКАНИТОВ АЙСКОЙ СВИТЫ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ РИФЕЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2013 г. А. А. Краснобаев, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, В. И. Козлов, Н. Д. Сергеева, С. В. Бушарина, Е. Н. Лепехина

Поступило 09.07.2012 г.

DOI: 10.7868/S086956521304021X

Вулканиды навашского комплекса залегают в основании айской свиты нижнего рифея бурзянской серии (бурзяния) Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Они представляют практически единственный объект, пригодный по вещественно-геологическим и геохронологическим критериям для определения возраста нижней границы не только айской свиты, но и всего стратотипического рифейского разреза Южного Урала.

В составе навашских вулканитов преобладают эффузивы (лавы трахибазальтов и трахидолеритов, лавовые брекчии), отмечаются жильные и субвулканические тела (долериты, реже дацитовые порфиры). Достаточно подробно особенности строения, состава, метасоматических и динамических преобразований вулканогенных и осадочных пород бурзяния рассмотрены в работах [1–3].

Комплексное применение K–Ar-, Rb–Sr- и U–Pb-методов позволило установить возраст вулканитов навашского комплекса на уровне  $1615 \pm 45$  млн лет, а возраст их преобразований, обусловленный процессами бостонитизации, в  $630 \pm 60$  млн лет. Кроме того, в [2] были также детально описаны минералого-геохимические свойства цирконов, присутствие в них различных, в том числе расплавных включений, отмечено сосуществование последовательных генераций, участие коррозионных процессов и дробления, перераспределение примесей и влияние метамиктности. Наряду с существенными вариациями возрастных изотопных отношений у большей части цирконов (от 670 до 1490 млн лет) выделены и фракции с кон-

кордантными датировками, отвечающими возрасту  $1350 \pm 15$  млн лет.

