



ГЕОХИМИЯ И U-Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ПИЖЕМСКОГО ТИТАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

А. Б. Макеев¹, А. О. Красоткина², С. Г. Скублов^{2,3}

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва; abmakeev@igem.ru

²Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург; krasotkina93@mail.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; skublov@yandex.ru

Геохимические исследования посвящены памяти академик Н. П. Юшкина, который при жизни уделял много внимания этому научному направлению. Впервые проведено локальное датирование (U-Pb-метод, SHRIMP-II) циркона из титановых руд Пижемского месторождения. Установлен широкий разброс значений возраста в интервале от 2740 до 334 млн лет. Датировки объединяются в три совокупности: неопротерозойские (5 точек), мезо-палеопротерозойские (26 точек), архейские (3 точки) с выраженным полимодальным распределением максимумов в интервалах 600, 900, 1000–1600, 1600–2000 и 2660–2740 млн лет. Определен геохимический тип циркона с гетеровалентным изоморфизмом ксенотимового типа $(Zr+Si)^{4+} \rightarrow (Y+REE)^{3+}+P^{5+}$. Для большинства зерен характерно относительно низкое содержание Y + REE в интервале от 150 до 3000 ppm, но в выборке присутствует более 10 % зерен циркона с аномально высоким суммарным содержанием этих элементов (до 1–3.5 мас. %), коррелирующим с содержанием фосфора. Полученные данные согласуются с результатами исследования возраста и геохимии циркона из вышележащего конглобрекчиевого горизонта проявления Ичетью и четласских лампрофиров. Установлен особый, «тиманский» тип иттрий-фосфор-редкоземельного циркона. Это доказывает единый источник циркона двух промышленных объектов, при этом циркон мог поступать из разных по глубине уровней нижележащего кристаллического фундамента. Датирование циркона свидетельствует о том, что сама титаносная толща более древняя, чем считалось ранее (средний девон), ее возраст определяется как докембрийский.

Ключевые слова: циркон, Пижемское месторождение, U-Pb-возраст, редкоземельные элементы, Средний Тиман.

GEOCHEMISTRY AND U-Pb AGE OF ZIRCON FROM PIZHEMSKOE TITANIUM DEPOSIT (MIDDLE TIMAN)

A. B. Makeyev¹, A. O. Krasotkina², S. G. Skublov^{2,3}

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrology, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow; abmakeev@igem.ru

²Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg; krasotkina93@mail.ru

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg; skublov@yandex.ru

The geochemical studies are devoted to the memory of Academician N. P. Yushkin, who during his life paid much attention to this scientific direction. For the first time zircons from the titanium ores of Pizhemscoe deposit were analyzed with local dating (U-Pb method, SHRIMP-II). The wide range of age values within the interval from 2740 Ma to 334 Ma was determined. The ages could be arranged into three groups: neoproterozoic (5 points), meso- paleoproterozoic (26 points), archaean (3 points) with marked polymodal distribution of maximums in the intervals of 600, 900, 1000–1600, 1600–2000 and 2660–2740 Ma. The geochemical type of zircon with xenotime heterovalent isomorphism $(Zr+Si)^{4+} \rightarrow (Y+REE)^{3+} + P^{5+}$ was determined. The relatively low Y + REE content in the range of 150 to 3000 ppm is common for the majority of grains. However the data selecting includes more than 10 % of zircon grains with anomalously high total content of these elements up to 1–3.5 % wt., which also correlates with P content. The obtained material corresponds to the dating results and geochemistry of zircons selected from overlying conglomerate-breccia bed of the Ichetyu occurrence and chetlasskiy lamprophyres. The specific «Timansky» type of yttrium-phosphorus-rare-earth zircon was determined. This fact proves a single zircon source for both industrial sites. In addition zircon could originate from different depth levels of underlying crystal basement. The zircon dating shows that the titaniferous formation is elder than it was considered earlier (Middle Devonian) and its age should be estimated as Precambrian.

Keywords: zircon, Pizhemscoe deposit, U-Pb age, rare earth elements, Middle Timan.

Введение

Титаносные песчаники Пижемского месторождения слагают малоручейскую свиту, которая распространена локально (6 × 18 км) на севере Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман) на площади примерно 90 км², образуя Пижемскую депрессию. Отложения малоручейской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на метаморфических породах (глинистых хлорит-серицит-каолинит-кварцевых сланцах) верхнего протерозоя (PR₂). Титаносная толща перекрывается аллювиально-дельтовыми мономинеральными кварцевыми (98 мас. % SiO₂) среднедевонскими песчаниками

пижемской свиты (D₂pz) (стекольного качества) и вулканогенно-осадочной толщей позднего девона (D₃fr), в строении которой принимают участие базальтовые покровы мощностью до 10 м и их туфы. Геологическое строение толщи и минералогические особенности титановых руд Пижемского месторождения близки Ярегскому месторождению Южного Тимана, но в отличие от последнего пижемские лейкоксен-кварцевые песчаники не содержат нефти [10, 11]. В минеральном составе тяжелой фракции преобладает лейкоксен, содержание его в песчаниках варьирует в пределах 5–15 %. Кроме того, присутствует реликтовый ильменит, лейкоксенизированный ильменит (Fe-рутил, «псевдорутил»), циркон, ру-



тил, монацит-куларит. Для руд характерна также наложенная сидеритизация, каолинизация и ожелезнение (в виде гематита и гетита). Мощность рудной малоручейской толщи (mг^{-1-2}) изменяется от 10 до 90 м, увеличиваясь на северо-запад и восток, и определяется палеорельефом, образуя две сближенные корытообразные линзовидные залежи (Западную и Восточную), удлиненные в СЗ-направлении. Отсутствие руководящих окаменелостей не позволяет определить иной возраст титанозной толщи, кроме досреднедевонского. По Rb-Sr-изотопным данным возраст малоручейской титанозной толщи определен как позднерифейский — 685 млн лет [18]. Нерешенной задачей остается определение возраста и источника редкометалльной минерализации Пижемского месторождения, в том числе циркона, который имеет здесь промышленный интерес.

Генезис Пижемского месторождения является предметом дискуссий. Вначале была высказана гипотеза о россыпной природе Пижемского месторождения [1–3, 17 и др.]. В последнее время установлено множество фактов, доказывающих несостоятельность этой точки зрения [4, 5, 9 и др.]. Среди них стоит отметить: **отсутствие** органических остатков (фауны и флоры), латеральной и фациальной зональности для рудной малоручейской толщи, классического разреза коры выветривания рифейских сланцев (которые предполагались коренным источником лейкоксена); **несоответствие** уровня содержания Ti в породах рифейского фундамента и в руде Пижемского месторождения, исключающее аккумуляцию Ti в таких масштабах при образовании коры выветривания по сланцам. Из минералогических критериев следует упомянуть остроугольность и неокатанность кварца в песчаниках Пижемского месторождения; игольчатую форму новообразованного рутила, исключаящую его россыпное происхождение [5]; признаки гидротермального образования сидерита *in situ* (многочисленные секущие прожилки мощностью 1–2 мм). Изотопный состав углерода сидерита пижемских руд такой же, как углерода алмаза проявления Ичетью [12, 13], — это означает, что углерод сидерита мантийный, а не коровый осадочный.

По мнению авторов, Пижемское циркон-титановое месторождение имеет эндогенное происхождение, а именно фреатомагматическое. Само Пижемское месторождение по форме рудных тел напоминает кальдеру, характеризуется ячеистым строением с конусообразными глубокими выемками (до 100 м), заполненными песчано-глинистым материалом и имеющими пространственную связь с глубинными разломами. Об этом свидетельствуют геологические разрезы, составленные по материалам разведочного бурения. Заполнение Пижемской кальдеры песчано-глинистым материалом, возможно, происходило по типу грязевых вулканов. Инициатором и движущим фактором подобного процесса могли быть глубинное внедрение неопротерозойских базальтоидов или собственно лампрофиров (аналоги которых керсантит-спессартитового ряда широко распространены в соседней Четласской гряде) и их взаимодействие с метеорными водами. Последние, образуя агрессивный водяной пар, разрушали лампрофиры, которые предположительно находятся на некоторой глубине под Пижемским месторождением (они аналогичны по составу четласским — предполагаемому источнику титана Пижемского месторождения) и выносили продукты их разрушения в кальдеру. Доказательством того, что протолитом титановых

руд были именно лампрофиры, а не сланцы, являются результаты изучения типоморфных особенностей породообразующих и аксессуарных минералов обоих объектов [5, 8 и др.]. Отсутствие дальнего переноса материала доказывается формой кластогенного остроугольного, совершенно неокатанного кварца. Материал кальдеры (малоручейской титанозной толщи) сформировался в агрессивной среде (CO_2 + горячий водяной пар) и поэтому не содержит фауны и флоры — по сути, зернистые разновидности пород титановых руд являются продуктами разрушения щелочно-ультраосновных пород.

Методика исследований. Датирование циркона U-Pb-методом проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по стандартным методикам. Для выбора точек анализа использовались изображения зерен циркона в проходящем свете, в режиме катодолюминесценции (CL) и в обратно-отраженных электронах (BSE). Содержание редкоземельных (REE) и редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С. Г. Симакин, Е. В. Потапов) по приведенным методикам [16, 21]. Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15–20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15 %; порог обнаружения элементов в среднем равнялся 10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI [24]. Оценка температуры кристаллизации циркона выполнена с помощью термометра «Ti-в-цирконе» («Ti-in-zircon») [27].

Результаты и их обсуждение

Характеристика циркона. Объектом настоящего исследования стал циркон, выделенный из сборной 250 кг технологической пробы (ПЖ-50) титановой руды средней сероцветной толщи (mг^2) малоручейской свиты, составленной из 170 керновых проб 21 разведочной скважины, пробуренных в юго-западной части месторождения. Размерность кристаллов варьирует от 60 до 270 мкм, примерно половина из них — изометричные, другие — слабоудлиненные с $K_{уд}$ от 1.4 до 3.1, умеренно- и слабоокатанные. Цвет кристаллов циркона водяно-прозрачный, бледно- и темно-розовый и бледно-желтый. Изометричные кристаллы чаще водяно-прозрачные и бледно-желтые с плохо выраженной зональностью или без неё. Удлиненные кристаллы циркона, как правило, демонстрируют в катодолюминесценции (CL) магматическую осцилляционную зональность.

