

А. А. Краснобаев<sup>1</sup>, В. Н. Пучков, Н. Д. Сергеева, С. В. Бушарина<sup>1</sup>

## ЦИРКОНЫ И ЦИРКОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОВ НОВОУСМАНОВСКОГО (АРТЛЫШСКОГО) МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Новоусмановский (Артлышский) гранитный массив (НУМ) находится в районе г. Артлыш в 1,5 км западнее д. Новоусманово на западном склоне Южного Урала и приурочен к восточному борту Зилаирского синклинали (рис. 1А). Интрузивное тело гранитов было обнаружено в 1959 г. А.В. Ключихиным [Геологическая карта..., 1966], и, согласно геологической интерпретации этого автора (рис. 1Б), граниты находятся в ядре Новоусмановской брахиантиклинали и прорывают отложения белекейской свиты венда суванякского комплекса, непосредственных контактов с которыми не было обнаружено. Западнее и юго-западнее гранитов обнажаются песчаники верхнего ордовика (не датированные палеонтологически), залегающие на гранитах с размывом (не имеют признаков контактового метаморфизма, а в составе песчаников отмечены цирконы, сходные по внешним признакам с цирконами, содержащимися в гранитах).

На песчаниках ордовика с размывом залегают черные сланцы «углисто-глинистые и глинисто-кремнистые и зеленовато-серые глинистые, содержащие линзы известняков серого цвета с остатками *Thamnopora* sp., *Parastriatopora* sp., характерными для силурийской системы (заключение Н.Я. Спасского)» [Геологическая карта..., 1966]. Сланцы силура перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего девона.

В результате съемочных работ масштаба 1:200 000 листа N-40-XXVIII [Государственная геологическая..., 2008] новоусмановские граниты отнесены к Кананикольскому габбро-гранитовому гипабиссальному раннекаменноугольному комплексу ( $vC_1k$ ), который объединяет разрозненные дайки габбро, долеритов и гранитов, прорывающие ордовикские, силурийские и девонские отложения Зилаиро-Левминской структурно-формационной зоны. К этому комплексу ранее относились лишь дайки базитов в районе с. Кананикольское [Геологическая карта..., 2002]. Отложения, вмещающие новоусмановские граниты, выделены в новую новоусмановскую толщу ранне-среднедевонского возраста. При построении карты использованы новые находки фауны [Государственная геологическая..., 2008] (рис. 1В).

Дополнительная информация о возрасте массива, содержащаяся в двух монографиях, и скудна, и противоречива. По данным А.А. Алексеева [1984],

НУМ относится к гранитной формации кудашко-вендского возраста и сопоставим с гранитами Ахмеровского массива, расположенного в центральной части Белорецкого метаморфического комплекса на Южном Урале. Однако полученная в недавнее время U-Pb датировка  $1381 \pm 23$  млн лет (SIMS SHRIMP II) цирконов из гранитов Ахмеровского массива [Краснобаев и др., 2007] указывает на его связь с машакским магматизмом среднего рифея.

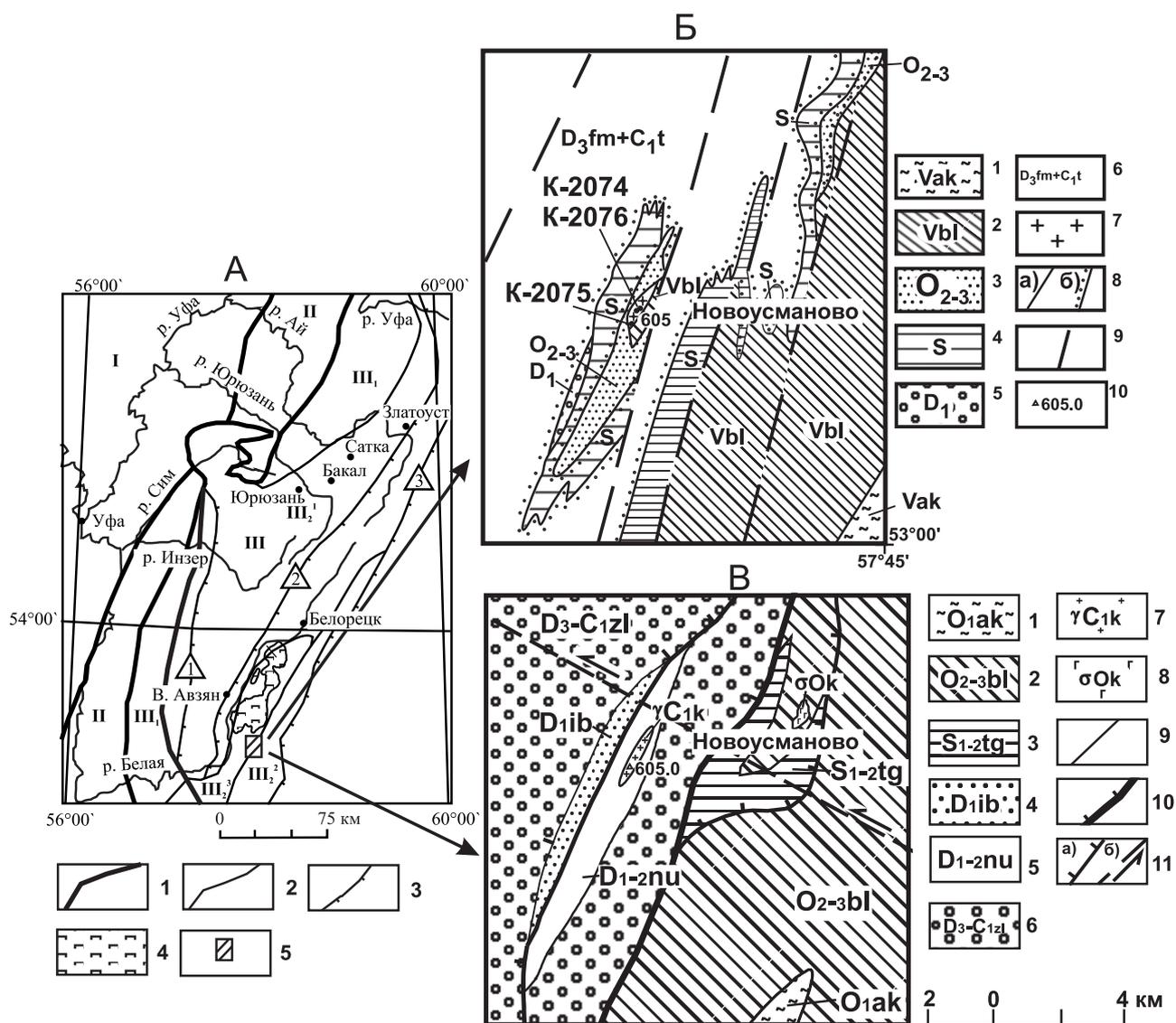
Альтернативой можно считать заключение о связи массива с позднедевонско-раннекаменноугольными тектоническими процессами, обусловленными коллизией Восточно-Европейского континента с островной дугой [Рыкус и др., 2002]. В подтверждение приводятся полученные «кинетическим Pb-Pb методом» датировки цирконов  $340 \pm 10$  млн лет и  $710 \pm 10$  млн лет, из которых первая отвечает возрасту массива, а вторая — возрасту кластогенных цирконов, захваченных из осадочных пород.