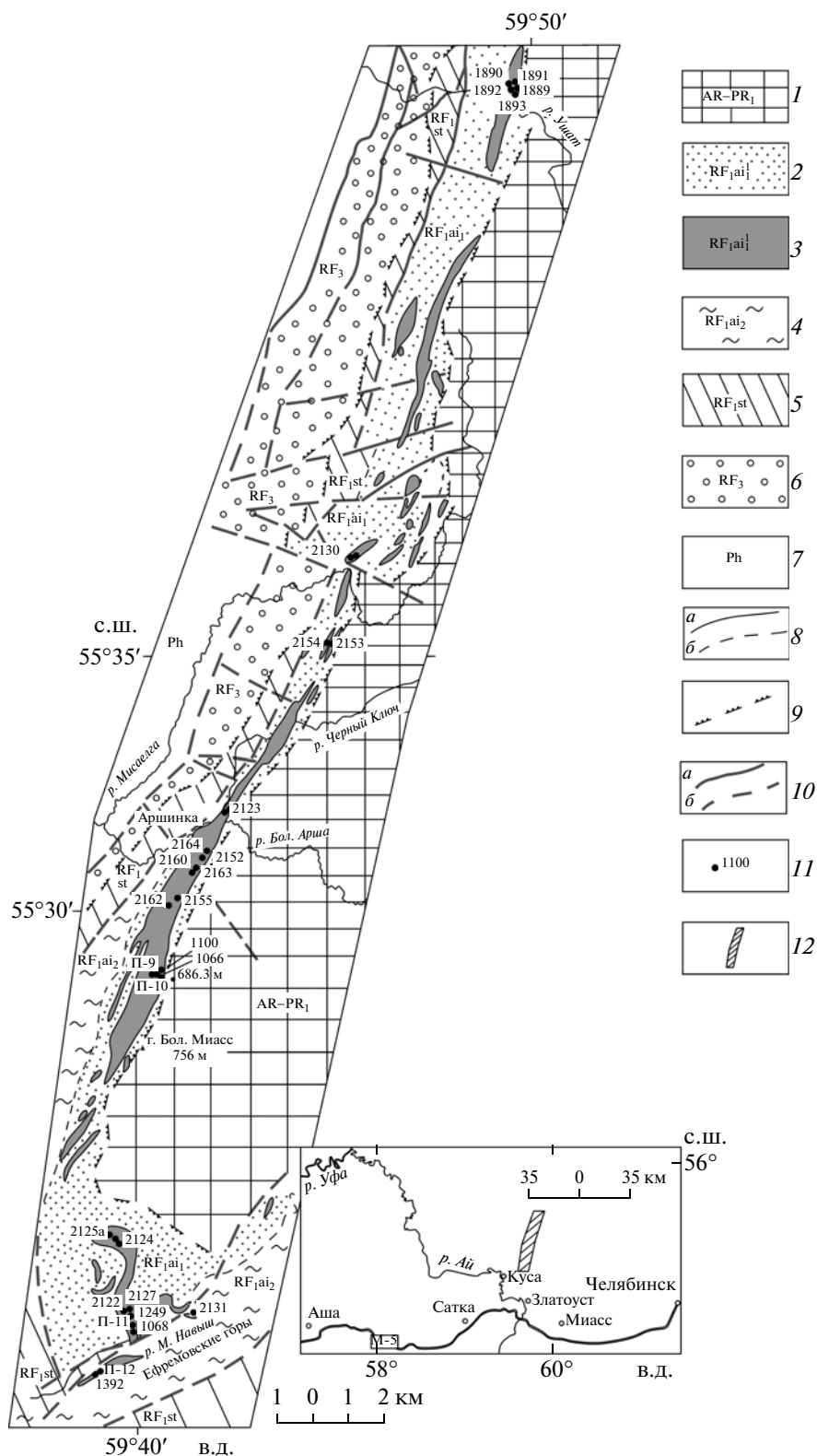
Многие годы эта датировка навашских вулканитов использовалась для обоснования возрастного положения нижней границы рифея в различных стратиграфических схемах, включая и стратиграфическую схему докембрия России [4], и шкалу геологического времени У.Б. Харленда и др. [5] на уровне 1650 млн лет. С развитием современных методов изотопных исследований появилась возможность уточнить возрастное “содержание” полученной датировки и более пристрастно оценить ее соответствие геологической информации о временных границах подразделений рифейских разрезов Южного Урала. По методике SHRIMP [6] были исследованы цирконы из новых проб вулканитов навашского комплекса. Результаты оказались обескураживающими. В двух пробах на руч. Ушат (рис. 1) цирконы из базальтоидов, всеми предыдущими исследователями включавшихся в состав навашского вулканогенного комплекса, были датированы  $441.8 \pm 8.2$  и  $437 \pm 11$  млн лет; этот уровень был прослежен и в других районах Башкирского мегантиклинория [7]. В 11 пробах возрастные параметры цирконов укладывались в интервал 1350–1400 млн лет, указывая тем самым на машакский (среднерифейский) уровень их образования, что не только усложняло задачу, но и противоречило всему объему накопленных знаний. Продолжению работ способствовали вновь полученные данные о строении кристаллов, отражающие их полигенную природу. Подтверждением этого заключения служат и структурные, и возрастные особенности кристаллов (рис. 2), выделенных из мелкозернистого порфировидного андезита, расположенного на левом берегу р. Малый Навыш у подножья СЗ склона Ефремовских гор (пр. 1392, рис. 1).

На примере кристаллов 1–5 (из 24 измеренных) видно, как происходит замещение ранних генераций, как снижаются цифры их возраста (по

*Институт геологии и геохимии  
Уральского отделения Российской Академии наук,  
Екатеринбург*