Возраст циркона. Локально было продатировано 35 зерен циркона мелкой фракции ($-0.25+0.07$ мм) из пробы ПЖ-50 Пижемского месторождения (рис. 1), до этого в ГИ КНЦ РАН (методом TIMS для одиночных зерен) изучены 7 зерен циркона [11]. Полученные результаты сравниваются ниже с данными по геохимии и возрасту циркона, выделенного из шлиховых проб вышележащего полиминерального конглобрекчиевого пласта проявления Ичетью и керновых проб лампрофиров Четласского Камня [6–8, 10].

Результаты определения возраста циркона, выделенного из немагнитной лейкоксеновой фракции пробы ПЖ-50, показали широкий разброс значений — от 334 до 2740 млн лет (рис. 2, табл. 1). Датировки разделяются на три совокупности: неопротерозойские (5 точек), мезопа-

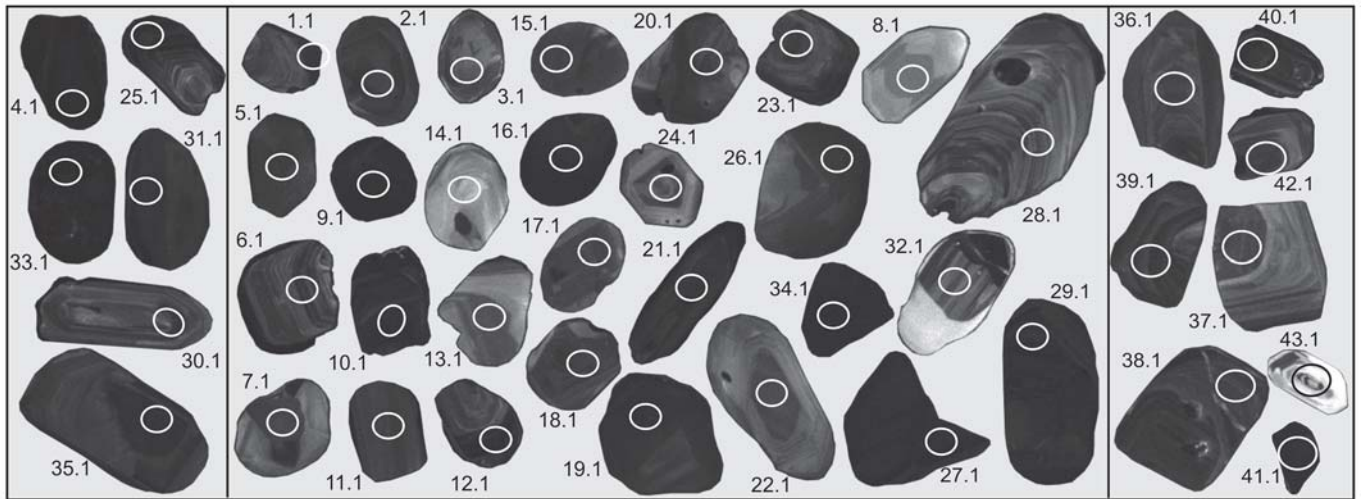


Рис. 1. Изображение в CL циркона Пижемского месторождения (левая часть рисунка — высокоиттриевый циркон; средняя часть — умеренно иттриевый циркон) и лампрофиров Четласского Камня (правая часть рисунка). Размер поля анализа равен ~20 мкм. Номера анализов совпадают с табл. 1, 2
Fig. 1. Image in CL zircon of the Pizhemsкое deposit (left part of drawing — high-Y zircon; middle part of drawing — moderately Y-zircon) and lamprophyres of the ridge Chetlassky Kamen (the right part of drawing). The size of the field of the analysis is equal ~ 20 microns. Numbers of analyses coincide with Table 1, 2

леопротерозойские (26 точек), архейские (3 точки) с выраженным полимодальным распределением максимумов в интервалах 600, 900, 1000–1600, 1600–2000 и 2660–2740 млн лет (рис. 3). Самое «молодое» измеренное значение возраста — 334 ± 8 млн лет — получено для зерна циркона (точка 33.1), которое характеризуется повышенным содержанием Y, P, HREE и других компонентов, что приводит к нарушению равновесия изотопной U-Pb-системы ($D = 319 \%$).

Установленные значения возраста циркона из титановых руд близки возрасту циркона из лампрофиров керсантит-спессартитового ряда Четласского Камня, что говорит о возможном вкладе циркона из ксенолитовой части лампрофиров в образование Пижемского месторождения. Собственных лампрофировых цирконов, подтверждающих позднепротерозойский возраст этих пород [8], пока не обнаружено. Широкий диапазон более древних значений возраста свидетельствует о поступлении циркона во все объекты из различных по глубине

залегания пород фундамента. Пять зерен циркона образуют дискордию со значением верхнего пересечения с конкордией — около 1893 ± 37 млн лет, что соответствует широко проявленному в северо-западном регионе свеклофеннскому этапу метаморфизма. К этой возрастной отметке также тяготеют результаты, полученные «классическим» методом датирования единичных зерен циркона в ГИ КНЦ РАН [6].

Датировки циркона из дайки лампрофиров (проба 55/193) также распределились в три совокупности: неопротерозойские (890–940 млн лет — 2 точки), мезопротерозойские (1100–1600 млн лет — 4 точки), палеопротерозойские (2040 млн лет — 1 точка). Самый молодой возраст — 361 ± 9 млн лет — получен для зерна циркона (точка 43.1), в котором нарушено равновесие изотопной U-Pb-системы (большое значение обратной дискордантности $D = -37 \%$, табл. 1). Распределение датировок циркона из лампрофиров повторяет особенности и вписывается в облик полимодального распределения возрастных максимумов для циркона Пижемского место-

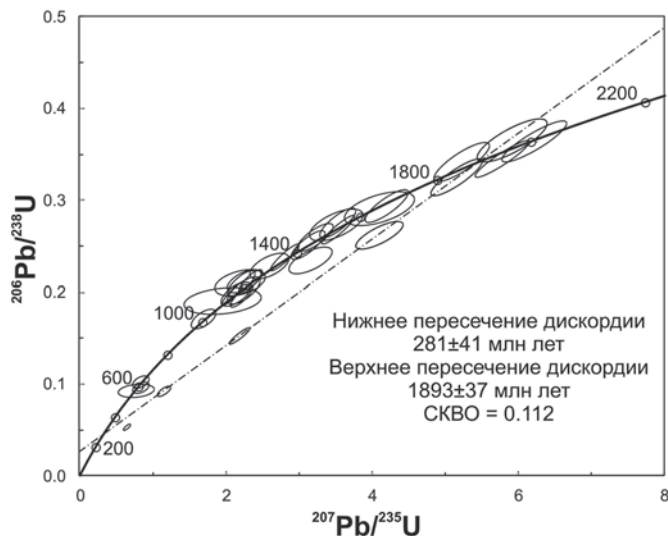


Рис. 2. График с конкордией с результатами датирования циркона Пижемского месторождения
Fig. 2. Schedule with Concordia with results of dating of zircon of the Pizhemsкое deposit.

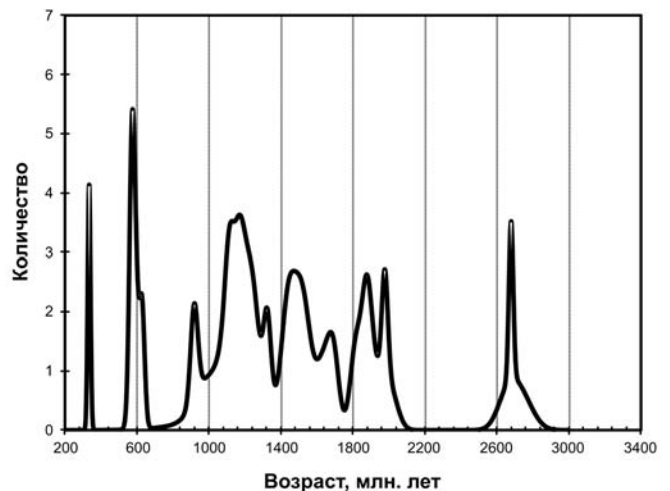


Рис. 3. Распределение значений U-Pb-возраста циркона Пижемского месторождения
Fig. 3. Distribution of U-Pb values of age of zircon of the Pizhemsкое deposit



Таблица 1. Характеристика и U-Pb-возраст циркона Пижемского месторождения и лампрофиров Четласского Камня
Table 1. Characteristic and U-Pb age of zircon of the Pizhemsкое deposit and lamprophyres of the Chetlassky Kamen Ridge

Точка анализа Analysis point	Характеристика (оттенок, зональность при наличии) Charateristics (hue, zonality if present)	Размер, мкм Size, mcm	$K_{уд}$	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th / ^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст Age $^{206}Pb / ^{238}U$, млн лет Ma	Возраст Age $^{207}Pb / ^{206}Pb$, млн лет Ma	D, %
Пижемское месторождение / Pizhemsкое deposit											
1.1 (кайма) (rim)	черный / black	86×143	1.66	1.25	137	77.9	0.59	34.9	1646±38	1664±74	1
2.1 (центр) (center)	темно-серый dark gray	86×143	1.66	0.09	137	102	0,77	38.3	1814±39	1878±25	4
3.1	светло-серый, мозаичная Light gray, mozaic	86×114	1.32	0.00	30.6	43.0	1.45	13.9	2740±64	2699±29	-1
4.1 (край) (rim)	черный / black	114×143	1.25	1.43	1382	1838	1.37	112	571±13	1431±42	151
5.1 (центр) (center)	темно-серый, секториальная dark gray, sectorial	86×129	1.50	0.21	128	45.2	0.36	40.2	2001±43	2012±24	1
6.1	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	114×114	1.00	1.42	200	116	0.60	41.1	1359±31	1580±55	16
7.1 (центр) (center)	темно-серый dark gray	114×143	1.25	0.26	193	26.5	0.14	41.7	1444±32	1430±34	-1
8.1 (центр) (center)	светло-серый, секториальная light gray, sectorial	77×157	2.04	1.45	39.7	30.4	0.79	3.21	572±17	614±280	7
9.1 (центр) (center)	черный / black	100×100	1.00	0.26	475	188	0.41	97.4	1377±31	1324±21	-4
10.1	черный / black	86×100	1.16	0.20	269	128	0,49	49.0	1237±27	1196±33	-3
11.1	темно-серый, осцилляционная dark gray, oscillation	71×129	1.81	0.22	111	57.7	0.54	18.9	1164±28	1155±62	-1
12.1 (кайма) (rim)	черный / black	86×114	1.32	0.41	483	160	0.34	81.5	1151±25	1247±31	8
13.1 (центр) (center)	темно-серый, секториальная dark gray, sectorial	114×143	1.25	0.40	106	66.8	0.65	18.4	1187±32	1205±58	2
14.1	светло-серый, осцилляционная light gray, oscillation	104×130	1.25	1.46	30.7	17.6	0.59	5.11	1124±32	1061±220	-6
15.1	темно-серый dark gray	83×143	1.72	0.22	159	94.3	0.61	40.2	1660±36	1693±30	2
16.1 (центр) (center)	черный black	99×125	1.26	0.53	404	147	0.38	96.0	1565±33	1490±32	-5