Для прямого решения вопроса о возрасте массива были использованы возможности методики SHRIMP [Williams, 1998] в применении к единичным кристаллам цирконов, выделенных из двух проб гранитов НУМ (K2074 находится в 150 м к СВ  $14^\circ$  от вершины г. Артлыш с отметкой 605 м; K2075 — в 200 м на ЮВ  $160^\circ$  от этой вершины).

Породы массива представляют собой серые порфирированные биотитовые плагиограниты. Они состоят главным образом из плагиоклаза (35–40%), интенсивно серицитизированного, калишпата (30–35%), кварца (23–25%), биотита (2–5%), замещенного хлоритом, окисленным рудным минералом и лейкоксеном. Состав исследованных гранитов приведен в таблице 1.

Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитах НУМ и, для сравнения, в гранитах Ахмеровского и Барангуловского массивов, приведены в табл. 2 и на рис. 2. Все граниты отвечают коровым образованиям, хотя у НУМ отчетливо проявляется недостаток тяжелых РЗЭ и имеется существенное отличие от других массивов по содержанию Cr, Nb, Y, Zr, Hf (дефицит), V, Co, Li, Sr, W, U, Cs (обогащенность). Но главный вывод, следующий из сопоставления этих данных, заключается в установлении отчетливой специфики состава гранитов НУМ, отличающей его от обоих массивов,

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург.



**Рис. 1.** Структурно-тектоническая схема Южного Урала с фрагментами геологических карт района Новоусмановского (Артышского) гранитного массива

**А** — Структурно-тектоническая схема. По В.И. Козлову [Геологическая..., 2002].

**Границы структурно-тектонических подразделений:** 1 — первого порядка; 2 — второго порядка; 3 — главные разломы: 1 — Зильмердакский, 2 — Зюраткульский, 3 — Главный Уральский, 4 — гипербазитовые массивы Крака, 5 — местоположение района работ. **Структурно-тектонические подразделения:** I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; III — Уральская складчатая система: III<sub>1</sub> — Западно-Уральская мегазона внешней складчатости, III<sub>2</sub> — Центрально-Уральская мегазона (поднятия), зоны: III<sub>2</sub><sup>1</sup> — Башкирская зона (мегантиклинорий), III<sub>2</sub><sup>2</sup> — Уфалейско-Уралтауская зона (мегантиклинорий), структуры: III<sub>2</sub><sup>3</sup> — Уралтауский антиклинорий, III<sub>2</sub><sup>3</sup> — Зилаирский синклинорий.

**Б** — Фрагмент геологической карты района Новоусмановского (Артышского) гранитного массива. По А.В. Ключихину [Геологическая карта..., 1966].

**Системы:** 1, 2 — вендская, свиты (1 — акбиикская, 2 — белекейская); 3 — ордовикская, средний и верхний отделы нерасчлененные; 4 — силурийская нерасчлененная; 5 — девонская, нижний отдел нерасчлененный; 6 — фаменский ярус девонской и турнейский ярус каменноугольной систем, объединенные; 7 — граниты Новоусмановского массива; 8, 9 — границы: 8 — стратиграфические согласные (а), несогласные (б), 9 — тектонические; 10 — высотная отметка г. Артыш.

**В** — Тот же фрагмент (А) по Ю.Г. Князеву [Государственная геологическая..., 2008].

**Системы:** 1, 2 — ордовикская, отделы: 1 — нижний, акбиикская свита, 2 — средний и верхний отделы нерасчлененные, белекейская свита; 3 — силурийская нерасчлененная, тупоргасская свита; 4 — девонская, нижний отдел, ибрагимовская толща; 5 — нижний и средний отделы девонской систем, объединенные, зилаирская свита; 7 — Кананикольский габбро-гранитовый комплекс; 8 — Кракинский комплекс дунит-гарцбургит-габбровый; 9 — геологические границы; 10–11 — разрывные нарушения: 10 — надвиги, 11 — сбросы (а) и сдвиги левые (б)

Таблица 1

## Химический состав гранитов Новоусмановского (Артлышского) массива

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
К-2074	69,22	0,40	15,06	2,47	2,15	0,03	0,85	2,00	4,40	2,50	0,38	1,30	100,76
К-2075	68,38	0,37	15,00	2,39	2,15	0,03	0,98	2,00	3,03	3,75	0,44	1,90	100,42
К-2076	70,00	0,37	15,00	2,59	2,15	0,02	1,14	1,60	3,37	1,80	0,33	1,66	99,94

Таблица 2

## Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитах Новоусмановского (К2074, К2075, К2076), Ахмеровского (К913) и Барангуловского (К1501) массивов

номер	К-2076	К-2075	К-2074	К-913	К-1501
Li	17,7154	27,7050	23,2870	13,065	2,341
Be	1,6575	1,3897	1,8810	2,415	1,884
Sc	3,9318	5,5562	4,8959	4,823	2,542
Ti	2035,6716	3472,7289	2307,6117	1491,62	1057,906
V	42,4585	57,5589	47,2288	6,104	7,528
Cr	6,4987	8,4728	8,4860	33,189	324,242
Mn	169,9294	191,9918	260,4855	188,111	184,337
Co	4,9248	5,8332	6,2064	1,742	1,666
Ni	3,2498	4,9656	5,0093	4,554	5,385
Cu	8,1834	13,1412	10,4086	11,685	12,077
Zn	53,8990	44,1510	59,7036	41,561	25,815
Ga	15,9906	18,9962	16,6370	15,025	17,704
Ge	1,2714	1,4925	1,2639	1,306	1,161
Rb	74,2291	123,2018	81,2930	85,46	22,262
Sr	214,7269	102,4957	428,2909	63,794	55,402
Y	9,7447	16,0555	12,3591	48,959	47,778
Zr	85,5751	108,1176	96,8858	160,043	127,547
Nb	22,8401	40,6441	24,4893	49,597	22,936
Mo	0,1475	0,0593	0,1556	0,662	0,362
Ag	0,4340	0,6875	0,4441	0,98	0,528
Cd	0,0605	0,0462	0,0161	0,254	0,056
Sn	2,2620	3,0954	2,4856	3,723	7,418
Sb	0,0434	0,0437	0,0502	н/о	0,315
Te	н/о	0,0116	0,0105	н/о	0,015
Cs	3,9988	4,8593	4,0494	2,683	2,373
Ba	793,7529	248,9459	888,3288	983,296	85,778
La	61,5636	72,9916	69,9213	51,062	29,171
Ce	82,0049	142,1961	90,9010	113,954	87,157
Pr	12,1716	21,5143	13,6463	16,8	12,149
Nd	41,8373	72,3345	45,9599	61,755	46,299
Sm	5,9455	10,1743	6,4425	10,979	10,798
Eu	1,1678	2,0636	1,3311	1,645	0,797
Gd	4,1425	6,4650	4,3145	9,763	11,276
Tb	0,4578	0,7673	0,5232	1,513	1,966
Dy	2,3586	4,1923	2,8236	9,615	12,947
Ho	0,4289	0,6993	0,5250	1,951	2,706
Er	1,1718	1,9030	1,4832	5,677	7,94
Tm	0,1817	0,2779	0,2225	0,84	1,189
Yb	1,1331	1,9360	1,5291	5,486	7,859
Lu	0,1800	0,3013	0,2440	0,803	1,12
Hf	2,0642	2,6191	2,3775	6,112	6,129

