

УДК 550.42: 553.494: 549.514.81

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ (U–Pb, SHRIMP-II) И СОСТАВЕ ЦИРКОНА ИЗ УНИКАЛЬНОГО НЕФТЕТИТАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯРЕГСКОЕ, ЮЖНЫЙ ТИМАН

© 2020 г. А. О. Красоткина¹, С. Г. Скублов^{1,2,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹,
А. Б. Макеев^{3,**}, Б. Ю. Астафьев¹, О. А. Воинова⁴

Поступило 30.07.2020 г.

После доработки 07.09.2020 г.

Принято к публикации 23.09.2020 г.

Впервые проведено изотопно-геохимическое исследование (SHRIMP-II, SIMS) циркона из лейкоксен-кварцевого песчаника месторождения Ярегское на Южном Тимане. Установлены две группы циркона, одна из которых имеет признаки гидротермальной переработки – высокое содержание LREE, Y, Ca, Sr и других неформульных элементов. Аналогичные геохимические характеристики имеет гидротермально-измененный циркон из титановых месторождений Среднего Тимана (Ичетью и Пижемское). Вторая группа циркона имеет признаки магматического генезиса – обогащение тяжелыми REE, положительная Ce-аномалия и отрицательная Eu-аномалия. Конкордатные возрасты зерен магматического циркона лежат в пределах 1100–2100 млн лет с максимумами около 1230 и 1540 млн лет. Возраст магматических зерен циркона указывает на преобладание в песчаниках обломочного материала, поступавшего при размыве древнего мезопротерозойского фундамента, и исключает участие кластики с Тимано-Уральской складчатой области.

Ключевые слова: циркон, U–Pb-метод, геохронология, титановые месторождения, Ярегское месторождение, Южный Тиман

DOI: 10.31857/S2686739720120063

Уникальное Ярегское месторождение, расположенное на Южном Тимане, содержит тяжелую вязкую нефть и огромные залежи лейкоксен-кварцевого песчаника (65 млн т TiO₂ по категориям запасов A+B+C), составляющие до 40% общероссийских запасов титана [1]. Титановое оруденение (рис. 1) сконцентрировано в маломощном (15–25 м) пласте кварцевого песчаника, в верхней части антиклинали, насыщенной нефтью. Первоначально считалось, что титановый концентрат сформировался как пляжевая россыпь девонского моря, контуры которого отвечали границам со-

временной Печорской низменности [2]. Альтернативная гипотеза признавала, что ярегский лейкоксен – это продукт конвективного переноса рудного вещества из пород фундамента в уже сформированные осадочные кварцевые песчаники в результате низкотемпературных метасоматических процессов [3]. Позднее было высказано предположение, что главный рудный горизонт – это погребенная аллювиальная россыпь живетского века (D_{2gv}) в палеодолине на сланцевой коре выветривания [4]. В большинстве из предложенных моделей в качестве источника рудного вещества рассматривались рифейские сланцы, обогащенные ильменитом и лейкоксеном. Одна из последних моделей предполагает, что ярегские песчаники имеют позднепротерозойский возраст, а источником рудного вещества были лампрофиры и граниты [5].

В нашем сообщении представлены первые результаты минералого-геохимического и геохронологического изучения циркона из лейкоксеновых песчаников Ярегского месторождения, что дает новую информацию об их происхождении.

Перспективная на поиски титановых месторождений чебьюская свита расположена на своде и юго-восточном крыле Ухтинской антиклинали