Продолжение табл. 1

Continue of table 1

Точка анализа Analysis point	Характеристика (оттенок, зональность при наличии) Charateristics (hue, zonality if present)	Размер, мкм Size, mcm	$K_{уд}$	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th / ^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст Age $^{206}Pb / ^{238}U$, млн лет Ma	Возраст Age $^{207}Pb / ^{206}Pb$, млн лет Ma	D, %
Пижемское месторождение / Pizhemsкое deposit											
17.1 (центр) (center)	темно-серый, секториальная dark gray, sectorial	73×119	1.63	0.84	73.1	175	2.48	13.3	1228±30	1084±120	-12
18.1 (центр) (center)	темно-серый, секториальная dark gray sectorial	91×104	1.14	0.21	164	218	1.38	24.2	1020±23	978±65	-4
19.1 (кайма) (rim)	черный / black	130×156	1.20	0.36	365	183	0.52	81.9	1489±32	1424±38	-4
20.1 (центр) (center)	темно-серый, секториальная dark gray	104×130	1.25	0.40	158	43.2	0.28	46.6	1896±41	1812±30	-4
21.1 (центр) (center)	темно-серый, осцилляционная dark gray	60×182	3.03	0.71	335	56.8	0.17	61.4	1237±27	1124±67	-9
22.1 (ядро) (core)	темно-серый dark gray	104×208	2.00	0.33	88.5	109	1.28	27.9	2007±45	1915±36	-5
23.1 (ядро) (core)	темно-серый dark gray	78×104	1.33	0.86	167	129	0.80	33,1	1327±30	1253±65	-6
24.1 (центр)	светло-серый, секториальная light gray, sectorial	78×104	1.33	0.50	68.7	71.0	1.07	16.2	1555±36	1495±63	-4
25.1 (кайма) (rim)	черный / black	68×130	1.91	0.40	902	387	0.44	119	918±20	1694±18	85
26.1 (кайма) (rim)	черный / black	117×146	1.25	0.57	252	95.2	0.39	45.6	1225±30	1110±46	-9
27.1	черный / black	154×154	1.00	0.34	378	291	0.80	113	1912±40	1977±17	3
28.1	светло-серый, осцилляционная light gray, oscillation	146×268	1.84	0.50	145	119	0.84	12.1	591±15	701±100	19
29.1	черный / black	98×195	1.99	0.05	340	140	0.43	78.3	1531±33	1541±19	1
30.1 (ядро) (core)	темно-серый dark gray	59×184	3.12	0.49	164	235	1.48	14.4	627±15	589±110	-6
31.1 (кайма) (rim)	черный / black	85×141	1.66	1.60	437	73.1	0.17	100	1500±32	1856±37	24
32.1 (центр) (center)	светло-серый, осцилляционная light gray, oscillation	85×158	1.86	0.34	88.6	36.2	0.42	39.1	2662±56	2678±35	1
33.1	черный / black	89×129	1.45	0.89	1950	1637	0.87	89.9	334±8	1400±34	319
34.1	черный / black	87×94	1.08	0.22	275	186	0.70	125	2737±54	2679±12	-2
35.1 (ядро) (core)	черный / black	94×200	2.13	0.16	568	279	0.51	96.6	1162±25	1112±24	-4



Окончание табл. 1

End of table 1

Точка анализа Analysis point	Характеристика (оттенок, зональность при наличии) Charateristics (hue, zonality if present)	Размер, мкм Size, mcm	$K_{уд}$	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	^{232}Th ^{238}U	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст Age $^{206}Pb/^{238}U$, млн лет Ma	Возраст Age $^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет Ma	D, %
Лампрофиры Четласского Камня Lamprophyres of Chetlassky Kamen											
36.1	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	67×133	1.99	0.10	480	144	0.31	155	2060±44	1955±13	-5
37.1 (ядро) (core)	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	108×117	1.08	0.37	141	54,0	0.40	24.3	1173±27	1161±56	-1
38.1 (край) (rim)	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	100×125	1.25	0.38	282	95,4	0.35	63.2	1491±33	1480±32	-1
39.1 (край)	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	67×108	1.61	0.40	263	97,2	0.38	64,4	1607±35	1597±24	-1
40.1 (ядро) (core)	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	60×95	1.58	0.26	2275	717	0.33	291	893±20	918±18	3
41.1	черный / black	40×70	1.75	0.70	3605	1229	0.35	488	937±20	1012±18	8
42.1 (центр) (center)	темно-серый, осцилляционная dark gray oscillation	65×80	1.23	0.29	194	80,0	0,43	31,7	1119±26	1126±45	1
43.1 (ядро) (core)	яркий, светло-серый, осцилляционная bright, light gray, oscillation	45×80	1.78	0.67	245	397	1,68	12,2	361±9	228±160	-37

рождения. В отличие от последних, совокупность циркона из лампрофиров не содержит древних зерен архейского возраста. Необходимо отметить, что четласские лампрофиры несут в себе большое количество ксенолитов [8] как мантийных ультраосновных пород (лерцоцитов, верлитов), так и вмещающих пород фундамента разнообразного состава и возраста (гнейсы, кварциты, метасоматиты и др.). Поэтому широкий разброс значений возраста циркона из лампрофиров представляется легкообъяснимым. Размер зерен циркона из лампрофиров, обычно представленных обломками, заметно меньше размера циркона Пижемского месторождения. Зональность у них только магматическая осцилляционная, так же как и у неопротерозойского циркона Пижемского месторождения. Можно сделать вывод, что одним (но не основным) из источников циркона Пижемского месторождения могли быть разновозрастные ксенолиты из среднетиманских лампрофиров, основная часть циркона могла поступать непосредственно из разновозрастных пород фундамента. Возраст циркона вышележащего полиминерального золото-алмаз-редкоземельно-редкометалльно-титанового проявления Ичетью описан нами ранее [6, 7] и существенно не отличается от возраста рассмотренных здесь объектов.

Геохимия циркона. Анализ циркона Пижемского месторождения по морфологии, структуре в CL и содержанию редких элементов показал, что весь циркон можно разделить на две совокупности: циркон с высоким содержанием Y и других редких элементов (более 3000 ppm Y, 6 зерен) и циркон с умеренным содержанием редких элементов (29 зерен, табл. 2).

Высокоиттриевый циркон отличается повышенным содержанием REE — от 2000 до 13400 ppm, пологим спектром их распределения (рис. 4, а), отсутствием (по крайней мере в четырех зернах с максимальным содержанием Y величина Ce/Ce* в среднем составляет 2.3) положительной Ce-аномалии и наличием редуцированной отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu* в среднем 0.56 для пяти зерен).

Умеренно иттриевый циркон демонстрирует сравнительно узкий диапазон распределения REE — для 24 зерен спектры распределения REE сливаются в одну полосу шириной не более одного порядка хондритового отношения (рис. 4, б). Эта полоса достаточно дифференцирована от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение в среднем около 7000), четко выражены положительная Ce-аномалия (Ce/Ce* в среднем 43) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* в среднем 0.2). Такие характеристики

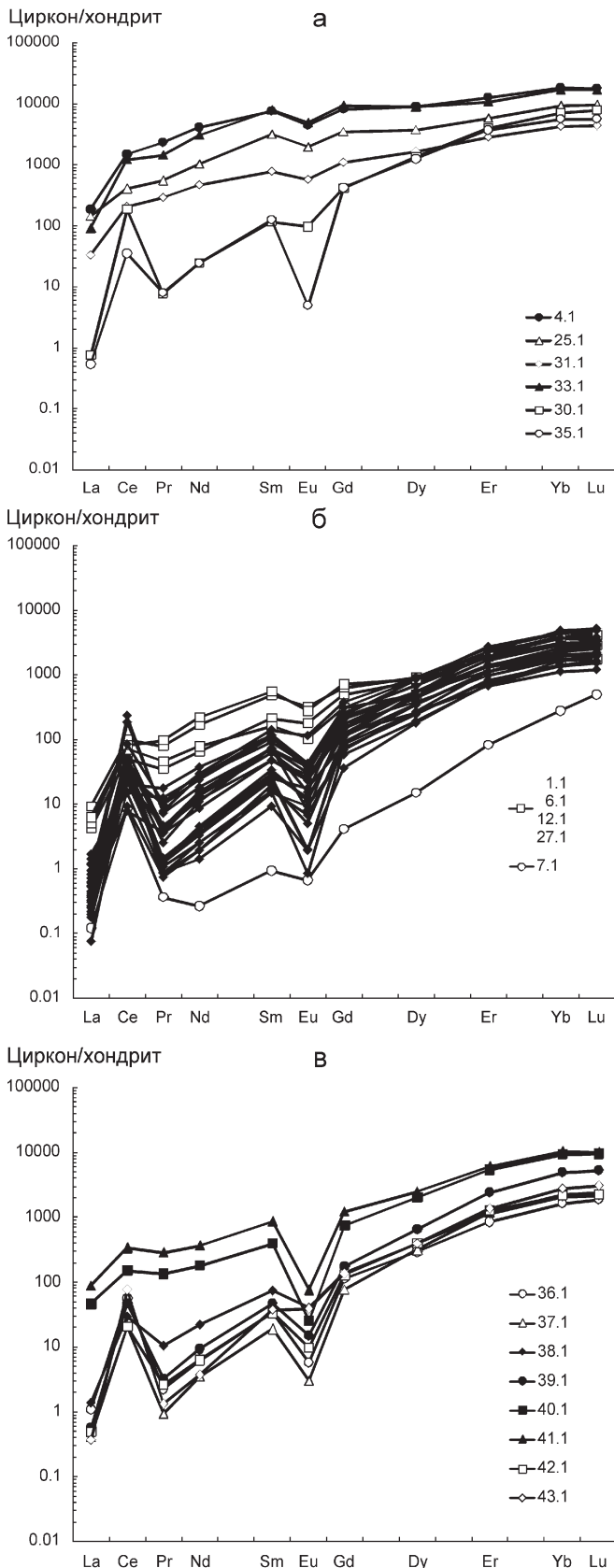


Рис. 4. Спектры REE для циркона Пижемского месторождения (а — высокоиттриевый; б — умеренноиттриевый циркон) и лампрофиров Четласского Камня (в). На рис. 4, б черными ромбиками обозначен состав умеренно иттриевого циркона за исключением подписанного отдельно

Fig. 4. REE ranges for zircon of the Pizhemsкое deposit (and — high-Y; — moderately Y-zircon) and lamprophyres of the ridge Chetlassky Kamen (c). In fig. 4c black diamond has composition of moderately Y-zircon except for signed separately

отвечают типичному циркону магматического генезиса [23]. Четыре циркона, показанные на рис. 4б белыми квадратами, отличаются повышенным содержанием LREE (в сумме от 60 до 160 ppm, табл. 2), практически выполненной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем 4.0) и редуцированной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в среднем 0.51). В этих зернах отмечено высокое содержание Ca (в среднем 208 ppm), Li (в среднем 43.5 ppm) и Hf (в среднем 10170 ppm) при умеренном содержании U (416–785 ppm). С учетом того, что три из четырех точек (1.1, 12.1, 27.1 на рис. 1) принадлежит черным в CL каймам циркона, то происхождение этих кайм можно считать метаморфическим при активном воздействии флюида. Одна точка циркона (7.1) резко обособлена на рис. 4, б, ее отличает пониженное содержание средних и тяжелых REE, незначительная отрицательная Eu-аномалия, но при этом положительная Ce-аномалия хорошо проявлена ($Ce/Ce^* = 40$), и сохраняется дифференцированный характер спектра REE. Пониженное Th/U-отношение (0.09 — табл. 2) говорит о возможном метаморфическом генезисе этого домена циркона.