Таблица 2 (окончание)

номер	К-2076	К-2075	К-2074	К-913	К-1501
Ta	1,4504	3,9860	1,5702	3,348	2,321
W	0,4978	1,1128	0,6866	0,461	0,479
Tl	1,1516	0,9171	1,6352	3,025	0,147
Pb	12,4116	16,4856	20,3439	20,302	9,858
Bi	0,0973	0,0665	0,1268	0,027	0,102
Th	13,2618	18,3752	21,1011	14,435	14,38
U	3,2649	3,8655	2,2748	2,479	2,541

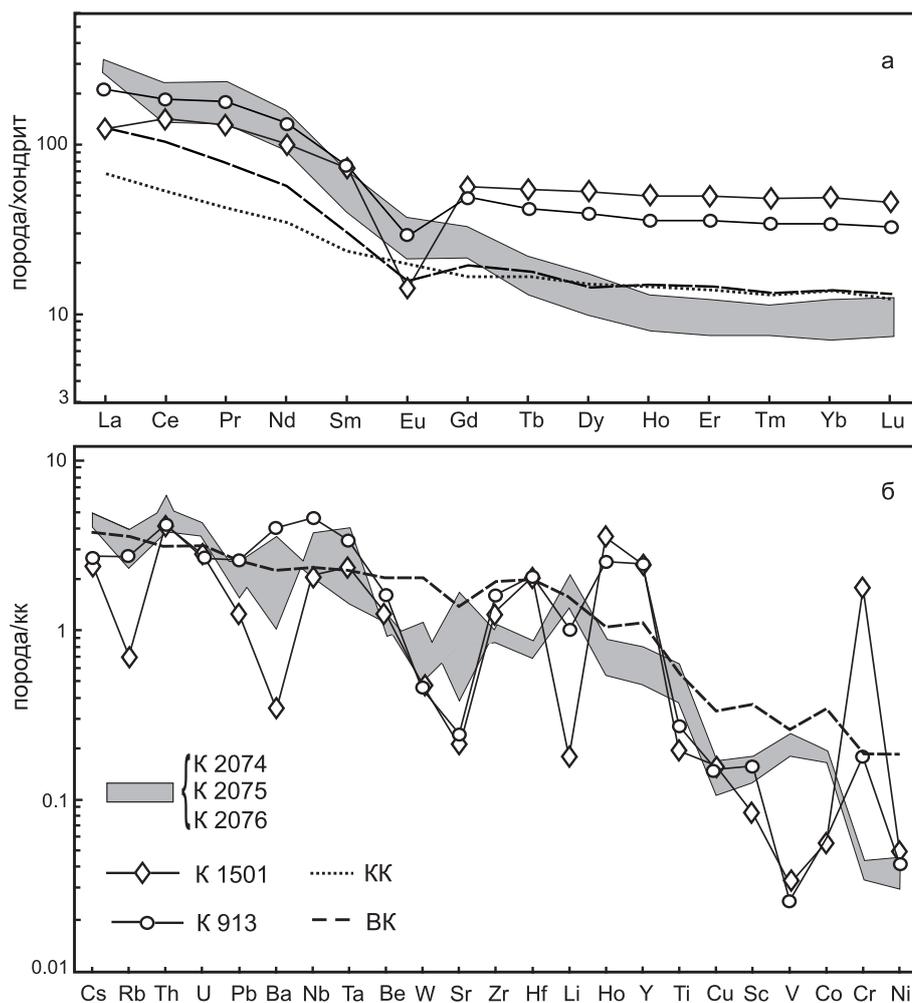


Рис. 2. Редкие и редкоземельные элементы в гранитах Новоосмановского (К2074, К2075, К2076), Барангуловского (К1501) и Ахмеровского (К913) массивов

КК — континентальная кора, ВК — верхняя кора — по [Богатиков и др., 1987], хондрит — по [McDonogh, Sun, 1995]

использованных для сравнения. В первую очередь это касается Ахмеровского массива, геологическое сходство с которым предполагалось ранее [Алексеев, 1984].

Цирконы гранитоидов НУМ характеризуются серовато-коричневатой окраской различной тональности, высоким идиоморфизмом, варьируют от стеклоподобных прозрачных до существенно затем-

ненных или непрозрачных. Специфику им придает зональное строение III типа, известное также как грубое, широкополосное или зонарное. Кристаллы с зональностью I типа (тонкой, осциляционной) и с зональностью II типа (промежуточной, миксовой) встречаются как единичные. Отдельные полосы зональности III включают несколько тонких полос, характерных для зональности I, и, кроме того, им

могут соответствовать синхронно образованные отдельные кристаллы. Особое место занимают кристаллы с зональностью IV типа, которая появляется при замещении ранних генераций поздними, образуя при этом сложные, порой не поддающиеся расшифровке пятнистые структуры гетерогенных кристаллов. Кроме того, их проявления при различных методах фиксации (оптических, CL, BSE) могут существенно различаться. Тем не менее предлагаемое «структурирование» в настоящее время приобретает важное значение, поскольку существующие методы позволяют анализировать широкие полосы как отдельные фазы многофазного объекта, получая при этом информацию о временных и геохимических особенностях его формирования. Некоторые особенности строения зональных кристаллов были рассмотрены ранее [Краснобаев, 1986], а практическое применение такого подхода к анализу зональных цирконов — в работе [Краснобаев и др., 2007].

На примере кристаллов А–Ж (рис. 3а) показаны различные варианты сочетания фаз. По оптическим данным, полученным в проходящем свете, кристаллы А–Б можно рассматривать как однофазные, а кристаллы В–Г–Д — как, соответственно, двух-, трех- и четырехфазные образования. Следует помнить, что при оптических исследованиях проявление деталей строения кристаллов во многом зависит и от условий системы, и от их размеров или облика. Кроме того, гетерогенность с выделением зон кристаллов иногда определяют первичные включения (кристаллы З, И), а по «рисунку» катодolumинесценции (кристалл Ж) порядок появления

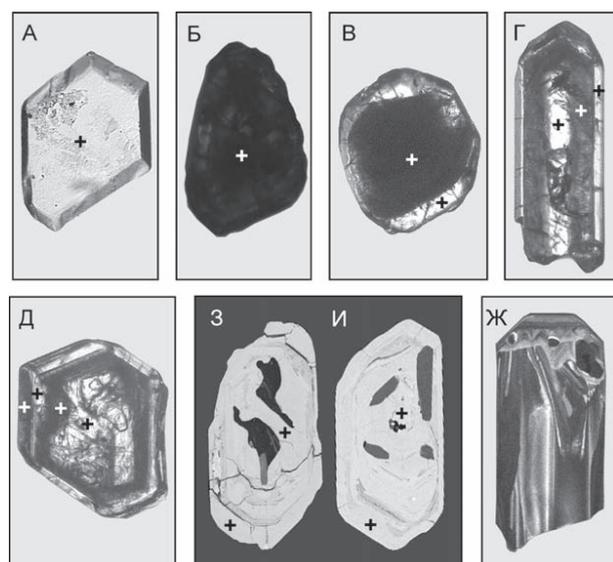


Рис. 3а. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов гранитов Новоусмановского массива. Крестики — вероятные фазы в А–Д по оптическим данным (проходящий свет), З–И — по BSE, Ж — по CL.