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: skublov@yandex.ru

**E-mail: abmakeev@mail.ru

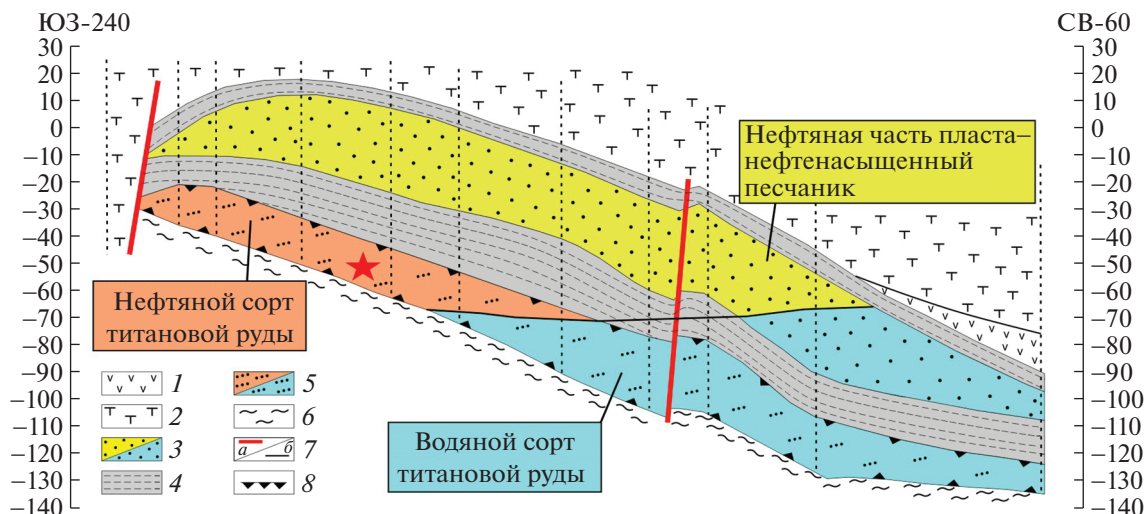


Рис. 1. Схема принципиального геологического строения Ярегского нефтетитанового месторождения (с изменениями по [1]). 1 – базальты; 2 – базальтовые туфы, туффиты; 3 – надрудный нефтенасыщенный пласт песчаников; 4 – надрудные аргиллиты, алеволиты и глинистые песчаники; 5 – песчаники лейкоксен-кварцевые; 6 – метаморфические неопротерозойские сланцы; 7 – (а) тектонические границы, (б) линия водо-нефтяного контакта; 8 – контур балансовых руд по категориям запасов А+В+С. Пунктиром показано положение буровых скважин. Звездочкой отмечено местоположение отбора пробы Т1.

в виде пластовой залежи, вытянутой субмеридионально на 50 км при ширине 10–12 км, а само Ярегское месторождение располагается на меньшей площади около 150 км². Залежь подстилается докембрийскими кристаллическими сланцами, которые прослеживаются в Мезенской синеклизе, где их неметаморфизованные аналоги имеют позднерифейско-вендский возраст [6]. Рудоносная толща перекрывается девонскими отложениями живетского (D_{2gv}) и франского (D_{3fr}) ярусов. В настоящее время Тi-рудная формация по данным споро-пыльцевого анализа относится к чибьюской свите старооскольского надгоризонта живетского яруса [4]. Нефтеносная залежь Ярегского месторождения представлена тремя пластами: I – глинисто-известняковым песчаником, II – песчано-глинистыми и туфогенными сланцами, III – лейкоксен-кварцевым песчаником (рис. 1). Титановая залежь генетически не связана с образованием нефти, которая заполняет как рудный, так и безрудный горизонты кварцевых песчаников в антиклинальной ловушке.

Технологическая проба Т1 нефтенасыщенных титаносных песчаников, массой несколько десятков тонн, была поднята из шахты с глубины около 200 м из рудоносной части III пласта. После дробления пробы нефть была удалена из породы путем экстракции. Тяжелые минералы (циркон, рутил и монацит с плотностью $d > 4 \text{ г/см}^3$) были выделены из тонкой фракции ($< 0.125 \text{ мм}$) путем отмывки в бромформе. Изучение U–Pb-системы для представительной выборки циркона (рис. 2а) проведено на ионном микрозонде

SHRIMP-II по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Кроме того, часть зерен циркона с признаками наложенных изменений (рис. 2б) детально исследована методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе “JEOL” JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 (ИГГД РАН). Содержание редких элементов в цирконе проанализировано в тех же точках, что и определение возраста, на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН. Содержания REE в цирконе нормировались на состав хондрита CI (рис. 3).

Большинство зерен циркона имеют округлую изометричную форму, их максимальный размер в поперечнике варьирует от 100 до 200 мкм (рис. 2а). Преобладает светло-серая окраска в катодолюминесцентном (CL) изображении в сочетании с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью. Некоторые мелкие зерна имеют мозаичную зональность с переходами окраски в CL-изображении от белой до темно-серой. Примерно 20% зерен сохраняют идиоморфный облик с преобладанием граней призмы (коэффициент удлинения = 1–2). Призматические зерна циркона, как правило, имеют гетерогенное строение. В них центральная часть (ядро) имеет светлый оттенок в CL-изображении с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью. Краевые зоны (каймы) более темные, но также характеризуются тонкополосчатой зональностью.

Спектры распределения REE в большинстве зерен циркона демонстрируют дифференцированный характер с увеличением от легких к тяже-