Циркон из лампрофиров по характеру распределения REE можно разделить на две подгруппы — черные в CL зерна (точки 40.1 и 41.1, рис. 1) являются высокоиттриевыми (5165 и 5623 ppm соответственно). В них установлено повышенное содержание REE (3420 и 4243 ppm), спектры REE значительно приподняты в области легких REE (LuN/LaN отношение в среднем 160), положительная Ce-аномалия редуцирована (рис. 4, в). Однако сохраняется отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.06). Остальные шесть зерен циркона из лампрофиров по распределению REE близки к типичному умеренноиттриевому циркону Пижемского месторождения.

Для изученного циркона характерна положительная корреляция содержания Y и P (рис. 5, а). Составы умеренно иттриевого циркона Пижемского месторождения и лампрофиров совпадают на этом графике, а высокоиттриевые цирконы образуют единый тренд точек, соединяющийся с основной группой. Такое соотношение Y и P обусловлено ксенотимовой схемой изоморфизма в цирконе, при которой $(Y + REE)^{3+}$ и P^{5+} замещают $(Zr + Si)^{4+}$ [19]. Если в высокоиттриевом цирконе Пижемского месторождения содержание Y не превышает 15000 ppm, то в цирконе из вышележащего проявления Ичетью содержание Y достигает 100000 ppm [14]. При этом содержание P закономерно увеличивается от 10000 до 40000 ppm с ростом содержания Y и суммы REE. Ранее для циркона, также аномально обогащенного Y и REE, из различных комплексов пород Фенноскандинавского щита, было установлено, что содержание P увеличивается всего лишь до 500–800 ppm, что предполагает иную, не ксенотимовую схему изоморфного вхождения Y и REE в структуру циркона [15]. Ксенотимовая схема изоморфизма для изученного циркона Тимана также подтверждается соотношением Y и суммы REE в пропорции 1:1 и практически непрерывным трендом изменения состава циркона по Y и REE с высокой степенью корреляции (рис. 5, б).

Содержание Y и Nb коррелирует только в высокоиттриевом цирконе Пижемского месторождения (рис. 5, в). В умеренноиттриевом цирконе содержание Nb варьирует от 6 до 70 ppm (табл. 2) вне зависимости от уровня содержания Y. Циркон из лампрофиров в целом, за исключением двух высокоиттриевых зерен, содержит меньше Nb.

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе Пижемского месторождения и лампрофирах Четласского Камня
 Table 2. Composition of rare and rare-earth elements (ppm) in zircon of the Pizhemsкое deposit and lamprophyres of the Chetlassy Kamen Ridge

Компонент Component	Циркон Пижемского месторождения / Zircon from Pizhemsкое deposit																					
	Высокоиттриевый циркон / High-yttrium zircon								Умеренно иттриевый циркон / Moderate yttrium zircon													
	4.1	25.1	30.1	31.1	33.1	35.1	1.1	2.1	3.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1	
La	42.9	33.0	0.18	7.71	21.2	0.12	0.98	0.10	0.10	0.08	2.14	0.03	0.09	0.28	0.06	0.06	1.45	0.33	0.14	0.13	0.02	
Ce	880	243	112	125	738	21.1	30.0	29.9	41.3	14.5	59.9	5.01	4.72	17.7	30.6	22.4	49.2	12.5	25.8	13.3	21.4	
Pr	213	49.9	0.70	26.8	133	0.72	3.16	0.33	0.39	0.39	7.19	0.03	0.34	0.90	0.08	0.23	8.77	1.58	0.13	0.12	0.08	
Nd	1830	464	10.9	210	1363	11.0	28.6	3.87	5.21	6.80	74.4	0.12	5.99	10.7	0.86	4.92	98.8	16.9	1.60	2.05	0.63	
Sm	1115	461	17.1	114	1159	18.0	30.8	6.84	6.81	10.5	69.4	0.14	9.02	15.4	2.79	10.8	80.0	16.4	3.70	4.88	1.36	
Eu	245	108	5.36	31.6	273	0.27	10.0	1.35	1.54	0.45	17.6	0.04	1.33	1.95	0.27	0.84	15.2	2.22	0.98	0.62	0.11	
Gd	1603	681	80.4	215	1792	81.8	97.2	34.1	25.0	40.3	123	0.81	42.2	45.1	21.0	50.2	139	51.1	16.7	29.5	7.03	
Dy	2183	902	323	391	2148	300	195	126	63.7	121	223	3.63	128	199	123	167	207	164	62.3	132	43.1	
Er	1987	916	632	450	1698	579	296	264	106	209	319	12.8	223	430	351	356	342	291	121	269	114	
Yb	2879	1465	1113	673	2675	899	459	475	178	329	590	43.5	357	721	757	583	621	459	219	464	259	
Lu	429	231	189	106	409	136	68.9	78.2	28.7	52.6	95.6	11.8	61.4	107	127	83.0	98.6	72.6	36.9	69.9	48.8	
Li	21.5	83.9	0.05	15.0	79.7	0.17	36.9	16.1	1.10	5.81	55.0	31.7	0.04	22.9	1.28	0.11	49.6	9.40	12.5	6.94	122	
P	8629	3501	437	1661	8014	331	474	405	194	232	883	16.9	93.3	154	475	303	680	272	258	188	109	
Ca	5168	1430	2.78	573	4473	5.91	109	0.82	0.68	1.35	309	1.06	0.78	28.9	0.74	0.78	325	40.9	1.67	2.23	0.87	
Ti	776	181	13.7	97.8	599	16.9	60.0	22.7	18.0	18.1	49.3	3.98	22.4	10.3	5.38	10.6	44.7	21.2	40.1	8.84	13.2	
Sr	58.3	24.3	0.59	6.95	61.0	0.92	4.02	0.39	0.18	0.45	2.70	0.24	0.37	0.99	0.69	0.11	3.04	0.78	0.22	0.50	0.23	
Y	14044	6252	3654	3010	14741	3193	1630	1529	657	1185	1831	69.2	1287	2403	1794	2104	1903	1669	722	1518	615	
Nb	49.0	31.4	15.6	13.6	54.7	15.4	67.4	59.2	41.5	45.9	30.5	27.8	18.7	60.4	50.7	46.3	30.5	15.7	23.7	23.0	17.1	
Ba	484	134	1.62	19.2	407	3.33	9.87	0.90	1.24	0.85	12.1	0.69	0.79	2.07	1.35	1.23	25.2	2.78	1.62	1.29	1.18	
Hf	9064	12306	9271	11204	20918	9185	9281	8988	7690	8191	10517	10350	6602	10847	11780	7201	10925	8763	7846	7778	11426	
Th	2177	394	372	96.5	2133	309	148	157	45.7	51.3	188	29.6	37.8	201	132	61.5	195	84.5	24.3	92.0	171	
U	2224	1335	318	730	3237	884	416	247	44.7	205	467	323	66.3	698	397	160	785	175	56.4	232	648	
Th/U	0.98	0.30	1.17	0.13	0.66	0.35	0.36	0.64	1.02	0.25	0.40	0.09	0.57	0.29	0.33	0.39	0.25	0.48	0.43	0.40	0.26	
Eu/Eu*	0.56	0.58	0.44	0.61	0.58	0.02	0.56	0.27	0.36	0.07	0.58	0.34	0.21	0.22	0.11	0.11	0.44	0.23	0.38	0.16	0.11	
Ce/Ce*	2.23	1.45	77.0	2.11	3.37	17.0	4.12	39.6	51.4	20.4	3.69	39.6	6.58	8.51	112	45.0	3.34	4.19	45.5	26.8	137	
ΣREE	13408	5553	2484	2352	12409	2047	1219	1020	456	785	1581	77.9	833	1549	1413	1278	1662	1088	489	985	496	
ΣLREE	2967	789	124	370	2254	33.0	62.8	34.2	47.0	21.8	144	5.19	11.1	29.6	31.5	27.6	158	31.3	27.7	15.6	22.2	
ΣHREE	9081	4195	2337	1836	8723	1996	1116	977	401	752	1351	72.6	811	1502	1378	1238	1408	1038	457	964	472	
Lu _N /La _N	96.4	67.3	10248	132	186	10605	676	7330	2845	6723	430	4032	6597	3676	21351	12697	653	2132	2495	5347	26765	
Lu _N /Gd _N	2.16	2.74	19.0	3.98	1.85	13.5	5.73	18.5	9.28	10.6	6.31	118	11.8	19.2	48.9	13.4	5.72	11.5	17.9	19.2	56.2	
Sm _N /La _N	41.7	22.4	154	23.8	87.7	232	50.3	107	112	224	51.9	7.71	161	88.1	77.8	274	88.1	80.3	41.5	62.1	124	
T(Ti), °C	1360	1084	771	994	1304	791	930	821	798	798	906	668	820	745	691	749	895	814	882	732	768	