зон часто установить невозможно, что связано и с замещением ранних зон (фаз) поздними (зональностью IV типа), а также с постепенными переходами между ними. Краевая (периферическая) фаза гетерогенных кристаллов может и не соответствовать конечной, завершающей процесс цирконообразования. Несмотря на некоторую условность

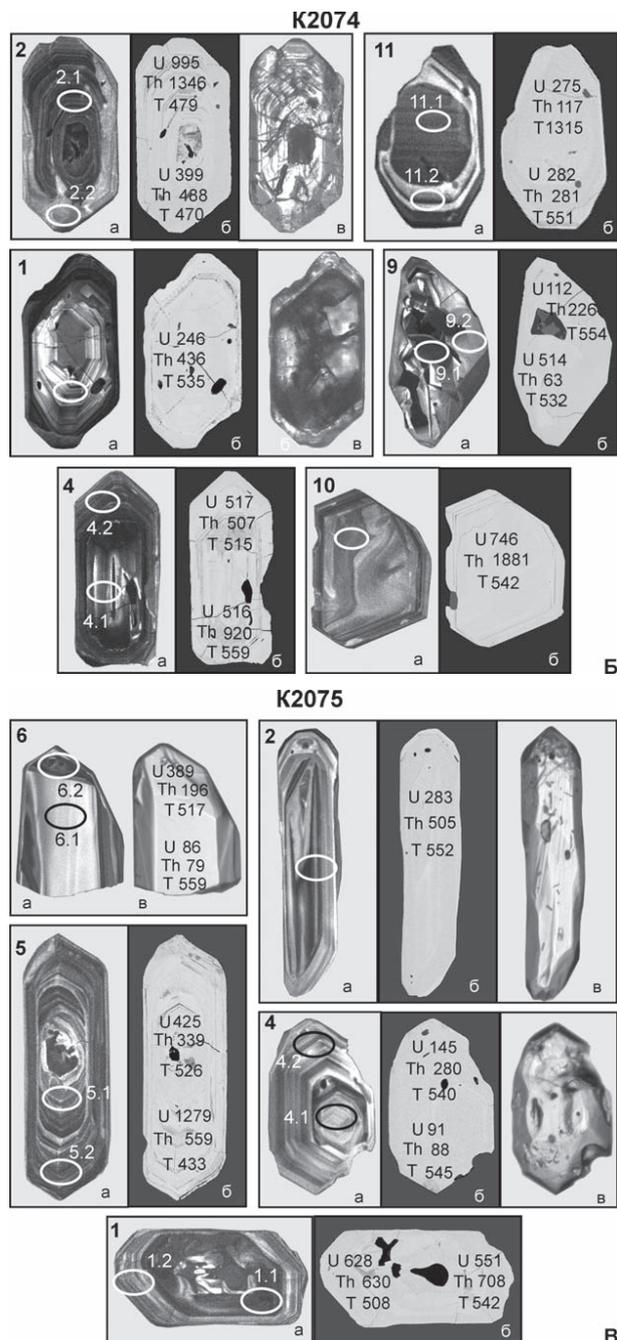


Рис. 3б, в. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов гранитов Новоусмановского массива. б, в — K2074, K2075: а — по данным CL, б — BSE, в — проходящий свет. Цифры — номера кристаллов, кратеров; U и Th (г/г); Т — возраст (млн лет, по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) — табл. 3.

в оценке механизма образования многофазных кристаллов, отдельные анализы сосуществующих фаз позволяют более объективно и статистически представительно решать и вопросы цирконообразования в дифференцирующем расплаве, и вопросы, относящиеся к эволюции и становлению самих массивов.

Минералого-геохимические и возрастные особенности отдельных фаз исследованных кристаллов, представлены в табл. 3 и на рис. 3–4.

Проба К2074. Ранние – поздние фазы хорошо проявлены у кристаллов 2, 4, 9 и 11, к промежуточным можно отнести измеренные фазы кристаллов 1 и 10 (рис. 3б). Отчетливо проявляются расхождения оптических и катодолюминесцентных данных. Например, характерная зональность IV типа у кристалла 2 возникла при замещении ранней генерации с зональностью I типа. К совмещающим зональности III и IV типов можно отнести кристаллы 4 и 9. Несмотря на определенные трудности в дешифрировании природы их гетерогенного строения, последовательность образования анализированных фаз представляется очевидной. Подобная ситуация — и с цирконами пробы К2075 (рис. 3в). Для кристалла 5 характерно трехфазное (CL) строение, а у кристалла 4 проявилась зональность II типа. Наиболее показательные примеры зональности III типа демонстрируют кристаллы 1 и 6, возможно кристалл 2.

Распределение U и Th в сосуществующих фазах гетерогенных кристаллов подтверждает минералогические выводы (рис. 4а).

В пробе К2075 рост U и Th при образовании зональных структур наглядно проявляется у кристаллов 4, 5 и 6, а сами вариации U (86–1279 г/т) и Th (79–559 г/т) в сосуществующих фазах служат прямым доказательством изменения состава среды кристаллизации. Более сложные варианты распределения U и Th в цирконах пробы К2074. От ранних к поздним фазам U и Th могут снижаться одновременно (кристалл 2), изменяться только Th (кристаллы 4 и 11), причем снижение U происходит иногда при возрастании Th (кристалл 9). В совокупности эти данные — пример инверсионного распределения U и Th в зональных кристаллах. Если длительная дифференциация расплавов приведет к появлению аплитов, то содержащиеся в них цирконы, так же как и сами породы, могут оказаться обедненными U и Th.