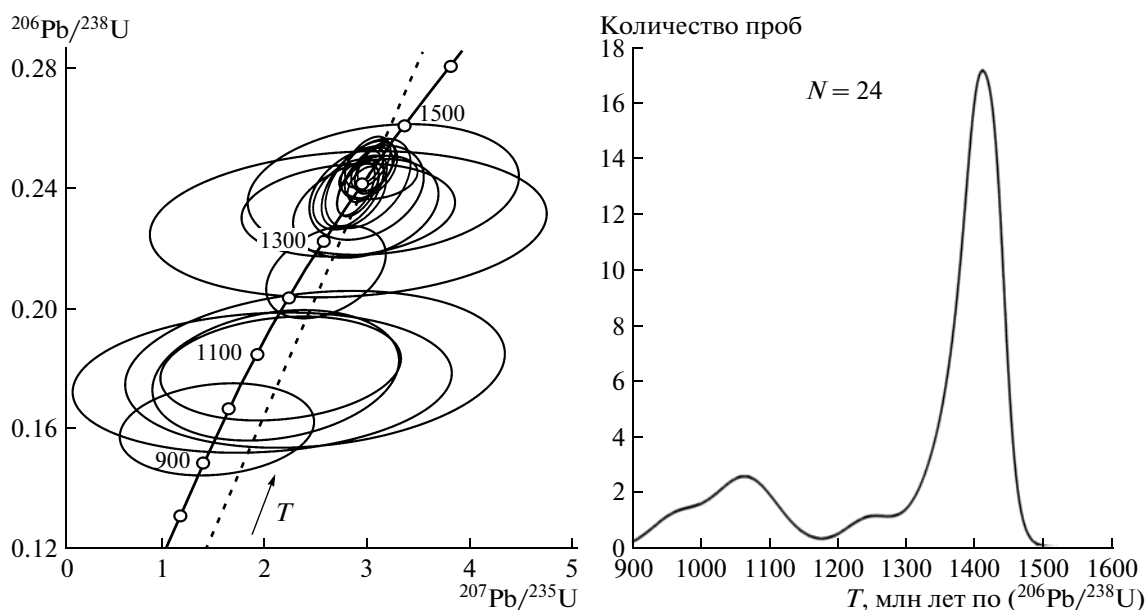
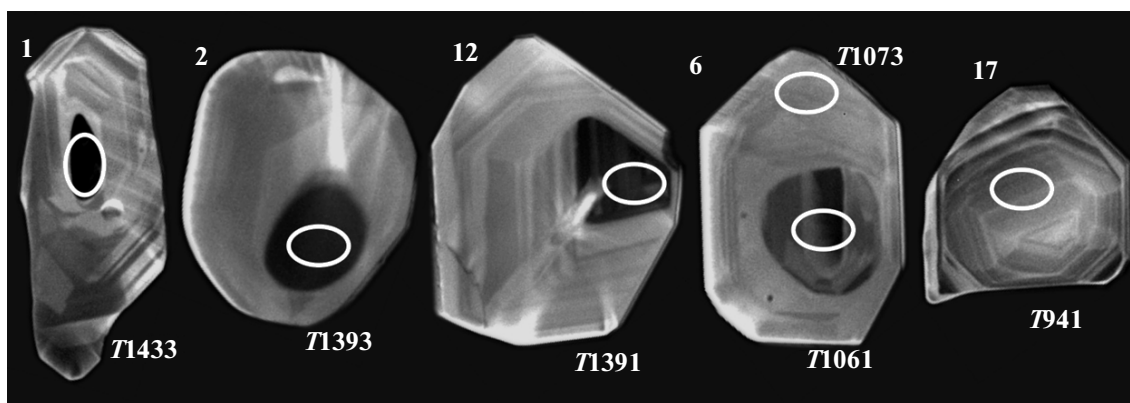
*Институт геологии Уфимского научного центра  
Российской Академии наук*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург*



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта распространения навишских вулканитов айской свиты на западном крыле Тараташской антиклинали с точками отбора проб на циркон. Составила Н.Д. Сергеева по материалам [1, 4]. 1 – архей-раннепротерозойские образования тараташского комплекса; 2–5 – отложения нижнего рифея: 2–4 – айской (2 – навишская подсвита, 3 – навишские вулканиты, 4 – чудинская подсвита) и 5 – саткинской свит; 6 – нерасчлененные отложения верхнего рифея; 7 – отложения фанерозоя; 8 и 9 – стратиграфические контакты: установленные (8а), предполагаемые (8б), несогласные (9); 10 – тектонические контакты: установленные (а), предполагаемые (б); 11 – место отбора пробы на циркон и ее номер; 12 – (на обзорной схеме) район исследования.