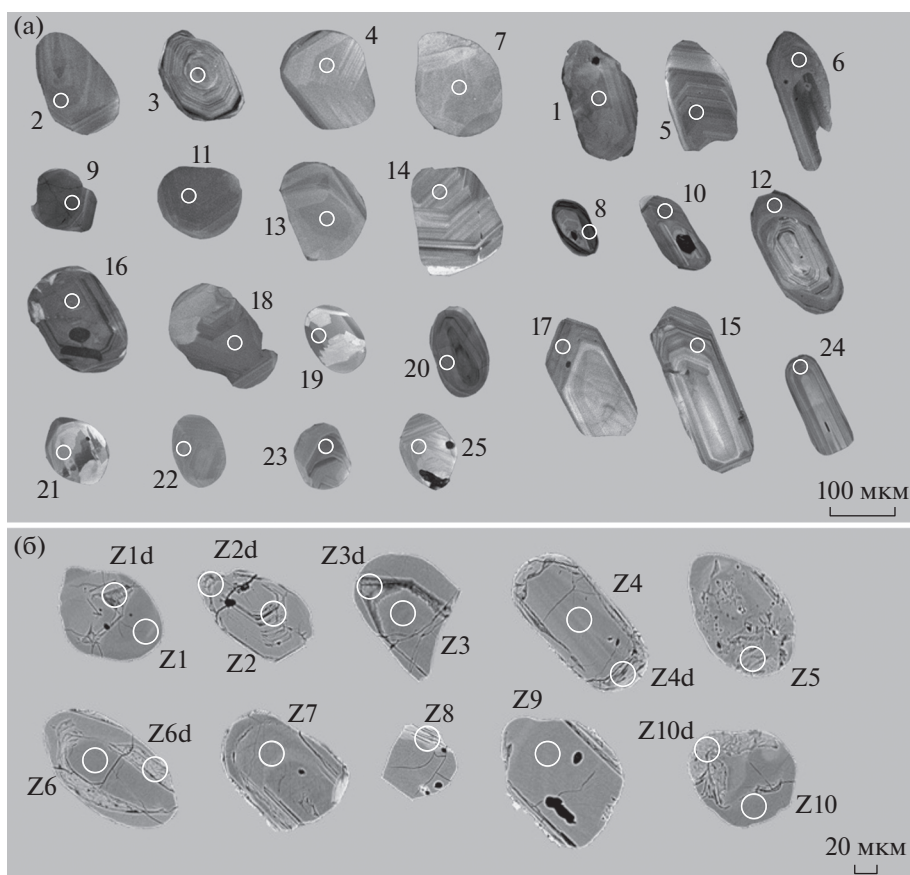


Рис. 2. Изображение изученных зерен циркона из лейкоксеновых руд Ярегского месторождения (проба Т1) в режиме CL (а) и BSE (б). Белыми кружками показано положение кратеров ионного зонда (диаметром около 20 мкм). Номера точек соответствуют табл. 1 и 2.

лым REE (рис. 3а) и четко проявленными положительными Ce- (Ce/Ce^* в среднем 24.6) и отрицательными Eu-аномалиями (Eu/Eu^* в среднем 0.21). Эти геохимические характеристики свойственны для циркона магматического генезиса. Суммарное содержание REE варьирует от 276 до 1599 ppm, составляя в среднем 815 ppm (табл. 1), но при этом индивидуальные спектры конформны (рис. 3а). Содержание Th варьирует от 11 до 501 ppm (в среднем 100 ppm), содержание U – от 13 до 816 ppm (в среднем 293 ppm). Отношение Th/U составляет в среднем 0.40, что также характерно для магматического циркона. Содержание неформульных элементов (Ca, Sr и Ba) в этой группе циркона невысокое. Так, содержание Ca, одного из индикаторов флюидного воздействия на циркон, составляет в среднем 13 ppm (табл. 1). Согласно геотермометру “Ti-в-цирконе” [7], среднее содержание Ti (26 ppm) в магматическом цирконе отвечает температуре кристаллизации около 810°C.

Краевые зоны в четырех образцах (точки 8, 12, 15 и 17, рис. 2а) резко обогащены LREE и Ca по сравнению с образцами основной группы (в сред-

нем 160 и 285 ppm против 25 и 13 ppm соответственно). В результате дополнительных исследований циркона из рудного концентрата Ярегского месторождения обнаружено еще десять зерен с зонами метасоматического изменения. В BSE-изображении эти зоны выражены пористыми участками и темными полосами, которые приурочены к краевым частям зерен и к границам между ядрами и каймами (рис. 2б). Ширина зон не превышает 20–30 мкм.

Спектры REE в зонах метасоматического изменения выположены за счет высокого содержания LREE (в среднем 827 ppm, табл. 2). Ce-аномалия отсутствует (Ce/Ce^* в среднем 1,68), отрицательная Eu-аномалия редуцирована (Eu/Eu^* в среднем составляет 0.43–0.58). Эти особенности распределения REE проявлены в равной степени, как для однородных участков циркона, так и для пористых зон изменения. Отличие состоит в том, что в зонах изменения содержание REE возрастает примерно на порядок по сравнению с основной массой циркона, а сами спектры REE конформно повторяют друг друга (рис. 3б). Только в двух точках циркона (4 и 9, рис. 2б) спектры REE