Большинство кристаллов образуют возрастную зону в интервале 530–560 млн лет при изменениях U и Th/U (рис. 4б, в), подтверждая их возрастную и генетическую общность. При этом у них заметно и некоторое омоложение по мере возрастания U, и инверсия датировок в зависимости от изменения

Th/U (кристаллы 4 и 9, проба К2074; кристаллы 1, 5, 6 и 4, проба К2075), в основе которой лежит иногда проявляющееся отставание Th от U в дифференцирующемся расплаве. Отсюда и особенности формирования составов фаз в кристаллах по мере их появления, и их чередование в объеме отдельных

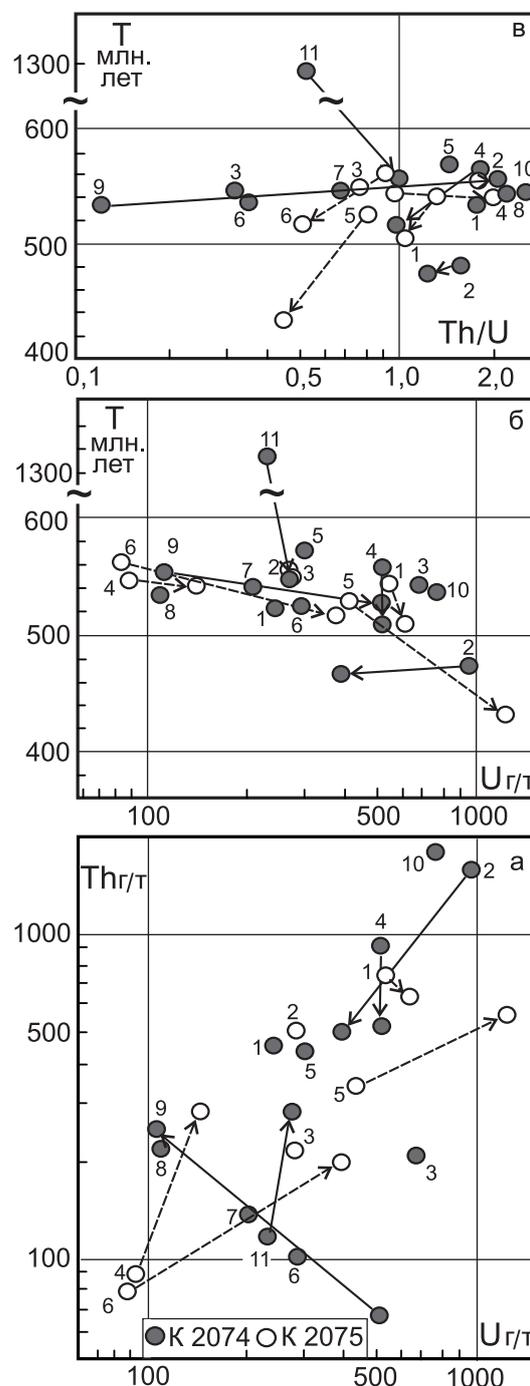


Рис. 4. Соотношения U–Th (а), U–Т (по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) (б) и Т–Th/U (в) в цирконах Новоусмановского массива U, Th (г/т); Т — млн лет. Стрелками соединены ранние – поздние фазы (генерации) гетерогенных кристаллов

Таблица 3

## U-Pb возраст цирконов из гранитоидов Новоусмановского массива (K2074, K2075)

Анализ кратер	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %		Содержание, ppm		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн. лет (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	D, %	Изотопные отношения			Rho	
	U	Th	U	Th				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , ±%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *, ±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , ±%		
K2074												
1	246	436	18,4	1,83	535±11	-13	0,0563	4,1	0,673	4,7	0,0866	2,2
2.1	995	1564	79,1	1,62	479±10	35	0,0613	13	0,651	13	0,0771	2,2
2.2	399	488	26,5	1,26	470±10	5	0,0571	7,6	0,596	7,9	0,0757	2,2
3	671	207	51,8	0,32	545±11	-8	0,0572	5,7	0,696	6,1	0,0883	2,1
4.1	516	920	40,2	1,84	559±11	6	0,0597	2	0,745	2,9	0,0906	2,1
4.2	517	507	37,5	1,01	515±11	17	0,0599	5,3	0,686	5,7	0,0831	2,1
5	298	429	23,7	1,48	570±12	2	0,0594	2,3	0,757	3,2	0,0925	2,2
6	290	99	21,5	0,35	533±12	-7	0,0571	2,8	0,68	3,6	0,0863	2,3
7	207	137	15,8	0,68	546±12	-16	0,0561	5,5	0,684	5,9	0,0884	2,3
8	110	242	8,28	2,28	542±13	1	0,0585	3,8	0,708	4,5	0,0878	2,5
9.1	514	63	38,0	0,13	532±11	-1	0,0579	1,8	0,686	2,8	0,086	2,1
9.2	112	226	8,68	2,08	554±13	0	0,0586	5,6	0,725	6,1	0,0898	2,5
10	746	1881	56,4	2,60	542±11	1	0,0584	1,9	0,707	2,8	0,0878	2,1
11.1	235	117	45,7	0,51	1315±26	1	0,0855	1,5	2,669	2,6	0,2264	2,2
11.2	282	281	21,7	1,03	551±12	3	0,0591	4,5	0,728	5	0,0893	2,2
K2075												
1.1	551	718	41,5	1,35	542±7	-19	0,0561	2,7	0,68	3,0	0,088	1,3
1.2	628	630	44,2	1,04	508±6	9	0,0587	1,4	0,66	1,9	0,082	1,3
2	283	505	21,7	1,84	552±8	28	0,0644	4,6	0,79	4,9	0,089	1,5
3	280	212	21,4	0,78	549±8	23	0,0629	2,8	0,77	3,1	0,089	1,5
4.1	91	88	6,89	1,00	545±11	17	0,0614	5,0	0,75	5,4	0,088	2,1
4.2	145	280	10,9	2,00	540±10	26	0,0634	8,2	0,76	8,4	0,087	1,8
5.1	425	339	31	0,82	526±7	18	0,0609	2,2	0,71	2,6	0,085	1,4
5.2	1279	559	76,4	0,45	433±5	14	0,0573	1,7	0,55	2,1	0,070	1,2
6.1	86	79	6,67	0,96	559±11	-2	0,0585	5,1	0,73	5,5	0,091	2,1
6.2	389	196	27,9	0,52	517±7	18	0,0605	2,6	0,70	2,9	0,083	1,4

Примечание: Pb<sub>c</sub> и Pb\* — общий и радиогенный свинец; (1) — коррекция по  $^{204}\text{Pb}$ ; Rho — коэффициент корреляции; ошибка калибровки стандарта пробы K2074 — 0,59%, K2075 — 0,38%.

зерен. Это хотя и усложняет структуру кристаллов, но не влияет на положительную оценку их магматической природы. Инверсионный механизм эволюции цирконов сосуществует с прогрессивным, отражающим лишь тенденцию усложнения состава по мере образования.

В таблице 4 и на рис. 5 приведены анализы РЗЭ с учетом фазового строения гетерогенных кристаллов. Сходством распределения лантаноидов обладают цирконы пробы К2075, включая параметры Се- и Еu-аномалий. Конфигурация спектра их РЗЭ идентична составу магматических цирконов гранитоидов массива ВРЗР, Австралия [Hoskin et al., 2003]. От ранних зон к поздним у кристалла 4 произошло лишь незначительное возрастание суммы РЗЭ (от 789 до 822 ppm) и величины Еu-аномалии (от 0,42 до 0,51) при одновременном снижении Се-аномалии (от 131 до 51) и отношения Sm/La (с 159 до 64). Подобное распределение РЗЭ зафиксировано и у кристалла 2.