1392

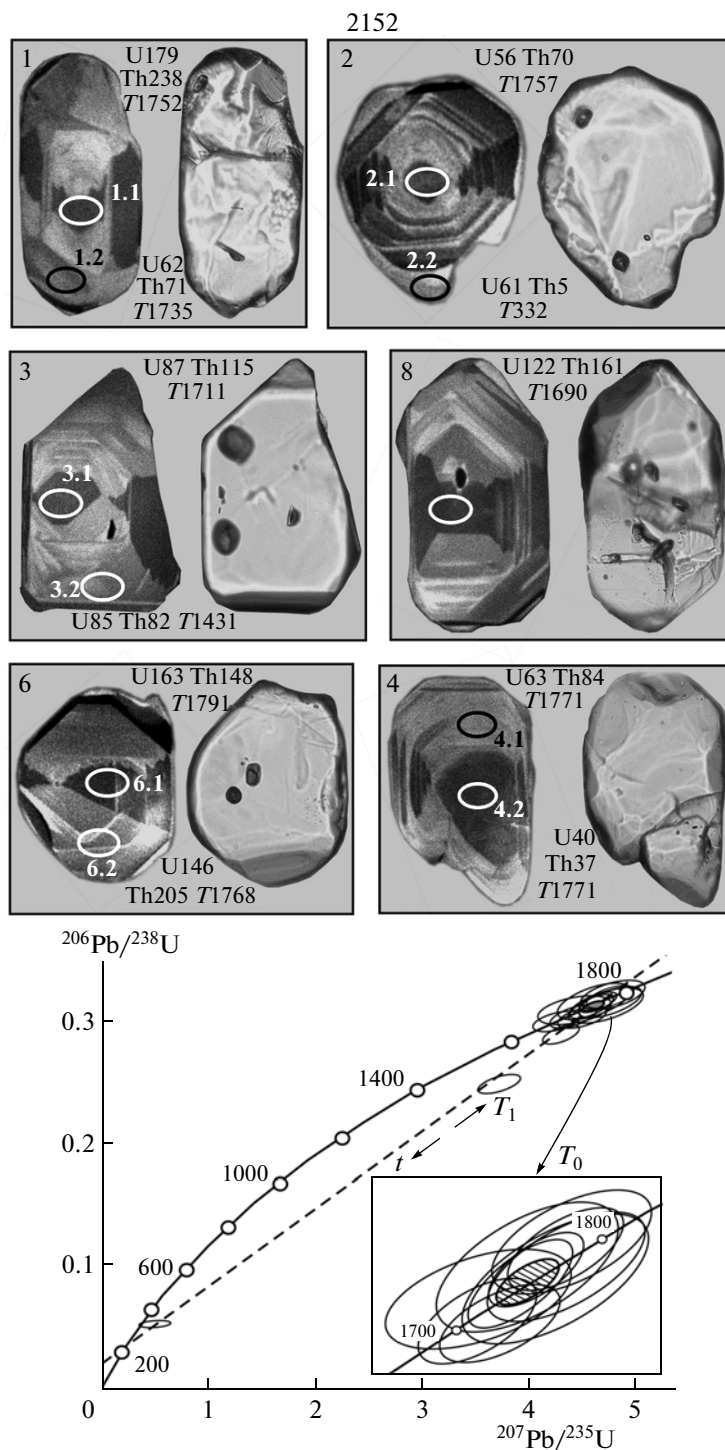


**Рис. 2.** Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов порфировидного андезита (пр. 1392) навышского комплекса.  $T = 1403 \pm 25$  млн лет,  $t = 0 \pm 50$  млн лет, СКВО = 0.24. Числа у кристаллов – возраст по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), причем иногда и реликтовые, и новообразованные (преобразованные) части кристаллов по возрастным параметрам могут практически совпадать. Интегральная датировка всего сообщества полигенных кристаллов пробы 1392, подобных кристаллам 1–5 на рис. 2, определяет их возраст  $T = 1403 \pm 25$  млн лет, а гистограмма распределения датировок отдельных кристаллов свидетельствует о присутствии среди них и более омоложенных зерен. Отсюда следует вывод о том, что датировка  $T$  не может рассматриваться как индикатор реального возраста цирконов, т.е. является явно заниженной. Аналогичная ситуация наблюдалась и с цирконами остальных исследованных проб вулканитов. Кроме того, дополнительным стимулом продолжить исследования служили встречавшиеся во многих пробах единичные зерна с возрастными 1500–1700 млн лет и более. На основании обобщения всех этих данных мы и сделали вы-

вод о том, что возраст нижней границы рифея должен быть близким 1700 млн лет [8].