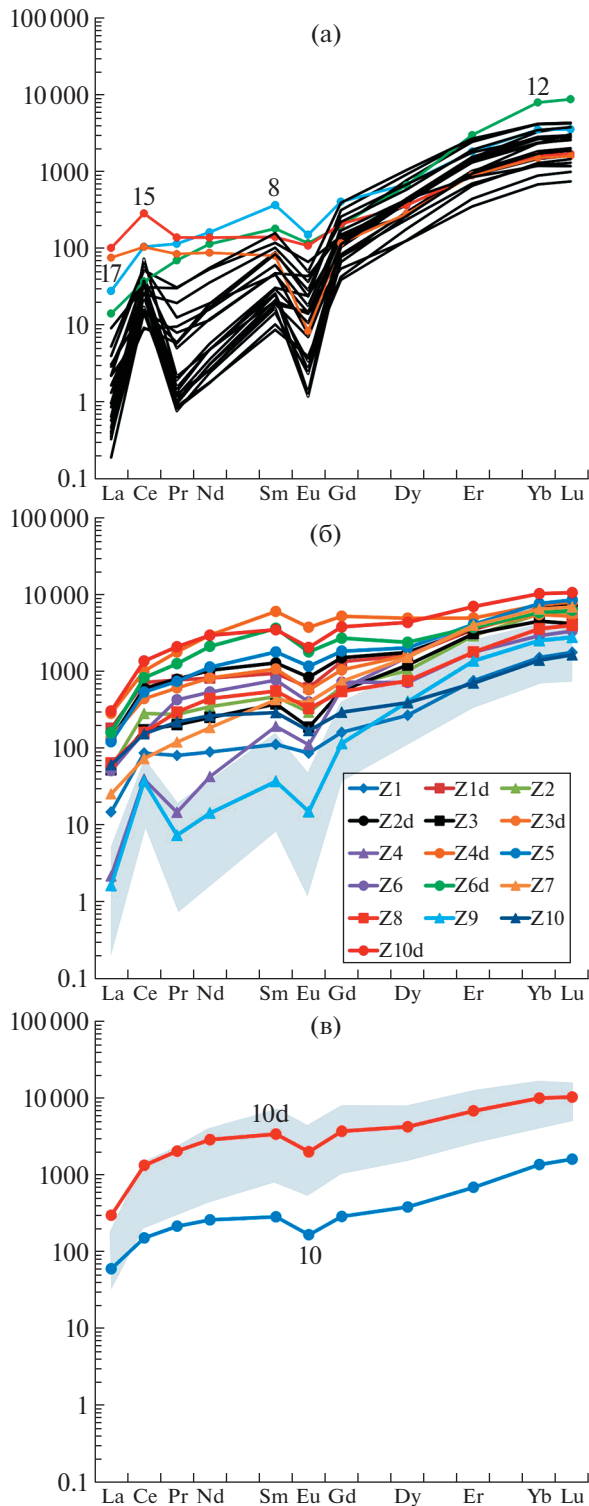


Рис. 3. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, для: (а) датированного циркона из лейкоксовых руд Ярегского месторождения; (б, в) циркона со следами изменений: (б) все зерна; (в) соотношение REE в пределах одного зерна – в основной массе (точка 10) и в зоне изменения (точка 10d). Серой заливкой показано поле составов неизмененного циркона из Ярегского месторождения (б) и метасоматического циркона из Пижемского месторождения [13] (в).

имеют дифференцированный характер, типичный для магматического циркона (рис. 3б). Среднее содержание Th (470 ppm), U (930 ppm), Y (3270 ppm) и P (730 ppm) в зонах изменения всегда выше, чем в зонах, обогащенных HREE (табл. 1 и 2). Совместный рост содержания Y и P указывает на ксенотимовый тип изоморфного вхождения этих элементов в состав циркона.

Высокие концентрации REE, Y и неформульных элементов Ca, Sr и Ba были ранее обнаружены в цирконе гидротермально-метасоматического типа из титановых месторождений Среднего Тимана – Ичетью и Пижемское [8, 9]. Спектры распределения REE в измененном цирконе из лейкоксовых руд Ярегского месторождения также совпадают со спектрами REE метасоматического циркона из Пижемского месторождения (рис. 3в). Эти факты свидетельствуют о присутствии в титаносодержащих песчаниках Среднего и Южного Тимана большого количества метасоматически переработанного циркона.

Большинство зерен циркона магматического типа из ярегских песчаников имеют конкордантное значение U–Pb-возраста в интервале 1100–2060 млн лет (рис. 4а). Только одно зерно с обратной дискордантностью показало возраст 967 млн лет (табл. 1). На графике вероятности выделяются два отчетливых максимума около 1230 (6 точек) и 1540 (5 точек) млн лет (рис. 4б). К ним примыкают равнозначные пики с мезопротерозойским возрастом: 1100 (3 точки), 1180 (2 точки) и 1410 млн лет (2 точки). Далее, равномерно расположены одиночные значения преимущественно палеопротерозойского возраста: 1640, 1730, 1825, 1860, 1970 и 2060 млн лет.

Полученные значения U–Pb-возраста магматического циркона (1100–2060 млн лет) из лейкоксовых песчаников Ярегского месторождения согласуются с возрастом обломочного циркона из песчаников позднерифейской джемжимской свиты Южного Тимана (1200–2100 млн лет [10]) и малочерноречекской свиты (1000–1900 млн лет [11]), а также среднедевонской шервошской свиты Полярного Урала (1000–2000 млн лет [12]). Похожие возрастные интервалы имеет циркон из титановых месторождений Среднего Тимана – Пижемское (900–2000 млн лет [13]) и Ичетью (1400–2000 млн лет [9]).

Такая общность возрастных значений свидетельствует о схожести строения фундамента в районе Южного и Среднего Тимана, послужившего источником детритового циркона при формировании осадочных толщ. Стоит отметить, что один из возрастных пиков ярегского циркона около 1100 млн лет совпадает с возрастом одной из выборок ярегского высокотермического монацита [14], состав которого типичен для гранитных батолитов. Набор часто встречающихся минералов-