Компонент Component	Циркон Пижемского месторождения / Zircon from Pizhenskoe deposit																	Циркон лампрофиров Челлаского Камня Zircon of lamprophyres of Chetlasky Kamen						
	Умеренно итриевый циркон / Moderate yttrium zircon																							
	17.1	18.1	19.1	20.1	21.1	22.1	23.1	24.1	26.1	27.1	28.1	29.1	32.1	34.1	36.1	37.1	38.1	39.1	40.1	41.1	42.1	43.1		
La	0.22	0.12	0.17	0.05	0.05	0.07	3.67	0.27	0.04	1.16	0.15	0.19	0.08	0.39	0.25	0.10	0.32	0.13	10.6	20.5	0.11	0.09		
Ce	111	140	29.9	8.92	16.2	26.6	53.7	50.2	16.8	42.2	30.2	23.6	5.63	9.34	33.4	12.3	17.4	28.4	90.4	203	12.3	45.5		
Pr	0.71	0.67	0.42	0.08	0.12	0.36	2.62	0.96	0.11	4.15	0.10	0.13	0.07	1.16	0.20	0.09	0.94	0.29	12.2	26.1	0.24	0.12		
Nd	11.8	8.26	5.26	1.12	1.85	6.37	17.5	13.0	1.46	35.0	1.13	1.80	0.86	11.8	2.79	1.55	10.0	4.17	80.9	166	2.79	1.64		
Sm	17.2	10.2	6.81	2.23	4.25	10.5	13.7	20.4	3.31	23.2	2.29	3.79	2.17	13.0	4.91	2.73	10.6	6.85	57.4	126	4.82	5.46		
Eu	2.37	2.05	1.26	0.05	0.70	1.70	2.90	6.25	0.11	5.68	0.37	0.11	0.50	2.21	0.32	0.17	2.24	0.84	1.40	4.18	0.53	2.11		
Gd	61.0	33.8	28.2	14.5	24.1	50.1	51.7	73.6	17.9	59.8	13.3	21.6	11.5	44.0	22.1	15.0	27.5	34.3	146	238	25.1	25.9		
Dy	206	90.3	103	58.1	111	163	179	221	82.3	118	65.2	85.5	46.5	131	70.2	75.2	94.2	156	486	610	95.5	95.4		
Er	364	156	220	131	214	301	351	402	179	182	174	179	111	206	133	185	178	384	840	956	199	211		
Yb	578	277	416	223	288	497	618	688	319	267	376	316	227	321	256	352	328	782	1466	1653	343	443		
Lu	92.1	46.3	66.6	36.9	39.5	79.2	104	118	49.9	41.6	67.3	54.0	39.4	53.0	46.0	58.6	51.9	126	229	241	54.8	73.5		
Li	1.70	19.5	17.6	56.9	56.1	6.89	33.9	5.71	0.02	32.3	0.07	40.4	11.7	97.1	48.7	0.24	42.6	87.9	3.67	3.68	0.77	4.63		
P	337	180	302	99.4	55.3	251	550	415	188	482	223	190	113	559	96.2	212	249	605	1311	1307	228	167		
Ca	1.60	0.70	14.0	0.87	1.69	0.68	250	37.4	1.33	89.0	15.7	4.44	0.91	25.5	6.57	3.47	42.8	3.13	184	401	4.67	6.17		
Ti	40.5	35.9	19.7	14.7	4.77	25.6	19.1	42.4	15.3	18.2	10.9	11.9	12.2	27.0	12.7	8.84	18.5	16.6	96.4	1735	22.4	5.74		
Sr	0.67	0.36	0.77	0.25	0.40	0.52	1.15	0.78	0.54	1.33	0.36	0.21	0.18	1.03	0.37	0.46	1.01	0.62	10.5	28.3	0.40	1.26		
Y	2088	964	1264	700	1144	1743	1975	2472	1012	1101	918	998	619	1452	787	954	1048	1984	5165	5623	1113	1129		
Nb	17.2	25.0	26.0	17.6	33.9	15.2	20.0	14.3	20.8	12.8	14.7	17.3	5.86	13.1	14.8	13.8	13.6	11.2	17.1	38.9	13.4	11.8		
Ba	2.26	1.53	2.27	1.18	1.20	0.98	1.40	2.89	1.10	4.81	0.79	1.10	1.23	2.38	5.58	4.34	6.69	2.85	12.0	26.9	1.90	3.06		
Hf	8753	7778	10584	8387	6838	8174	8369	7245	10995	9969	8930	9569	8186	8802	7517	8511	9131	9191	11239	12474	9010	8038		
Th	226	256	205	38.3	43.1	115	144	103	112	335	123	146	44.0	219	133	60.9	98.0	112	831	1646	74.2	169		
U	123	275	557	208	556	135	260	118	428	601	208	494	145	406	696	216	394	343	3519	5959	256	250		
Th/U	1.83	0.93	0.37	0.18	0.08	0.85	0.56	0.87	0.26	0.56	0.59	0.29	0.30	0.54	0.19	0.28	0.25	0.33	0.24	0.28	0.29	0.68		
Eu/Eu*	0.22	0.34	0.28	0.02	0.21	0.23	0.33	0.49	0.04	0.46	0.20	0.04	0.31	0.28	0.09	0.08	0.40	0.17	0.05	0.07	0.15	0.54		
Ce/Ce*	68.7	119	27.2	36.4	50.1	39.8	4.19	23.7	60.1	4.64	60.9	36.0	17.9	3.36	35.6	32.9	7.66	35.0	1.92	2.12	18.1	109		
ΣREE	1446	765	877	476	699	1136	1397	1594	670	780	730	686	444	793	570	703	721	1523	3420	4243	739	904		
ΣLREE	124	149	35.8	10.2	18.3	33.4	77.4	64.5	18.4	82.5	31.5	25.7	6.64	22.7	36.7	14.1	28.6	33.0	194	415	15.4	47.4		
ΣHREE	1302	604	833	463	675	1090	1303	1503	648	669	695	656	435	755	528	686	679	1482	3167	3698	718	849		
Lu _N /La _N	4078	3680	3815	7786	7657	10578	273	4176	11755	345	4447	2765	4473	1303	1750	5862	1555	9151	208	113	4659	8161		
Lu _N /Gd _N	12.2	11.1	19.1	20.5	13.3	12.8	16.3	13.0	22.5	5.63	40.8	20.3	27.8	9.74	16.8	31.6	15.3	29.8	12.7	8.19	17.7	22.9		
Sm _N /La _N	126.9	135	64.9	78.1	137	232	5.96	120	129	32.0	25.2	32.2	41.0	53.3	31.1	45.4	52.6	82.5	8.66	9.85	68.1	101		
T(Ti), °C	884	870	806	778	682	833	804	889	782	799	750	759	761	839	765	732	800	790	992	1567	820	696		

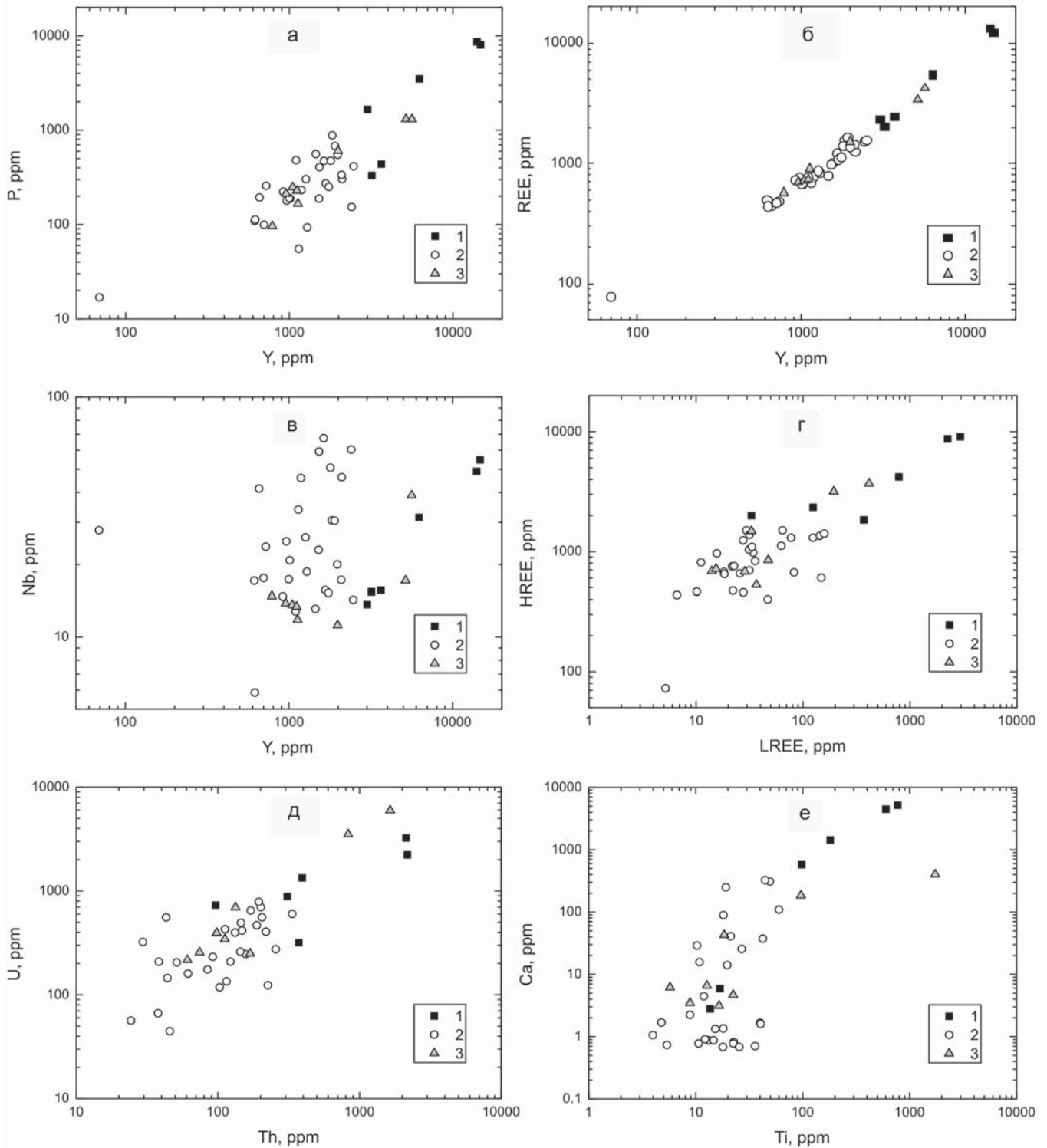


Рис. 5. Соотношение Y-P (а), Y-REE (б), Y-Nb (в), LREE-HREE (г), Th-U (д), Ti-Ca (е) для циркона Пижемского месторождения (1 — высокоиттриевый циркон; 2 — умеренно иттриевый циркон) и лампрофиров Четласского Камня (3)
Fig. 5. Ratio of Y-P (a), Y-REE (б), Y-Nb (в), LREE-HREE (г), Th-U (д), Ti-Ca (е) for zircon of the Pizhemsкое deposit (1 — high-Y zircon; 2 — moderately Y-zircon) and lamprophyres of the ridge Chetlasky Kamen (3)

Легкие и тяжелые REE коррелируют между собой, при этом высокоиттриевый циркон содержит большее количество LREE и HREE (рис. 5, г). Умеренноиттриевый циркон Пижемского месторождения образует довольно компактную группу на графике, с которой совпадают фигуративные точки циркона из лампрофиров.