Была отобрана новая партия (пять) проб навышских вулканитов, и проведены новые исследования цирконов. Лишь одна из них (пр. 2152, трахибазальтовый порфирит, рис. 1), отобранная в 1 км юго-восточнее д. Аршинка ( $55^{\circ}31'41.7''$  с.ш. и  $059^{\circ}40'48.5''$  в.д.), нарушила столь удручающую и уже “привычную” традицию. По составу (ppm; La–52.435; Ce–96.947; Pr–14.862; Nd–61.790; Sm–11.677; Eu–3.618; Gd–9.162; Tb–1.247; Dy–7.037; Ho–1.322; Er–3.694; Tm–0.498; Yb–3.107; Lu–0.442; Cs–0.316; Rb–82.330; Th–4.005; U–0.981; Pb–4.304; Ba–494.936; Nb–20.359; Ta–1.117; Be–0.976; W–0.394; Sr–37.981; Zr–241.633; Hf–5.550; Li–25.235; Ho–1.322; Y–29.682; Ti–14883.673; Cu–39.151; Sc–25.082; V–213.240; Co–41.242; Ni–54.265; Cr–47.568) редких и редкоземельных элементов эта проба сопоставима с обога-



**Рис. 3.** Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов трахибазальтового порфирита навышского комплекса, пр. 2152 (табл. 1). Числа у кристаллов: U, Th, ppm, T, млн лет (по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). Параметры дискордии:  $T_1 = 1752 \pm 18$  млн лет,  $t = 227 \pm 94$  млн лет, СКВО = 1.01;  $T_0 = 1752 \pm 11$  млн лет, СКВО = 0.12,  $P = 0.73$ .

ценными верхнекоровыми образованиями, причем подобные составы айских вулканитов были известны и ранее [9].

Цирконы этой новой пробы отличаются от всех ранее изученных и по сохранности, и по составу, и

по возрастным показателям (табл. 1, рис. 3, 4). Минералогическую специфику (рис. 3) им создает секториальное строение с четкими границами пирамид роста, существующим с момента зарождения (!) у большинства кристаллов (отчетливо —

Таблица 1. U–Pb-возраст цирконов айской свиты (проба К 2152)

Кри- сталл. Кратер	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, ppm			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - возраст, млн лет	$D$ , %	Изотопные отношения						$Rho$
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$				$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ , ±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ , ±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ , ±%				
1.1	0.10	179	238	48	1.38	$1752 \pm 20$	-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	$1735 \pm 24$	-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	$1757 \pm 29$	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	$332.1 \pm 7.0$	162	0.068	12	0.496	12	0.0529	2.2	0.177
3.1	0.12	87	115	22.7	1.37	$1711 \pm 19$	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	$1431 \pm 17$	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	$1771 \pm 30$	-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	$1771 \pm 25$	1	0.1093	2	4.76	2.6	0.3161	1.6	0.641
5.1	—	121	160	31.5	1.36	$1707 \pm 18$	3	0.1077	1.8	4.504	2.1	0.3033	1.2	0.554
5.2	0.20	51	48	14	0.98	$1798 \pm 23$	-2	0.1078	2.2	4.78	2.6	0.3217	1.5	0.568
6.1	0.00	146	205	39.6	1.45	$1768 \pm 16$	-1	0.1067	1.2	4.643	1.6	0.3155	1.1	0.672
6.2	0.07	163	148	44.8	0.94	$1791 \pm 19$	-2	0.1078	1.5	4.759	1.9	0.3202	1.2	0.618
7	0.00	150	206	37.2	1.42	$1638 \pm 15$	8	0.1077	1.2	4.298	1.6	0.2893	1.1	0.661
8	0.31	122	161	31.4	1.37	$1690 \pm 17$	-1	0.1031	1.9	4.263	2.2	0.2998	1.1	0.518

Примечание. Погрешность  $\pm 1\sigma$ ,  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0.37%. Коррекция по  $^{204}\text{Pb}$ .  $D$  — дискордантность.  $Rho$  — коэффициент корреляции.

кр. 2, 3, 6). У некоторых кристаллов проявляются и признаки незначительных изменений (размытость контуров ранних генераций, следы дробления), и появление новообразованных выростов (кр. 2, 2.2). Сопоставление U и Th в цирконах (табл. 1, рис. 4) четко отвечает единому тренду образования их последовательных генераций при постепенном снижении в них U и Th, что отражает их магматическое (с признаками анатектического) происхождение. Аномальная относительно основной разновидности цирконов природа выроста кристалла 2 (2.2) проявляется по резкому снижению Th.