Таблица 1. Содержание редких элементов (ppm) и U–Pb-возраст циркона из лейкоксеновых руд Ярегского месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	13	14	16
La	0.13	0.04	0.20	0.09	0.08	0.53	0.08	0.94	0.73	0.23	0.11	0.39	1.25
Ce	9.44	9.08	21.4	44.8	21.4	24.8	8.84	31.5	9.57	18.1	23.0	9.14	34.5
Pr	0.55	0.10	0.18	0.20	0.11	0.46	0.09	2.86	0.74	0.09	0.08	0.12	1.16
Nd	8.69	1.21	2.62	2.19	1.63	5.47	1.39	24.4	5.29	1.42	0.80	1.19	8.80
Sm	13.1	2.47	4.54	3.05	3.72	7.00	2.74	17.4	6.91	3.12	1.51	2.79	6.66
Eu	1.32	0.07	1.34	0.79	0.07	2.44	0.85	3.73	0.43	0.19	0.21	0.39	0.81
Gd	62.1	15.2	24.9	10.8	23.5	29.8	15.3	28.3	38.5	20.5	7.70	16.5	27.5
Dy	224	73.1	103	30.8	109	89.0	57.8	64.4	189	95.6	31.0	70.0	105
Er	418	162	240	55.8	247	141	111	157	387	215	70.3	155	224
Yb	670	286	526	109	454	234	193	375	664	380	142	294	423
Lu	105	46.0	93.1	18.2	72.7	39.3	31.8	75.2	105	62.8	24.2	49.2	69.3
Li	0.43	34.2	30.7	70.0	32.6	18.0	2.61	124	42.0	83.8	46.9	27.1	49.3
P	243	165	246	75.4	229	253	143	217	779	252	104	294	246
Ca	0.53	0.94	2.65	0.29	0.77	6.88	0.72	25.1	21.5	3.05	0.66	0.30	119
Ti	23.8	23.4	10.3	32.0	10.4	54.6	20.2	13.2	15.1	9.02	15.3	6.19	17.1
Sr	0.77	0.67	0.73	0.47	0.75	0.72	0.50	1.67	2.06	0.66	0.59	0.63	3.52
Y	2423	935	1437	360	1389	907	650	887	2408	1209	398	906	1334
Nb	46.0	38.9	41.1	36.4	41.5	31.4	26.8	11.0	12.4	14.0	9.27	9.39	17.2
Ba	0.89	1.40	1.33	1.91	1.10	6.32	1.27	17.1	20.3	1.54	1.61	1.35	43.3
Hf	10017	12151	10304	8597	12538	8970	8910	8591	14080	12470	12385	12393	11727
Th	55.3	55.8	111	114	74.7	68.4	11.3	501	146	159	74.6	46.5	161
U	168	226	310	184	281	82.3	13.5	423	816	578	179	356	564
Th/U	0.33	0.25	0.36	0.62	0.27	0.83	0.84	1.19	0.18	0.27	0.42	0.13	0.29
Eu/Eu*	0.14	0.03	0.38	0.42	0.02	0.52	0.40	0.51	0.08	0.07	0.19	0.18	0.18
Ce/Ce*	8.36	32.6	27.3	80.3	55.9	12.2	24.7	4.66	3.15	31.1	60.7	10.4	6.93
ΣREE	1513	596	1017	276	933	573	424	780	1408	797	301	598	901
ΣLREE	18.8	10.4	24.4	47.3	23.2	31.3	10.4	59.7	16.3	19.9	23.9	10.8	45.7
ΣHREE	1479	583	987	225	906	532	410	699	1384	774	275	584	848
Lu _N /La _N	7511	9903	4431	1911	9037	720	3694	772	1394	2664	2119	1223	536
Lu _N /Gd _N	13.7	24.5	30.2	13.7	25.0	10.7	16.8	21.5	22.2	24.8	25.4	24.1	20.4
Sm _N /La _N	156	88.2	35.9	53.2	76.7	21.3	52.8	29.7	15.2	22.0	22.0	11.5	8.56
T(Ti). °C	826	824	746	857	747	919	809	768	781	734	782	702	793
U–Pb возраст	967	1098	1108	1133	1175	1180	1205	1223	1226	1227	1407	1409	1522
±, млн лет	22	7	16	13	9	8	9	14	9	9	10	17	21