Более разнообразно распределение редких земель в цирконах пробы К2074 (рис. 5). К поздним фазам кристалла 2 уменьшаются и сумма РЗЭ (с 9517 до 507 ppm), и величина Еu-аномалии (с 0,95 до 0,40), но одновременно возрастают Се-аномалия (от 2,4 до 3,5) и Sm/La (от 0,9 до 1,6). У кристалла 9 сумма РЗЭ поздней фазы уменьшается с 423 до 184 ppm в основном за счет средних – тяжелых лантаноидов, синхронно снижаются Се- и Еu-аномалии

и Sm/La. Спектры кристаллов 1 и 11 занимают промежуточное положение между спектрами кристаллов 2 (2.1) и 9. Поведение основных параметров РЗЭ-спектров (Се-аномалии, Sm/La) образцов 2 и 9 имеет «обратную» направленность по сравнению с установленной для цирконов пробы К2075, отражая вариации вещественно-возрастных характеристик последовательных фаз.

Неординарные выводы следуют при анализе полученных данных (рис. 6) в границах, определяющих принадлежность цирконов к «магматическим» или «гидротермальным» (MZ, HZ) типам [Hoskin et al., 2003; Hoskin, 2005] цирконов. Предполагается, что первые (MZ) связаны непосредственно с процессами интрузивного магматизма, а HZ образуются в обогащенной флюидами среде на заключительных стадиях магматической кристаллизации. Позднее [Fu et al., 2009] было отмечено и наличие промежуточных зон между ними, и «секущее» положение спектров некоторых HZ относительно спектров MZ. Тем не менее у большинства объектов тренд эволюции РЗЭ направлен от MZ к HZ, отражая постепенное усложнение их состава. Конкретным примером может служить работа о цирконах миаскитовых лампроитов центральной Карелии [Скублов и др., 2009], в которой эволюция РЗЭ от MZ к HZ тесно связана с их метасоматическими изменениями. Авторы также считают, что метасоматоз цирконов не был оторван по времени

Таблица 4

## Содержание РЗЭ в цирконах гранитов Новоусмановского массива

Элементы, номера кристаллов	К2074						К2075		
	1	11	2.1	2.2	9.1	9.2	2	4.1	4.2
La	6,15	4,75	489,78	13,19	0,36	1,02	1,81	0,04	0,20
Ce	159,00	24,25	3196,99	114,86	17,59	12,87	68,01	46,51	62,18
Pr	3,19	0,90	222,02	4,76	0,14	0,33	0,60	0,20	0,44
Nd	25,09	6,48	1047,66	31,00	3,95	3,00	5,88	3,35	6,40
Sm	13,22	6,39	280,58	13,54	3,11	1,65	6,97	3,90	8,21
Eu	2,90	1,23	102,48	3,27	1,74	0,44	2,37	1,46	2,66
Gd	34,96	20,05	389,64	46,39	11,013	3,95	36,50	28,83	31,63
Tb	13,77	8,48	93,29	11,63	3,84	1,61	12,17	9,48	10,05
Dy	161,59	122,67	732,94	88,27	43,82	20,11	147,47	105,87	95,23
Ho	59,65	50,62	196,88	19,95	16,72	6,66	52,29	38,81	32,92
Er	312,67	296,67	821,35	64,28	85,70	33,17	232,34	173,05	141,67
Tm	81,86	79,00	190,18	10,86	20,83	7,92	50,04	38,76	31,80
Yb	681,63	697,76	1516,52	74,95	179,53	75,38	418,85	288,82	334,77
Lu	109,50	95,99	236,92	9,57	35,02	15,89	73,43	49,81	63,79
Σ	1665	1415,2	9517	507	423	184	1107	789	822
Ce <sub>ан</sub>	8,8	2,9	2,4	3,5	20	5,4	16	131	51
Eu <sub>ан</sub>	0,41	0,33	0,95	0,40	0,91	0,53	0,85	0,42	0,51
Sm/La	3,3	2,1	0,9	1,6	13,3	2,5	6,1	159	64

Примечание: все элементы нормированы на хондрит [McDonogh, Sun, 1995],  $Ce_{ан} = Ce/(La \times Pr)^{1/2}$ ;  $Eu_{ан} = Eu/(Sm \times Gd)^{1/2}$ .

от их кристаллизации и не привел к значительным нарушениям их U-Pb систем. По-видимому, можно полагать, что речь идет об автотасоматических (позднемагматических) преобразованиях состава

цирконов. Это не противоречит отмеченным выше вариациям составов последовательных фаз, которые также не осложнены существенной возрастной дисперсией. Отличие заключается в том, что описан-

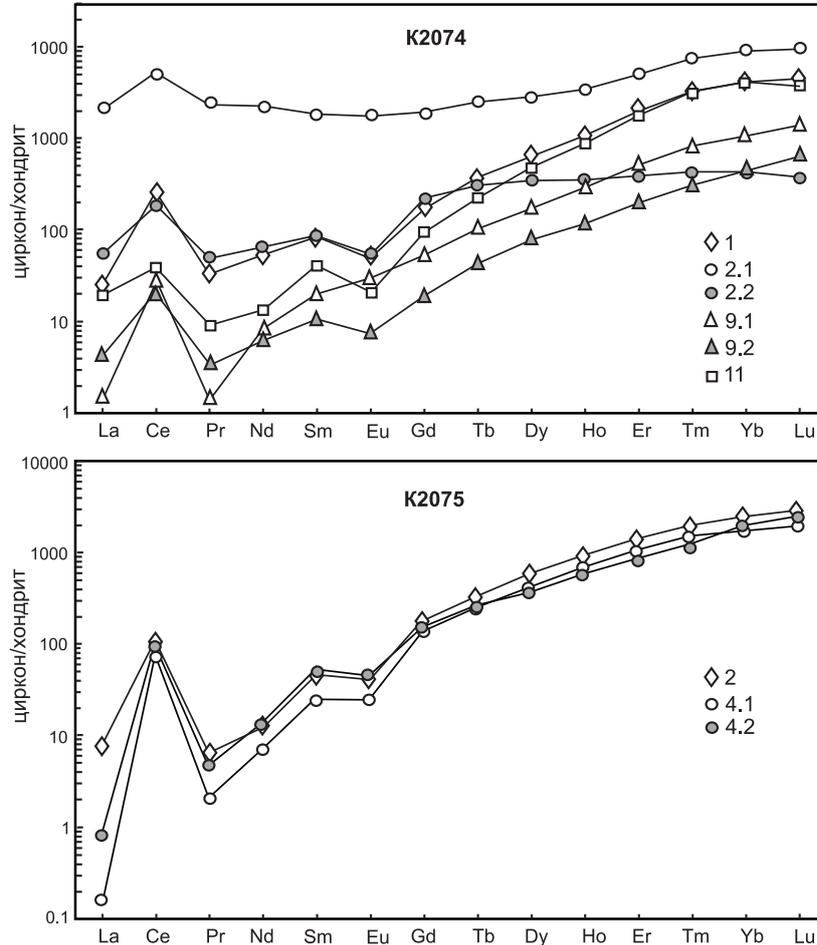


Рис. 5. Редкие земли в цирконах гранитов Новоусмановского массива (табл. 2)