О высокой сохранности цирконов свидетельствуют близкие, практически конкордантные значения возраста по различным изотопным отношениям для большинства кристаллов и тесное (“кластерное”) расположение их аналитических данных вблизи конкордии (табл. 1, рис. 3). Для всех исследованных кристаллов (14 зерен), включая и преобразованные, что проявляется по параметру  $D$  (табл. 1), получена дискордия с параметрами  $T_1 = 1752 \pm 18$  млн лет и  $t = 227 \pm 94$  млн лет, СКВО = 1.01. Первая цифра может рассматриваться как показатель возраста цирконов вулканитов, а вторая цифра — как результат их “позднеуральских” преобразований. Несколько уточнить датировку  $T_1$  можно по кристаллам, испытавшим минимальные преобразования, т.е. максимально отвечающим параметрам “первичной субстанции” (кр. 1.1, 1.2, 2.1, 3.1, 4.1, 4.2, 5.1, 5.2, 6.1, 6.2). Полученное для них значение возраста  $T_0 = 1752 \pm 11$  млн лет практически подтверждает предыдущую и макси-

мально (с пониженной ошибкой) отвечает возрасту самих вулканитов. Этот возрастной рубеж является индикаторным не только для навышских вулканитов, но и для нижней границы всего

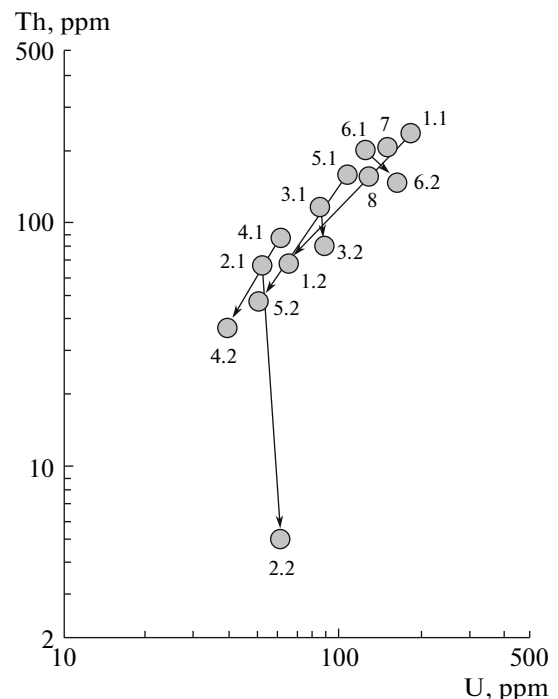


Рис. 4. U и Th в цирконах трахибазальтового порфири (пр. 2152) навышского комплекса. Числа у точек — номера кристаллов (табл. 1), стрелками соединены ранние–поздние генерации.

рифейского разреза Южного Урала. Он не противоречит данным о наиболее молодом возрасте гранитизации в условиях амфиболитового метаморфизма в кристаллическом фундаменте этого региона  $1777 \pm 79$  млн лет [10]. Отсюда следует, что при разработке нового варианта стратиграфической шкалы докембрия России наиболее вероятная датировка этого рубежа может определяться значением, близким к 1800 млн лет. Кроме того, реализация этого предложения сможет устранить некоторые противоречия, возникающие при корреляционных сопоставлениях протерозойских частей разрезов России и Китая [11] и в первую очередь разрезов нижнего рифея и системы Chang-cheng в границах 1400–1800 млн лет. В связи с примерным совпадением возраста нижнего рифея и системы Chang-cheng логично было бы предложить переместить нижнюю границу мезопротерозоя Международной шкалы на уровень около 1800 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проектов 12–У–5–1040 и 09–05–00845–а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
2. Краснобаев А.А., Бибикина Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–41.
3. Ленных В.И., Петров В.И. Вулканизм Южного Урала // Тр. Ильмен. заповедника. 1974. В. 12. С. 146–164.
4. Шуркин К.А., Бибикина Е.В., Фук В.Л. и др. В сб.: Тезисы докл. II Всесоюзного совещания “Общие вопросы расчленения докембрия СССР”. Уфа: АН СССР, 1990. С. 3–9.
5. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевелин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
6. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
7. Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Геологический сборник № 9. Информационные материалы. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 2011. С. 36–43.
8. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Геологический сборник № 6. Информационные материалы. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 2007. С. 3.
9. Богатилов О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.
10. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. // ДАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 803–807.
11. Bekker Yu.R., Kozlov V.I., Puchkov V.N., et al. Riphean and Vendian Reference Sections of the South Urals. Field Trip Guide. Saint Petersburg, 2006. 70 p.