Таблица 1. Окончание

Компонент	18	19	20	21	22	23	24	25	8	12	15	17
La	0.68	2.16	0.52	0.23	0.08	0.10	0.15	0.31	6.58	3.34	23.8	17.9
Ce	15.6	19.0	5.41	5.65	14.7	23.2	22.2	10.6	64.1	22.6	174	63.6
Pr	1.80	2.80	0.89	0.54	0.08	0.13	0.14	0.07	10.6	6.44	12.8	7.79
Nd	16.3	25.3	7.32	7.76	0.82	2.21	2.18	1.09	73.6	51.9	62.9	39.9
Sm	15.0	23.2	8.93	12.4	1.28	3.83	4.34	2.14	54.0	26.6	20.7	11.8
Eu	2.06	2.77	1.00	1.60	0.22	0.15	0.60	0.13	8.41	6.53	6.07	0.47
Gd	43.6	77.4	33.8	51.1	8.45	22.3	22.3	13.1	80.0	39.2	41.0	23.2
Dy	143	257	106	166	43.8	108	98.7	64.7	167	162	89	69
Er	305	426	135	282	104	235	208	150	289	475	142	143
Yb	554	660	190	431	207	428	372	274	563	1269	256	241
Lu	92.2	103	28.8	70.3	35.4	68.4	64.5	45.6	86.8	214	41.6	39.2
Li	102	4.20	71.8	1.26	31.1	21.6	22.8	37.5	40.0	65.2	69.1	51.7
P	477	234	469	245	189	212	317	281	609	1 604	210	472
Ca	31.3	34.4	12.8	0.64	0.63	2.37	2.23	0.88	273	90.6	361	414
Ti	11.3	134	69.2	22.7	22.0	9.50	18.4	17.5	114	26.3	24.2	34.4
Sr	2.51	3.42	1.18	0.71	0.65	0.83	0.71	0.62	15.5	6.01	10.3	1.84
Y	1795	2642	1041	1745	618	1332	1175	889	1757	2338	976	840
Nb	11.9	16.4	9.45	11.0	12.8	36.2	10.4	15.7	16.9	16.3	14.7	12.9
Ba	23.5	29.8	6.89	0.17	0.34	2.09	1.45	1.45	262	62.7	157	9.18
Hf	12105	10057	13036	9729	11021	12791	10172	11747	13304	14109	9833	12759
Th	117	86.2	37.9	20.2	40.3	93.2	62.3	57.8	80.7	28.7	379	68.0
U	620	179	307	50.1	106	333	146	236	602	495	480	305
Th/U	0.19	0.48	0.12	0.40	0.38	0.28	0.43	0.24	0.13	0.06	0.79	0.22
Eu/Eu*	0.24	0.20	0.18	0.19	0.20	0.05	0.19	0.08	0.39	0.62	0.64	0.09
Ce/Ce*	3.40	1.87	1.93	3.89	43.1	50.7	36.4	17.3	1.86	1.18	2.41	1.31
ΣREE	1189	1599	517	1028	416	891	796	561	1403	2276	869	656
ΣLREE	34.4	49.3	14.1	14.2	15.7	25.6	24.7	12.1	155	84.2	273	129
ΣHREE	1138	1524	493	1000	398	862	766	547	1186	2159	569	515
Lu _N /La _N	1302	460	536	2947	4063	6795	4077	1412	127	616	16.8	21.1
Lu _N /Gd _N	17.1	10.8	6.89	11.1	33.9	24.8	23.4	28.1	8.77	44.0	8.22	13.6
Sm _N /La _N	35.3	17.2	27.7	86.4	24.5	63.1	45.6	11.0	13.1	12.7	1.39	1.06
T(Ti). °C	754	1039	948	821	817	739	800	795	1015	836	827	865
U–Pb возраст	1542	1547	1643	1729	1825	1857	1969	2057	1221	1230	1520	1528
±, млн лет	11	13	29	17	14	10	9	13	8	10	12	18

Примечание. Курсивом выделены значения температуры, не имеющие геологического смысла.

Таблица 2. Содержание редких элементов (ppm) в цирконе со следами изменений

Компо- нент	Z1	Z1d	Z2	Z2d	Z3	Z3d	Z4	Z4d	Z5	Z6	Z6d	Z7	Z8	Z9	Z10	Z10d
La	3.51	42.9	13.0	30.8	12.4	32.7	0.52	66.8	28.6	12.0	37.7	6.03	15.1	0.39	14.4	71.8
Ce	52.9	436	172	365	106	268	24.2	613	328	98.7	502	44.7	97.5	22.8	94.0	825
Pr	7.44	71.0	25.4	72.7	18.7	55.9	1.36	164	68.2	39.3	115	11.1	27.2	0.68	20.2	191
Nd	40.7	371	158	467	114	372	19.5	1334	514	244	957	84.3	200	6.54	120	1328
Sm	16.5	138	69.0	188	55.2	157	28.4	877	261	113	529	63.0	81.4	5.48	42.7	507
Eu	4.84	34.2	16.4	46.9	10.5	32.0	6.21	208	64.9	22.4	99.7	21.9	18.4	0.84	9.49	114
Gd	31.9	263	123	296	111	206	116	1023	360	143	531	146	108	22.8	58.0	745
Dy	65.6	391	250	430	294	393	374	1194	491	174	581	370	183	98	95	1052
Er	120	554	457	569	489	586	649	779	645	281	592	626	282	217	111	1099
Yb	241	972	891	1051	717	866	1023	1159	1208	463	925	1026	571	401	222	1621
Lu	42.9	149	143	176	101	126	159	194	206	81.4	151	167	96.9	67.5	39.9	256
Li	25.6	41.8	93.2	84.9	49.6	57.3	11.7	97.4	72.2	28.3	21.3	91.5	41.3	63.6	78.7	35.6
P	230	772	540	793	214	341	251	1164	1194	501	1025	1385	458	300	121	1489
Ca	191	1603	664	1431	513	1121	106	2368	1273	506	1660	294	579	30	290	2540
Ti	158	153	70.5	215	68.1	209	59.8	501	127	132	640	67.3	65.3	50.9	361	278
Sr	11.7	116	48.4	75.6	31.6	98.2	3.32	225	90.3	31.1	120	26.7	40.4	2.04	18.1	124
Y	700	3580	2564	3578	2862	3334	3424	6380	3900	1872	3400	4222	1857	1169	689	6887
Nb	14.9	57.4	42.2	28.3	43.2	31.3	7.18	12.9	18.6	10.7	7.99	10.1	6.50	24.0	12.9	9.30
Ba	123	1123	405	915	137	470	12.3	2075	953	281	1390	208	258	18.7	165	1532
Hf	1211	12697	13376	15505	10334	11398	9102	17436	13092	12812	14059	16764	12241	12993	13611	12361
Th	242	845	591	864	173	307	224	621	883	103	310	197	84.5	160	165	1212
U	218	914	815	1098	908	1258	443	1820	934	381	1335	704	496	366	665	1556
Th/U	1.11	0.92	0.73	0.79	0.19	0.24	0.51	0.34	0.95	0.27	0.23	0.28	0.17	0.44	0.25	0.78
Eu/Eu*	0.64	0.55	0.54	0.60	0.41	0.54	0.33	0.67	0.64	0.54	0.57	0.70	0.60	0.23	0.58	0.56
Ce/Ce*	2.50	1.91	2.29	1.87	1.69	1.52	6.96	1.42	1.80	1.10	1.84	1.32	1.16	10.7	1.33	1.70
ΣREE	627	3422	2318	3693	2029	3095	2400	7613	4176	1672	5019	2566	1680	843	828	7810
ΣLREE	105	921	368	936	251	729	45.6	2178	939	394	1611	146	340	30.4	249	2416
ΣHREE	501	2329	1864	2521	1713	2176	2320	4349	2911	1143	2780	2335	1240	806	527	4773
Lu _N /La _N	118	33.3	106	55.0	78.9	37.3	2947	27.9	69.4	65.3	38.6	266	61.6	1662	26.6	34.3
Lu _N /Gd _N	10.9	4.57	9.40	4.80	7.37	4.97	11.1	1.53	4.62	4.61	2.30	9.23	7.28	23.9	5.56	2.78
Sm _N /La _N	7.54	5.15	8.50	9.81	7.14	7.71	87.6	21.0	14.6	15.1	22.5	16.7	8.61	22.4	4.73	11.3