Умеренно- и высокоиттриевый циркон Пижемского месторождения также отличаются друг от друга по содержанию Th и U (рис. 5, д). Высокоиттриевый циркон, как правило, содержит больше Th и U. Соотношение Th и U

в изученном цирконе достаточно выдержанное: Th/U отношение в среднем составляет 0.48 по данным геохимического исследования (табл. 2) и 0.68 по данным SHRIMP (табл. 1). Обе величины относятся к диапазону значений циркона магматического генезиса [23].

Неформульные для циркона элементы — Ca и Ti — положительно коррелируют (рис. 5, е), при этом высокоиттриевый циркон содержит больше и Ca, и Ti. При уровне содержания Ca менее 10 ppm его корреляция с Ti пропадает. Температура кристаллизации умеренноиттриевого

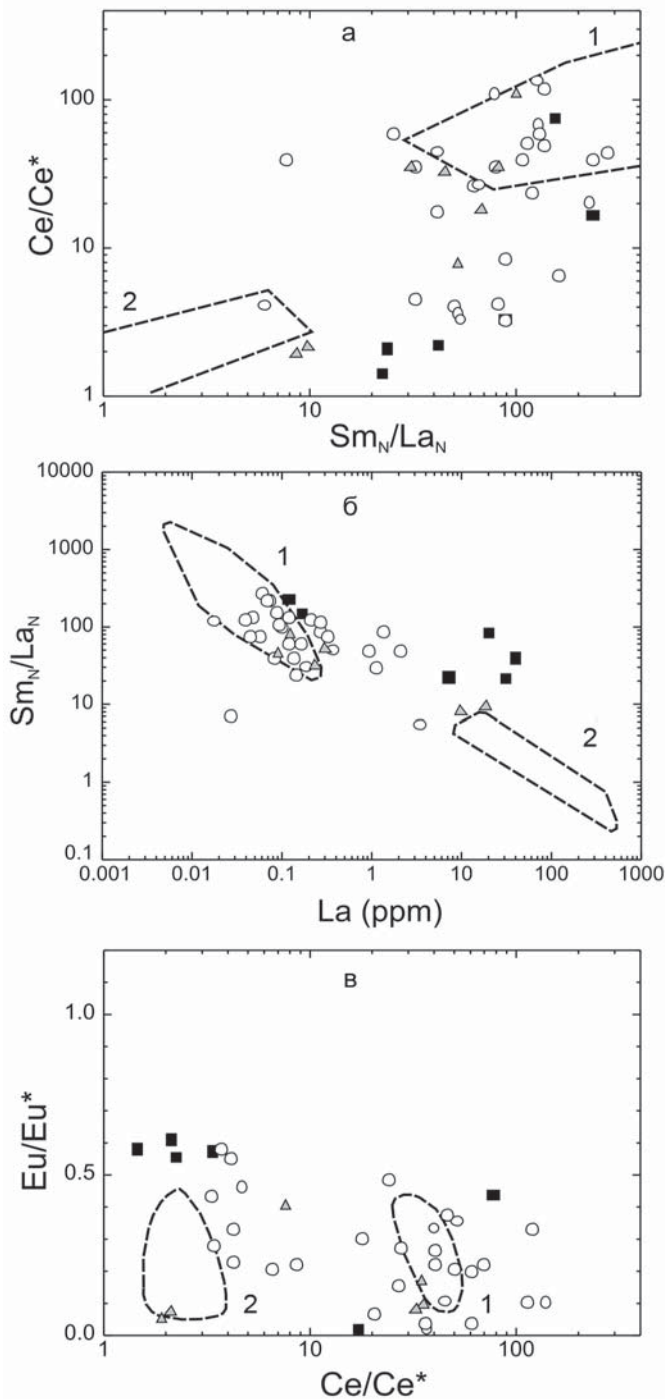


Рис. 6. Соотношение Sm/La - Ce/Ce^* (а), La - Sm/La (б) и Ce/Ce^* - Eu/Eu^* (в) для циркона. Показаны поля составов магматического (1) и гидротермально-метасоматического циркона (2) по [22, 26]. Условные обозначения для фигуративных точек циркона совпадают с рис. 5

Fig. 6. Sm/La - Ce/Ce^* ratio (a), La - Sm/La (b) and Ce/Ce^* - Eu/Eu^* (c) for zircon. Fields of structures magmatic (1) and hydrothermal-metasomatic zircon (2) are shown [22, 26]. Symbols for figurative points of zircon coincide with Fig. 5

циркона по титановому термометру [27] попадает в диапазон 670–930 °C при среднем значении 800 °C (табл. 2). В целом содержание Ti не превышает эмпирический лимит в 50–70 ppm, позволяющий использовать титановый термометр [25]. В высокоиттриевом цирконе содержание Ti достигает 600 и даже 776 ppm, что исключает его использование в качестве геотермометра (табл. 2).

В большинстве проанализированного циркона спектры распределения REE (рис. 4) отвечают характерному

для магматического циркона типу с высоким значением Lu_N/La_N -отношения, четко проявленной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* достигает 137) и менее контрастной отрицательной Eu-аномалией [23]. Содержание неформульных для циркона элементов (Ca, Sr, Ba, Nb, Ti) сравнительно невелико и в сумме составляет 20–428 ppm.

Высокоиттриевый циркон характеризуется резко повышенным уровнем суммарного содержания REE, варьирующим в одном порядке — от 3400–4200 в лампрофирах до 5500–13400 ppm в Пижемском месторождении (табл. 2). Необходимо отметить, что в высокоиттриевом цирконе аномально увеличивается содержание не только неформульных элементов (Ca, Sr, Ba, Nb, Ti), но также более свободно, изоморфно входящих в его решетку Hf, Th, U и P. Суммарное содержание в цирконе всех этих элементов, без учета REE, варьирует от 22300 до 54700 ppm (табл. 2).

На дискриминационных диаграммах (рис. 6), используемых для разделения составов циркона магматического и гидротермально-метасоматического генезиса [22, 26], изученный циркон попадает либо в поле магматического генезиса, либо занимает промежуточное положение в направлении поля составов гидротермально-метасоматического циркона. Высокоиттриевый циркон Пижемского месторождения и лампрофиров Четласского Камня максимально тяготеет к полю гидротермально-метасоматического циркона, но формально в него не попадает.

По известным критериям соотношения Yb-U, Hf-U/Yb (рис. 7, а, б) весь изученный циркон попадает в поле циркона из континентальных пород [20]. На диаграмме Y-U/Yb (рис. 7, в) обособляются точки состава высокоиттриевого циркона Пижемского месторождения и лампрофиров. При этом они расположены вдоль линии, разграничивающей цирконы однозначно океанического генезиса (нижняя часть диаграммы) от цирконов континентальных пород и поля неопределенности. Очевидно, что данная диаграмма, построенная на ограниченной выборке аналитических данных, не в полной мере может служить для идентификации генезиса циркона с аномально высоким содержанием Y.

В целом результаты впервые проведенного датирования циркона Пижемского месторождения согласуются с результатами исследования возраста циркона, выделенного из вышележащего конглобрекчиевого пласта проявления Ичетью [6, 7]. Геохимическая специализация циркона двух объектов во многом совпадает — все это может свидетельствовать о едином источнике циркона для них. Доказательством того, что источник циркона глубинный, а не латеральный, является отсутствие на современной эрозионной поверхности Тимана пород древнее 1 млрд лет. Кроме того, Y-P-REE-геохимическая специализация циркона Тимана отсутствует в магматических и осадочных породах Урала и Балтийского щита.

Для установления меры генетических связей и возможного источника вещества циркона проведен факторный анализ (метод главных компонент), в котором использованы 26 признаков, характеризующих состав циркона (54 анализа в 47 зернах: 35 зерен циркона Пижемского титанового месторождения, 8 зерен циркона из лампрофиров Четласского Камня и 11 анализов 4 зерен высокоиттриевого циркона проявления Ичетью). В качестве признаков при обработке данных методом факторного анализа были выбраны: химический состав циркона (22 элемента — La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy,

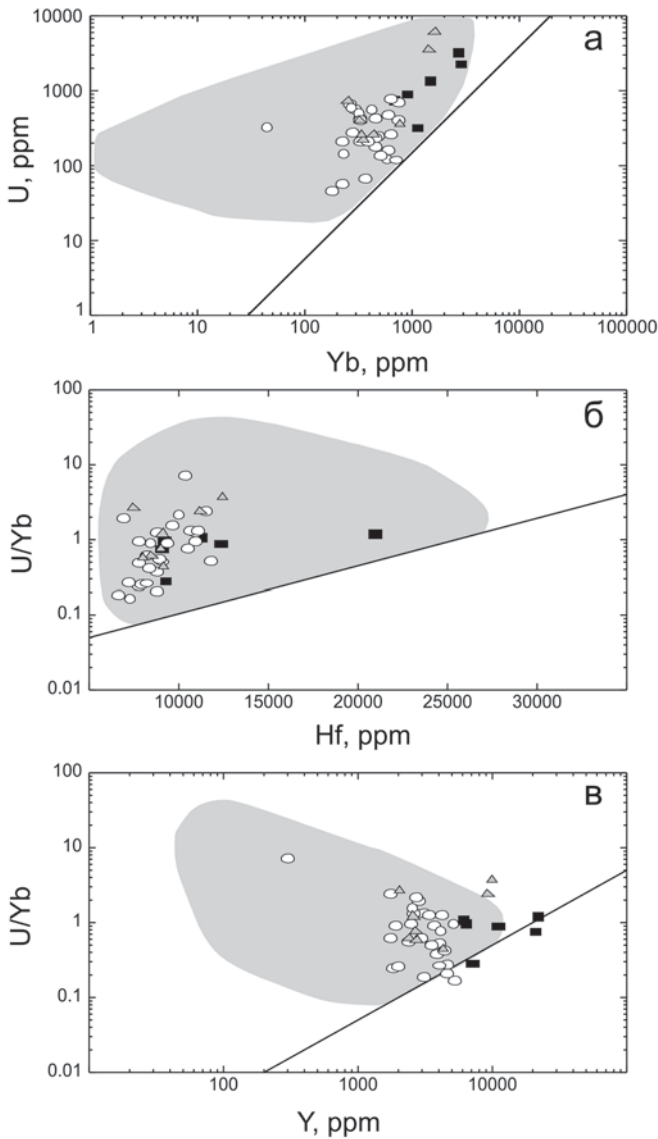


Рис. 7. Соотношение Yb-U (а), Hf-U/Yb (б) и Y-U/Yb (в) для циркона. Серым цветом показано поле циркона континентальных пород, ниже наклонной линии находится поле циркона однозначно океанического происхождения [20]. Условные обозначения для фигуративных точек циркона см. на рис. 5

Fig. 7. A ratio of Yb-U (a), Hf-U/Yb (b) and Y-U/Yb (c) for zircon. The field of zircon of continental rocks is shown by gray color, below the inclined line there is a field of zircon of unambiguously oceanic origin [20]. Symbols for figurative points of zircon coincide with Fig. 5

Er, Yb, Lu, Li, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Ba, Hf, Th, U), U-Pb-возраст зерен циркона и морфологические признаки (коэффициент удлинения, зональность и яркость катодолуминесцентного свечения, оцененные в баллах).