Номера кристаллов (кратеров) — табл. 3, 4; рис. 2

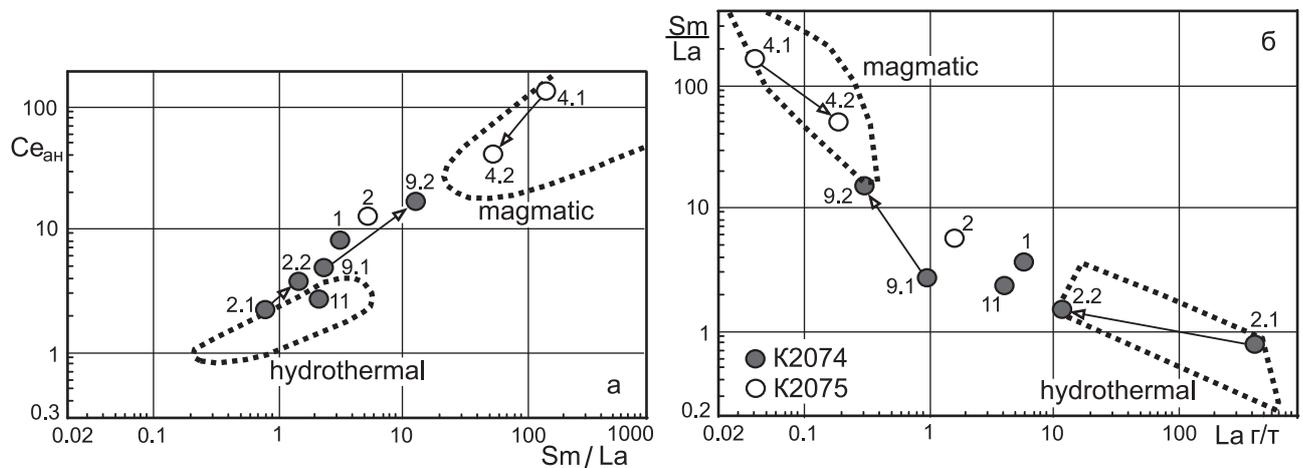


Рис. 6. Вариации составов цирконов в координатах Ce-аномалия – Sm/La (а) и Sm/La – La (г/т) (б) (табл. 4)

Все элементы нормированы на хондрит.  $Ce_{an} = Ce/(La \times Pr)^{1/2}$ . Поля «magmatic», «hydrothermal» цирконов по [Hoskin, 2005; Fu et al., 2009].

ные нами изменения соответствуют инверсионным, на что не обращалось внимания ранее. При участии внешних метасоматических источников возрастной разброс между сосуществующими фазами может быть не только существенным, но и исключаящим принадлежность их к единому, пусть даже продолжительному процессу цирконообразования.

Соотношение редкоземельных параметров сосуществующих фаз в цирконах обеих проб гранитов НУМ сопоставимо с полями MZ и HZ (рис. 6). Заметны и отличия, в основе которых лежат анализы фаз, относящихся к различным стадиям магматического образования кристаллов. По-видимому, MZ и HZ могут чередоваться. Для пробы K2075 наиболее вероятен «стандартный» (от MZ к HZ) вариант [Hoskin, 2005] появления последовательных генераций цирконов, а для пробы K2074 — «встречный» (от HZ к MZ), т.е. инверсионный. По-видимому, оба варианта способны реализоваться только при магматическом образовании кристаллов с осцилляционным, миксовым или зонарным строением.

Возраст. О нарушении возрастных изотопных отношений у большинства кристаллов пробы K2075 свидетельствует и размещение анализов ниже конкордии, и значительная их дискордантность (табл. 3, рис. 7).

В первую очередь омоложение касается поздних фаз (1.2, 5.2, 6.2), что хорошо было заметно и на рис. 3в. У кристалла 4 с зональностью II типа центральная и периферические области характеризуются близкими значениями  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста, что служит косвенным признаком принадлежности их к одному возрастному интервалу. Однако анализы, принадлежащие различным фазам, большей частью образуют устойчивый кластер с возрастом  $T = 547 \pm 3,5$  млн лет, который, с учетом повышенного значения СКВО = 2,3, можно оценивать как близкий реальному.

Среди цирконов пробы K2074 проявились три возрастные группы (рис. 7). Центральная часть (фаза) кристалла 11 обладает практически конкордантным возрастом ( $T_0 = 1321 \pm 19$  млн лет), который