включений в ярегском цирконе (кварц, биотит, хлорит, ксенотим, монацит, апатит) позволяет также отнести граниты тиманского фундамента к одному из потенциальных коренных источников самого циркона.

Ярегское месторождение находится на границе Восточно-Европейской платформы и Тимано-Уральской складчатой области. В геологическом прошлом эта область представляла зону сочленения пассивной окраины докембрийской платформы и активной Большеземельской окраины Арктиды [10–12]. В осадочном чехле платформы преобладают продукты размыва протерозойского кристаллического фундамента (2200–1100 млн лет), тогда как в сложении урало-тиманского орогена преобладает материал разрушения относительно молодых комплексов (750–510 млн лет).

Столкновение этих блоков произошло в конце докембрия–начале кембрия в результате Тиманской орогении. Как следствие, в позднем докембрии до начала тиманской орогении в осадочных бассейнах преобладали продукты исключительно древних кристаллических комплексов. Затем, начиная с позднего кембрия в осадочных бассейнах этого региона стали доминировать продукты эрозии высокостоящего в то время тиманского орогена. Отсутствие “молодых” тиманских возрастов циркона в рудоносных песчаниках косвенно может указывать, что титановый концентрат не является россыпью раннепалеозойских морей. Хотя в девоне ситуация кардинально поменялась и источником кластики вновь стали только древние (протерозойские) кристаллические комплексы фундамента платформы [10, 12].

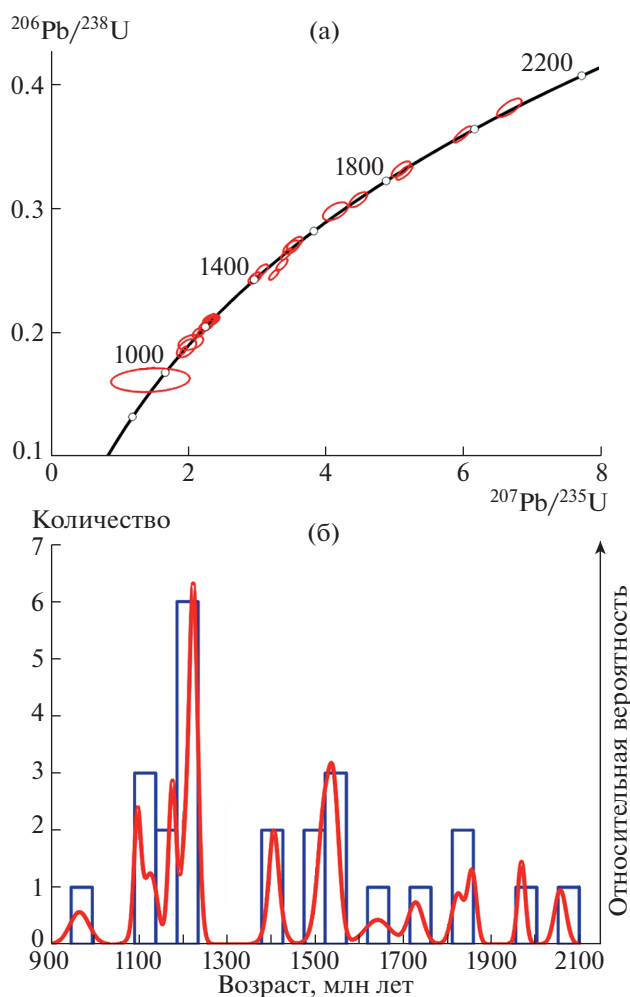


Рис. 4. График с конкордией (а) и вероятностная диаграмма (б) для циркона из лейкоксеновых руд Ярегского месторождения (проба Т1). Эллипсы ошибок соответствуют 2σ . На PDP-графике и в табл. 1 для точек 1–13 использовано значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста, для точек 14–25 – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -возраста.