Два главных фактора удовлетворительно описывают изменчивость всей выборки данных со следующими весами: F1 = 71.63 %; F2 = 8.04 %. Другие факторы не принимаются в расчет ввиду своего незначительного вклада в общую дисперсию. Графическое изображение результата факторного анализа показано на рис. 8. Все проанализированные химические элементы разделились на четыре группы на диаграмме факторных нагрузок (рис. 8, а). Отмечены высокие корреляционные связи между всеми REE, Th, Y и P, эти элементы-примеси образовали единое компактное поле. Высокая корреляция на уровне ($r = 0.92-1.00$) для большой группы элементов убе-

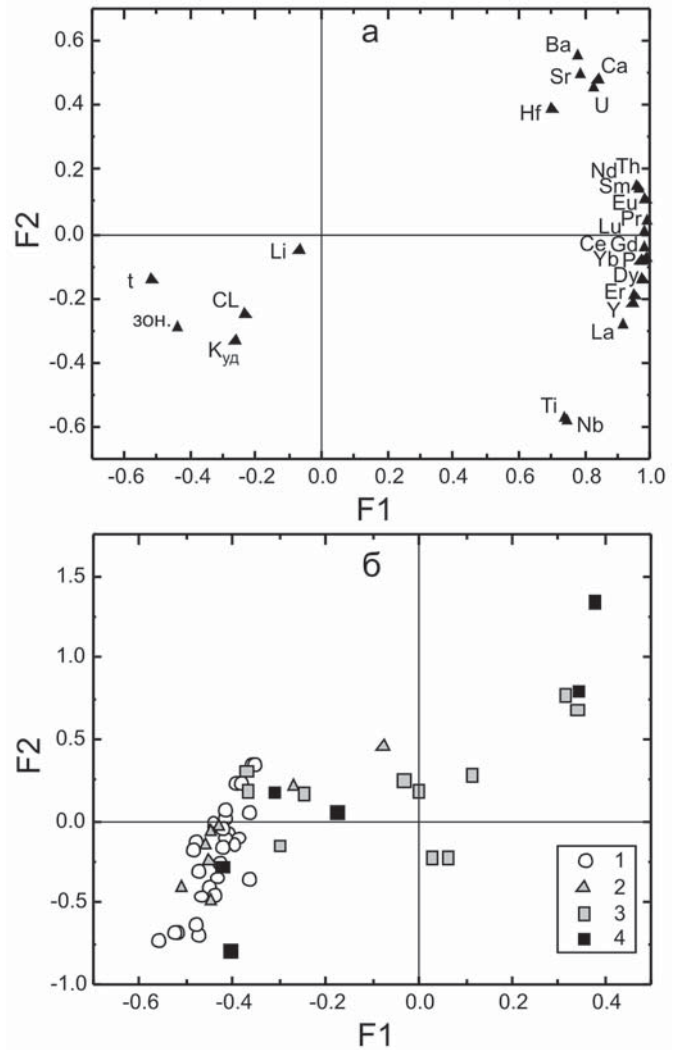


Рис. 8. Диаграммы в координатах главных факторов (F1 и F2) для изученного циркона: а — факторных нагрузок; б — значений факторов. Условные обозначения: а) t — U-Pb-возраст, Куд — коэффициент удлинения, CL — яркость катодолуминесценции, зон. — зональность; б) 1 — умеренноиттриевый циркон Пижемского месторождения, 2 — циркон лампрофиров Четласского Камня, 3 — высокоиттриевый циркон проявления Ичетью [14], 4 — высокоиттриевый циркон Пижемского месторождения

Fig. 8. Charts in coordinates of main factors (F1 and F2) for the studied zircon: А — factorial loadings; Б — values of factors. Symbols: а) t — U-Pb age, Куд — lengthening coefficient, CL — brightness of a cathodoluminescence, zon. — zonality; б) 1 — moderately Y zircon of the Pizhemsкое deposit, 2 — zircon from lamprophyres of the Chetlassky Kamen ridge, 3 — high-Y zircon of Ichetyu occurrence [14], 4 — high-Y zircon of the Pizhemsкое deposit

дительно свидетельствует о существовании гетеровалентного изоморфизма между Zr и Si с одной стороны и Y, REE, P с другой в ряду циркон — ксенотим. Тяжелые REE имеют более сильные корреляционные связи с Y, чем легкие. Другая группа сильно коррелирующих между собой элементов ($r = 0.90-0.95$) объединяет Ca, Sr, Ba, Hf, U — литофильные элементы, близкие между собой по геохимическим свойствам. Сильная корреляция ($r = 0.99$) между Ti и Nb свидетельствует о том, что источником циркона могли быть щелочно-ультраосновные породы, для которых эти элементы-примеси весьма характерны. Литий не коррелируется с другими элементами. Отрицательные

корреляционные связи выявлены между содержанием большинства химических элементов с одной стороны и возрастом и морфологическими признаками (зональностью, яркостью CL, коэффициентом удлинения зерен циркона) с другой стороны. Это означает, что более древний циркон содержит меньше элементов-примесей по сравнению с цирконом относительно молодого возраста, а также имеет морфологические признаки циркона магматического генезиса (удлиненную форму и осциллиционную зональность в контрастных тонах).

Результат факторного анализа для 54 точек циркона показывает, что фигуративные поля всех совокупностей циркона (Пижемское месторождение, проявление Ичетью и лампрофиры Четлаского Камня) в значительной степени пересекаются (рис. 8, б), в особенности это характерно для циркона Пижемского месторождения и лампрофиров. От основной группы в правую часть графика значений факторов отклоняются высокоиттриевые разновидности циркона всех трех объектов. Вышесказанное подтверждает вывод о едином геохимическом типе рассмотренного циркона и о возможном едином глубинном источнике для них.

Выводы

1. Впервые получены данные по геохимии и U-Pb-возрасту циркона Пижемского титанового месторождения. Проведен сравнительный анализ этих данных с таковыми для циркона из полиминерального проявления Ичетью и лампрофиров Четлаского Камня Среднего Тимана, предполагаемого источника рудного вещества для Пижемского месторождения. Установлено, что в титаноносной руде присутствуют зерна циркона широкого временного интервала. Материалом и коренным источником рудного вещества были не только лампрофиры — вероятно, флюидизаты дренировали тиманский фундамент с большой глубины. Результаты определения возраста циркона показали, что в изученной выборке присутствуют зерна с самыми «молодыми» датировками — 591–572 млн лет. Отсутствие фанерозойского циркона свидетельствует о том, что сама титаноносная толща более древняя, чем предполагалась ранее (средний девон), ее возраст следует считать докембрийским.

2. Установлен единый геохимический тип для циркона из всех трех объектов, для которого характерен одинаковый тренд гетеровалентного изоморфизма ксенотимового типа $(Zr+Si)^{4+} \rightarrow (Y+REE)^{3+}+P^{5+}$. В каждом из трех объектов для большинства зерен характерно относительно низкое содержание Y + REE в интервале от 150 до 3000 ppm, однако в каждом из них присутствует более 10 % зерен циркона с аномально высоким суммарным содержанием этих элементов — до 1–3.5 мас. %, коррелирующим с содержанием P. Источник собственно Y-HREE-циркона в настоящее время доподлинно не известен. Но тем не менее этот «маркер» заметно проявился во всех рассмотренных в статье объектах. Сейчас можно говорить об особом «тиманском» типе иттрий-фосфор-редкоземельного циркона.

3. В цирконе отмечается повышенное содержание титана, которое дает высокую расчетную температуру кристаллизации — от 668 до 994 °C (среднее значение 806 °C). Такая температура характерна для коровых магматических пород. В аномальном по содержанию Y, REE и Ca (индикатор степени метамиктности) цирконе отмечается повышенное содержание Ti, которое дает нер-

ально высокие температуры кристаллизации, не использованные при расчете средних значений. Установленная высокая корреляция ($r = 0.99$) содержания Ti и Nb в цирконе подтверждает вероятность того, что источником циркона Пижемского месторождения могли служить щелочно-ультраосновные породы (лампрофиры), широко распространенные на Среднем Тимане.

Авторы благодарят С. Г. Симакина, Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) и сотрудников ЦИИ ВСЕГЕИ за аналитические исследования циркона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00125), Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014–2016 гг. и НИР ИГЕМ РАН № 72-8 «Эволюция россыпеобразующих систем в процессе литогенеза: от мобилизации вещества до россыпей дальнего сноса».