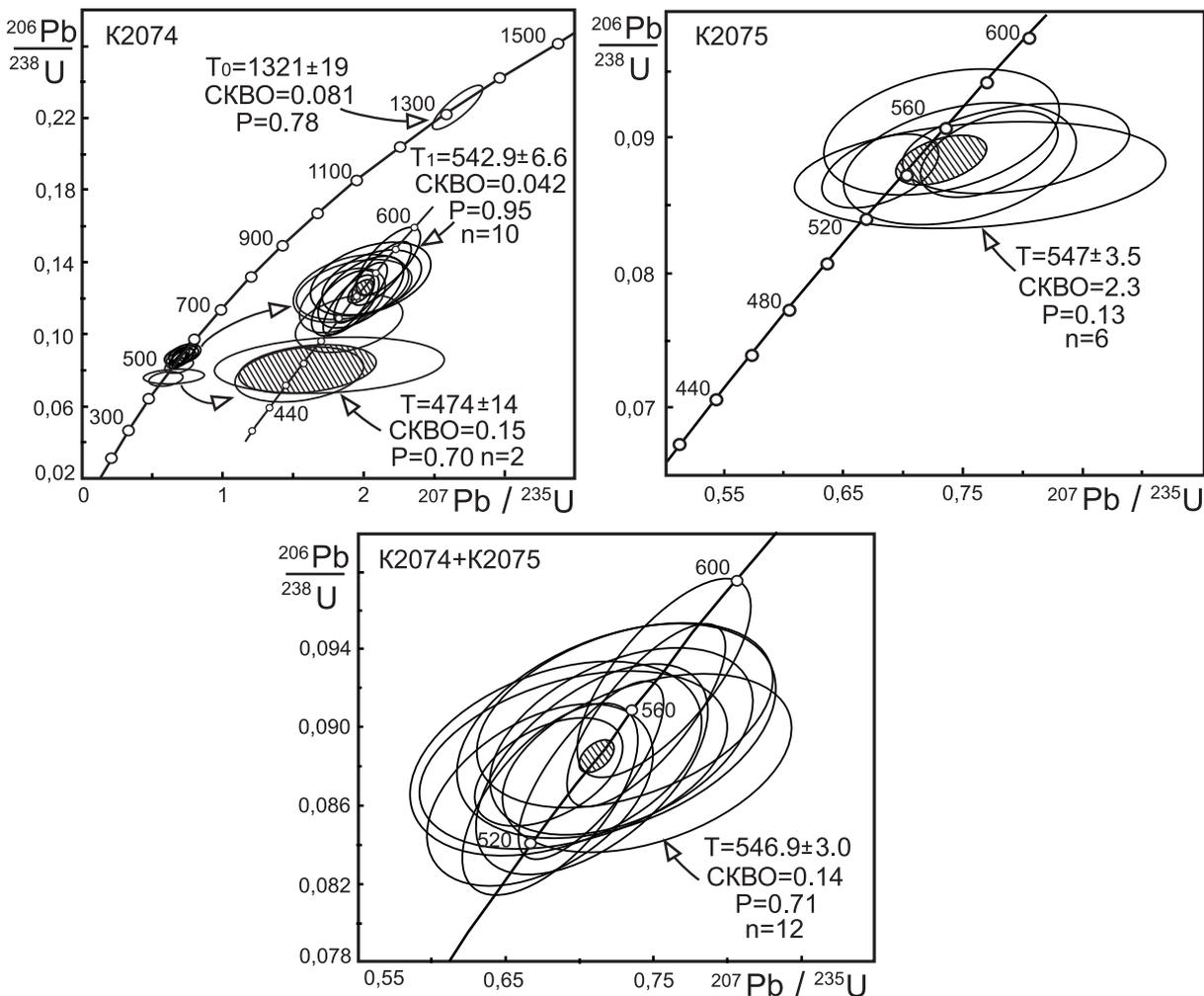


Рис. 7. U-Pb возраст цирконов гранитов Новоусмановского массива

можно рассматривать, как минимальный, относящийся к субстрату гранитоидов. Варьирующие по составу фазы кристалла 2 с зональностью IV типа образуют возрастной кластер  $T = 474 \pm 14$  млн лет, отражающий, по сути дела, появление нового, наиболее «молодого» возрастного рубежа. Важнейшей для гранитов является датировка  $T_1 = 542,9 \pm 6,6$  млн лет, объединяющая 12 кристаллов, из которых большая часть характеризуется низкой дискордантностью (табл. 3). Объединение анализов обеих проб, наиболее полно соответствующих единому кластеру, приводит к получению датировки  $T = 546,9 \pm 3,0$  млн лет (рис. 6), которая наиболее точно и корректно отвечает возрасту не только цирконов, но и самих гранитов Новоусмановского массива.

На основании приведенных данных:

1. Установлен неопротерозойский (поздневендский) возраст ( $546,9 \pm 3,0$  млн лет) гранитов Новоусмановского массива. Он сопоставим с возрастом диафореза гранитов Ахмеровского массива (562 млн лет), а датировка реликтового циркона ( $1321 \pm 19$  млн лет) позволяет рассматривать породы этого массива с возрастом  $1381 \pm 23$  млн лет в качестве вероятного субстрата для Новоусмановского.

2. Граниты с поздневендским возрастом на Южном Урале распространены крайне ограниченно. Можно лишь напомнить о Юрминском массиве, цирконы которого содержат каймы с возрастом 510–544 млн лет, что отвечает времени генерации анатектического расплава [Шардакова и др., 2008]. Напомним также данные [Glasmacher et al., 1999], датировавшего гранитную гальку в куккараукской свите по микроклину как 530–550 млн лет. Близкие датировки (530–545 млн лет) отмечены для некоторых цирконов из вулканитов аршинской серии [Краснобаев и др., 2012].

3. Минералого-геохимическая гетерогенность зональных кристаллов циркона предполагает инверсионное распределение примесей в процессах магматического цирконообразования.

4. В связи с неопротерозойским возрастом Новоусмановского массива вновь встает вопрос о возрасте вмещающих граниты пород. Очевидно, что граниты НУМ не могли интродуцировать палеозойские отложения, как это предполагается в последнее время [Рыкус и др., 2002; Государственная геологическая..., 2008; Бажин, в данном сборнике]. Остается две возможности. Либо были правы А.А. Алексеев [1984] и авторы карты [Геологическая..., 1966], предполагавшие инзитное внедрение массива (и тогда надо считать, что массив либо ограничен тектоническими контактами, либо имеется трансгрессивный контакт с ордовиком, но он не обнажен), либо можно дать более экзотическое объяс-

нение: что это олистоплак, сползший в девонское время по континентальному склону. В свое время В.Н. Пучков [1979] высказал предположение, что выходящие на р. Бетеря (к западу от массива) единственные в разрезе суваянского комплекса биогермные известняки, чуждые фациальному облику окружающих глубоководных кремнисто-сланцевых и флишевых пород, сползли по континентальному склону, оторвавшись от рифовых массивов шельфа, близких по возрасту вместившим их отложениям. Тем же способом мог появиться здесь и блок гранитов — отторженец фундамента. Напротив упомянутых известняков, на руч. Кзылбалык, в девонских отложениях описана пачка кварцевых и субаркозовых песчаников с прослоями конгломератов, содержащих гальку гранитов, возможно, из того же источника, расположенного выше по континентальному склону. Вероятно, этот склон был здесь необычно крутым, что могло спровоцировать оползневые явления и глубокую (вплоть до кристаллического фундамента) эрозию в каньонах, вырезанных суспензионными потоками. Как показано [Никишин и др., 2012], подобные явления достаточно широко распространены на современных континентальных склонах.

*Исследования поддержаны Проектом 12-У-5-1040.*

#### **Литература:**

**Алексеев А.А.** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 136 с.

**Бажин Е.А.** Геология Артлышского массива (западный склон Южного Урала) // Настоящий сборник, С. 21–23.

**Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.** Средние химические составы магматических горных пород. — М.: Недра, 1987. — 152 с.

**Геологическая карта** Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. 1:1 000 000 (нов. сер.). N-40 (41) — Уфа / *Отв. ред. В.И. Козлов.* — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.

Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXVIII: Объяснительная записка // *А.В. Клочихин, А.В. Буряченко.* — М.: Недра, 1966. — 85 с.

**Государственная геологическая карта** Российской Федерации. 1:200 000. Изд. 2. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXVIII: Объяснительная записка / *И.Г. Князев, О.Ю. Князева и др. Под ред. А.А. Захарова.* — Уфа: Башнедра, 2008. — 185 с.

**Краснобаев А.А.** Циркон, как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. — 146 с.

**Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Ахмеровский гранитный массив — представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. — 2007. — Т. 418, № 2. — С. 241–246.

**Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. – 2012. – № 4. – С. 127–139.

**Никишин А.М., Альмендингер О.А., Митюков А.В. и др.** Глубоководные осадочные системы: объемные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях. – М.: МАКС Пресс, 2012. – 109 с.

**Пучков В.Н.** Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. – Свердловск, 1979. – С. 33–51.

**Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др.** Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. – Уфа: Изд-во БГУ, 2002. – 268 с.

**Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С. и др.** Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии // Геохимия. – 2009. – № 9. – С. 958–971.

**Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Холоднов В.В.** Гранитоидный магматизм Северо-Восточной части Башкирского мегантиклинория как свидетельство влияния Уральского орогена на процессы гранито-

образования в зоне сочленения с Русской платформой // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия: III чтения памяти С.Н. Иванова. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 171–176.

**Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T. et al.** Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposits, SE Australia // Chemical Geology. – 2009. – V. 259. – P. 131–142.

**Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A. et al.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // Geol.Rdsch. – 1999. – V. 87. – P. 515–525.

**Hoskin P.W.O.** Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2005. – V. 69. – P. 637–648.

**Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Rev. Miner. Geol. – 2003. – V. 53. – P. 27–62.

**McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // Chem. Geol. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.

**Williams I.S.** U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. – Reviews in Economic Geology. – 1998. – V. 7. – P. 1–35.