Отличительной особенностью циркона из титановых месторождений Среднего Тимана является наличие значений U–Pb-возраста около 600 млн лет, который в настоящее время интерпретируется как время гидротермальных преобразований [9, 13]. С этим событием связано образование гидротермальных генераций рутила (580–590 млн лет, LA–ICP–MS- и TIMS-методы [15]) и гидротермального монацита (500–600 млн лет, SIMS- и LA–ICP–MS-методы [14]) в рудопроявлении Ичетью на Среднем Тимане.

Таким образом, лейкоксеновые песчаники Ярегского месторождения Южного Тимана содержат две группы циркона – магматического и гидротермально-метасоматического типа. Присутствие второй группы циркона указывает на участие гидротермально-метасоматических про-

цессов в генезисе Ярегского месторождения, а похожие условия были установлены для аналогичных месторождений на Среднем Тимане. Обломочные цирконы магматического типа имеют преимущественно мезопротерозойский возраст (1100–1550 млн лет) и малочисленную группу палеопротерозойского возраста (1730–2060 млн лет). Накопление рудоносных песчаников Ярегского месторождения обеспечивалось за счет размытия пород фундамента Русской платформы в режиме пассивной окраины. Аналогичный тектонический режим господствовал при накоплении позднерифейских, вендских и девонских терригенных отложений. Полученные данные отрицают раннепалеозойский (кембрий-силурийский) возраст песчаников и доказывают отсутствие в бассейне продуктов размытия пород Тимано-Уральской складчатой области. Однако точный возраст вмещающих песчаников и гидротермальных преобразований, сопровождавших формирование лейкоксеновых руд Ярегского месторождения, все еще остается открытым вопросом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят О.Л. Галанкину (ИГГД РАН), Н.Г. Бережную и Е.Н. Лепехину (ВСЕГЕИ), С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за помощь в исследовании циркона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 19–35–60001), в рамках тем НИР ИГГД РАН (№ 0153–2019–0002) и ИГЕМ РАН (№ 0136–2018–0020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Первушин Н.Г., Корюков В.Н., Миронов С.Е., Пегушин А.А., Сторожев М.В., Банщикова Н.А. // Инновации в материаловедении и металлургии: материалы I междунар. интерактив. науч.-практ. конф. (13–19 дек. 2011 г., г. Екатеринбург). Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 2012. Ч. 2. С. 133–139.
2. Калужный В.А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 262 с.
3. Колокольцев В.Г. Блочные метасоматиты в осадочных толщах и их диагностика. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 96 с.
4. Колокольцев В.Г. // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 107–117.
5. Макеев А.Б., Борисовский С.Е., Красоткина А.О. // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 1. С. 22–31.
6. Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Кузнецов А.Б., Яновский А.С., Маслов А.В., Шведов С.Д., Плоткина Ю.В. // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 163–167.

7. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.
8. *Макеев А.Б., Скублов С.Г.* // *Геохимия.* 2016. № 9. С. 821–828.
9. *Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г.* // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН.* 2017. № 11. С. 28–42.
10. *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* // *Gondwana Res.* 2010. V. 17. P. 583–601.
11. *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж.* // *ДАН.* 2013. Т. 450. № 5. С. 562–566.
12. *Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Миллер Э.Л., Удорткина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В.* // *ДАН.* 2013. Т. 451. № 2. С. 183–188.
13. *Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г.* // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН.* 2016. № 5. С. 38–52.
14. *Макеев А.Б., Скублов С.Г., Красоткина А.О., Борисовский С.Е., Томсен Т.Б., Серре С.Х.* // *Записки РМО.* 2020. Ч. CXLIX. № 1. С. 76–95.
15. *Скублов С.Г., Красоткина А.О., Макеев А.Б., Ризванова Н.Г., Койман Э.* // *Записки Горного ин-та.* 2018. Т. 232. С. 357–363.

FIRST DATA ON THE AGE (U–Pb, SHRIMP-II) AND COMPOSITION OF ZIRCON FROM THE UNIQUE YAREGA OIL-TITANIUM DEPOSIT, SOUTH TIMAN

**A. O. Krasotkina^a, S. G. Skublov^{a,b}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a,
A. B. Makeyev^c, B. Yu. Astafjev^a, and O. A. Voinova^d**

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b *Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

^c *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^d *A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

*E-mail: skublov@yandex.ru

**E-mail: abmakeev@mail.ru

For the first time, an isotope-geochemical study (SHRIMP-II, SIMS) of zircon from the leucoxene-quartz sandstone of the Yarega Deposit in the Southern Timan was conducted. There are two groups of zircon, one of which has signs of hydrothermal processing – a high content of LREE, Y, Ca, Sr and other non-formula elements. Similar geochemical features of hydrothermally-altered zircon from titanium deposits of Middle Timan (Pizhma and Ichetju). The second group of zircon has signs of magmatic genesis – enrichment with heavy REE, positive Ce-anomaly and negative Eu-anomaly. The concordant ages of magmatic zircon grains lie in the range of 1100–2100 Ma with maxima around 1230 and 1540 Ma. The age of the magmatic grains of zircon indicates the predominance of detrital material in the sandstones, which was received during the erosion of the ancient Mesoproterozoic basement, and excludes the participation of clastic from the Timan-Ural folded region.

Keywords: zircon, U–Pb method, geochronology, titanium deposits, Yarega deposit, South Timan