Литература

1. Игнатьев В. Д., Бурцев И. Н. Лейкоксен Тимана: Минералогия и проблемы технологии. СПб.: Наука, 1997. 215 с.
2. Каложный В. А. Некоторые черты ильменито-лейкокситовых осадочно-метаморфических фаций сланцев и связанные с ними россыпи на Тимане // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1965. С. 467–473.
3. Каложный В. А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 264 с.
4. Макеев А. Б. Пижемское титановое месторождение — флюидизатная кальдера в Пижемской депрессии (Средний Тиман) // Геохимия литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, 17–19 марта 2014 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 86–89.
5. Макеев А. Б. Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения // Минералогия. 2016. № 1. С. 24–49.
6. Макеев А. Б., Баянова Т. Б., Борисовский С. Е., Жиличева О. М. Состав, изотопный U-Pb-возраст и источник циркона полиминерального проявления Ичетью (Средний Тиман) // Записки РМО. 2015. № 6. С. 9–18.
7. Макеев А. Б., Борисовский С. Е., Баянова Т. Б., Жиличева О. М., Скублов С. Г. Уникальные иттриевые цирконы полиминерального проявления Ичетью // Минералогия. 2015. № 4. С. 29–46.
8. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Лампрофиры Тимана // Региональная геология и металлогения. 2009. Т. 37. С. 51–73.
9. Макеев А. Б., Дубинчук В. Т., Быховский Л. З., Лаломов А. В., Макеев Б. А. Пижемское титановое месторождение: проблемы генезиса // Матер. XIV Межд. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ-2010). Новосибирск, 2010. С. 417–422.
10. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
11. Макеев А. Б., Дудар В. А., Самарова Г. С., Быховский Л. З., Тигунов Л. П. Пижемское титановое месторождение (Средний Тиман): аспекты геологического строения и освоения // Рудник будущего. 2012. № 1(9). С. 16–24.
12. Макеев А. Б., Иванух В., Обыден С. К., Брянчанинова Н. И., Иванников П. В., Сапарин Г. В. Взаимоотношение алмаза и карбонадо (по материалам исследования бразильской и среднетиманской коллекций) // Доклады АН. 2003. Т. 393. № 3. С. 393–397.
13. Макеев А. Б., Носик Л. П. Химический и изотопный состав сидерита Пижемского месторождения (Средний Тиман) // Геология и минеральные ресурсы Европейского



Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 277–279.

14. *Makeev A. B., Skublov S. G.* Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821–828.

15. *Skublov S. G., Marin Yu. B., Galankina O. L., Simakin S. G., Myskova T. A., Astaf'ev B. Yu.* Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 6. С. 792–799.

16. *Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G.* Геохимия циркона (данные ионного микронзонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 7. С. 1–18.

17. *Цаплин А. Е., Тополюк В. В., Бакулина Л. П., Довжикова Е. Г.* Строение титаноносной малоручейской свиты Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 9. С. 57–62.

18. *Чернышев И. В., Makeev A. B., Гольцман Ю. В., Брянчанинова Н. И.* Возраст титановых месторождений северо-востока Восточно-Европейской платформы: Rb-Sr-данные // Доклады АН. 2010. Т. 435. № 3. С. 378–383.

19. *Finch R. J., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Burns P. C.* Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A singlecrystal X-ray study of xenotime substitution. *Amer. Mineral.* 2001. Vol. 86. P. 681–689.

20. *Grimes C. B., John B. E., Kelemen P. B., Mazdab F., Wooden J. L., Cheadle M. J., Hanghuj K., Schwartz J. J.* The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology.* 2007. Vol. 35. P. 643–646.

21. *Hinton R. W., Upton B. G. J.* The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. Vol. 55. P. 3287–3302.

22. *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. Vol. 69. P. 637–648.

23. *Hoskin P. W. O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 27–62.

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

25. *Page F. Z., Fu B., Kita N. T., Fournelle J., Spicuzza M. J., Schulze D. J., Viljoen F., Baise M. A. S., Valley J. W.* Zircons from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti in zircon thermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. Vol. 71. P. 3887–3903.

26. *Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutlaqi A., Annich M., El Hakour A., Delouie E., Feraud G.* Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit — Morocco). *Chem. Geol.* 2007. Vol. 245. P. 135–161.

27. *Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.* 2006. Vol. 151. P. 413–433.

References

1. *Ignatiev D. V., Burtsev I. N.* *Leikoksen Timana: Mineralogiya i problemy tehnologii* (The leucoxene of Timan: Mineralogy and problems of technology). St. Petersburg, Nauka, 1997, 215 pp.

2. *Kalyuzhny V. A.* *Nekotorye cherty ilmenito-leikoksenosnykh osadochno-metamorficheskikh fatsii slantsev i svyazannye s nimi rossypi na Timane* (Some features of ilmenite-leucoxene sedimentary-metamorphic facies of shales and associated deposits

on the Timan). In: *Geology and minerals of the North-East of the European part of the USSR and the North of the Urals.* Syktyvkar, 1965, pp. 467–473.

3. *Kalyuzhny V. A.* *Geologiya novykh rassypeobrazuyuschih metamorficheskikh formatsii* (Geology of new placer-bearing metamorphic formations). Moscow, Nauka, 1982, 264 pp.

4. *Makeyev A. B.* *Pizhemsкое titanovoe mestorozhdenie — flyuidizatsionnaya kaldera v Pizhemsкой depressii (Srednii Timan)* (Pizhemsky titanium deposit — fluidized caldera in Pizhemsky depression (Middle Timan)). In: *Geochemistry of lithogenesis: Mater. Russian Symposium with international participation* (Syktyvkar, 17–19 March 2014). Syktyvkar: Geoprint, 2014. P. 86–89. (in Russian).

5. *Makeyev A. B.* *Tipomorfnye osobennosti mineralov titanovykh rud Pizhemsкого mestorozhdeniya* (Typomorphic features of minerals of titanium ores from the Pizhemsкое deposit). *Mineralogiya* (Mineralogy). 2016, N 1, pp. 24–49.

6. *Makeyev A. B., Bayanova T. B., Borisovskiy S. E., Zhilicheva O. M.* *Sostav, izotopnyi U-Pb vozrast i istochnik tsirkona polimineralnogo proyavleniya Ichet'yu (Srednii Timan)* (Composition, the U-Pb isotope age and source of zircon in the Ichetju polymineral occurrence (the Middle Timan)). *Zapiski RMO* (Proc. Russian Miner. Soc.). 2015a, No. 6, pp. 9–18.

7. *Makeyev A. B., Borisovsky S. E., Zhilicheva O. M., Bayanova T. B., Skublov S. G.* *Unikal'nye ittriyevye tsirkony polimineralnogo proyavleniya Ichet'yu* (The unique Y-zircon from the Ichet'yu polymineral occurrence (Central Timan)). *Mineralogiya* (Mineralogy). 2015, No. 4, pp. 29–46.

8. *Makeyev A. B., Bryanchaninova N. I.* *Lamprofiry Timana (Lamprophyres of Chetlassky Kamen (Middle Timan))*. *Regional Geol. Metallogeny.* 2009. Vol. 37. P. 51–73.

9. *Makeyev A. B., Dubinchuk V. T., Bykhovskiy L. Z., Lalomov A. V., Makeev B. A.* *Pizhemsкое titanovoe mestorozhdenie: problemy genezisa* (Pizhemsky titanium deposit: Genesis). In: *Proceedings of the 14th Intern. meeting on Geology of placers and weathered rock deposits (PWR-2010)*. Novosibirsk, 2010, pp. 417–422.

10. *Makeyev A. B., Dudar V. A.* *Mineralogiyaalmazov Timana* (Diamond Mineralogy of the Timan). St. Petersburg: Nauka, 2001. 336 p.

11. *Makeyev A., Dudar V., Samarova G., Byhovskiy L., Tiginov L.* *Pizhemsкое titanovoe mestorozhdenie* (Srednii Timan): aspekty geologicheskogo stroeniya i osvoeniya (Pizhemsky titanium deposit (Middle Timan): geological structure and development aspects). *Rudnik Budushego* (Mine of the Future). 2012, N 1(9), pp. 16–24.

12. *Makeyev A. B., Iwanuch W., Obyden S. K., Bryanchaninova N. I., Ivannikov P. V., Saporin G. V.* *Vzaimootnoshenie almaza i karbonado (po materialam issledovaniya brazil'skoi i srednetimanskoj kollektzii)* (Mutual relation between diamond and carbonado (on materials of Brazilian and Middle Timans collections)). *Doklady Earth Sciences.* 2003, Vol. 393A, N 9, 2003, pp. 1251–1255.

13. *Makeyev A. B., Nosik L. P.* *Himicheskii i izotopnyi sostav siderita Pizhemsкого mestorozhdeniya (Srednii Timan)* (The chemical and isotopic composition of siderite Pizhemsкое deposit (Middle Timan)). In: *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: Proceedings of the 15th Geology Congress of the Komi Republic.* V. II, Syktyvkar, IG Komi Science Centre RAS, 2009, pp. 277–279.

14. *Makeyev A. B., Skublov S. G.* *Ittrievo-redkozemel'nye tsirkony Timana: geohimiya i promyshlennoe znachenie* (Yttrium-rare-earth zircons Timan: geochemistry and industrial value). *Geochem. Int.* 2016, Vol. 54, No. 9. P. 821–828.

15. *Skublov S. G., Marin Yu. B., Galankina O. L., Simakin S. G., Myskova T. M., Astaf'ev B. Yu.* *Pervaya nahodka anomal'no*



- (Y+REE)-obogashennyh tsirkonov v porodah Baltiiskogo schita (The first discovery of abnormal (Y+REE)-enriched zircons in rocks of the Baltic Shield). Doklady Earth Sciences. 2011, Vol. 441, Part 2, pp. 1724–1731.
16. Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. *Geohimiya tsirkona (dannye ionnogo mikrosonda) kak indikator genezisa minerala pri geohronologicheskikh issledovaniyakh* (Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies). Geochim. Int. 2008. Vol. 46, No. 9, pp. 912–927.
17. Tsaplin A. E., Topolyuk V. V., Bakulina L. P., Udovikova E. G. *Stroenie titanonosnoi malorucheiskoi svity Srednego Timana* (Structure Malorucheysky titaniferous suite of Middle Timan). Proceedings of Higher Schools, Geologiya i Razvedka (Geology and Exploration). 1988, No 9, pp. 57–62.
18. Chernyshev I. V., Makeyev A. B., Goltsman Yu.V., Bryanchaninova N. I. *Vozrast titanovykh mestorozhdenii severo-vostoka Vostochno-Evropейskoi platformy* (Age of titanium deposits of the Northeastern part of the Eastern European Platform: Rb-Sr data). Doklady Earth Sciences. 2010. Vol. 435, Part 1, pp. 1524–1528.
19. Finch R. J., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Burns P. C. Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A singlecrystal X-ray study of xenotime substitution. Amer. Mineral. 2001. Vol. 86. P. 681–689.
20. Grimes C. B., John B. E., Kelemen P. B., Mazdab F., Wooden J. L., Cheadle M. J., Hanghuj K., Schwartz J. J. The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. Geology. 2007. Vol. 35. P. 643–646.
21. Hinton R. W., Upton B. G. J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 3287–3302.
22. 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. Vol. 69. P. 637–648.
23. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Rev. Miner. Geochem. 2003. Vol. 53. P. 27–62.
24. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253.