



Научная статья

Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-geoхимическое исследование циркона

С.Г.Скублов^{1,2✉}, Е.В.Левашова¹, М.Е.Мамыкина², Н.И.Гусев³, А.И.Гусев⁴¹ Институт геологии и геохронологии докембра РАН, Санкт-Петербург, Россия² Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия⁴ Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М.Шукшина, Бийск, Россия

Как цитировать эту статью: Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мамыкина М.Е., Гусев Н.И., Гусев А.И. Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-geoхимическое исследование циркона // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 552-575. EDN RGKCIJ

Аннотация. В результате проведенного изотопно-geoхимического исследования циркона из гранитов Белокурихинского массива в Горном Алтае U-Pb методом впервые определен возраст трех фаз внедрения: возраст первой фазы относится к временному интервалу 255–250 млн лет, второй и третьей фазы имеют сближенный возраст около 250 млн лет. Продолжительность формирования Белокурихинского массива возможно оценить, как не превышающую 5–8 млн лет. Величина $\delta^{18}\text{O}$ для циркона из гранитов второй и третьей фаз внедрения составляет в среднем 11,5–12,0 ‰, что свидетельствует о существенном вкладе коровой компоненты при формировании материнских расплавов для гранитов этих фаз. Значения температуры кристаллизации циркона по Ti-в-цирконе термометру для трех фаз укладываются в интервал 820–800 °C. Р-Т параметры кристаллизации титанита из первой фазы, определенные по титанитовому термобарометру, составляют в среднем 770 °C и 2,7 кбар. Циркон из первой фазы в большей степени имеет geoхимические характеристики типичного магматического циркона. Циркон из второй и третьей фаз может быть как неизмененный магматический, так и обогащенный несовместимыми элементами (LREE, Th, U, Ti, Ca и др.) в результате флюидного воздействия, соответствующий по своим geoхимическим характеристикам циркону гидротермально-метасоматического типа. Ряд зерен циркона из второй и третьей фаз гранитов демонстрирует аномальные geoхимические характеристики – нетипичные для циркона спектры распределения REE (в том числе, спектры типа «крыльев птицы» со встречным наклоном профилей распределения легких и тяжелых REE), максимально высокое, по сравнению с другими разновидностями, содержание ряда элементов-примесей. Такой обогащенный состав циркона и широкие вариации в содержании несовместимых элементов обусловлен неравновесными условиями кристаллизации циркона и эволюцией состава флюидонасыщенного расплава на заключительных этапах формирования массива.

Ключевые слова: граниты; редкие элементы; редкоземельные элементы; циркон; U-Pb метод; геохронология; Белокурихинский массив; Горный Алтай

Финансирование. Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российской научного фонда № 23-77-01014.

Поступила: 02.11.2023

Принята: 05.03.2024

Онлайн: 17.04.2024

Опубликована: 26.08.2024

Введение. Исследование гранитоидного магматизма позволяет решить многие вопросы петрогенезиса и эволюции континентальной коры, а также сопряженных с ним рудообразующих процессов [1, 2]. Важная генетическая информация об этих процессах может быть получена путем исследования минералов-индикаторов с детальным изучением особенностей строения и состава минералов [3–6]. Особенное место среди них занимает циркон – ведущий минерал-геохронометр, также содержащий информацию об условиях кристаллизации и последующих преобразованиях породы [7–10].

Пермо-триасовые граниты Алтайской коллизионной системы привлекают пристальное внимание исследователей [обзор в 11]. Эта территория относится к западному сектору Центрально-



Азиатского складчатого пояса. Получен значительный объем геологических, геохимических и изотопных данных, позволивших выявить специфику отдельных магматических ассоциаций и предположить важную роль корово-мантийного взаимодействия при формировании гранитоидов [12]. Полифазный Белокурихинский массив является одним из типичных представителей пермо-триасовых анорогенных гранитов Горного Алтая. В последние годы были получены новые данные о его возрасте и условиях образования [13-15]. Однако ряд вопросов, таких как возраст всех трех фаз массива, определенный U-Pb методом по циркону, оценка продолжительности и условий образования массива, получение дополнительных изотопно-геохимических характеристик материнских расплавов, остаются не до конца решенными. Именно этим вопросам посвящена настоящая работа, в основе которой лежит комплексное изотопно-геохимическое исследование циркона из гранитов Белокурихинского массива.

Геологическая характеристика. Изучение Белокурихинского массива началось в 1950-х годах и проводится по настоящее время широким кругом исследователей: А.Н.Леонтьев [16], А.Г.Владимиров с коллегами [17, 18], А.И.Гусев с коллегами [19], О.А.Гаврюшкина [12] и др. Однако такой ключевой минерал для определения возраста и решения вопроса генезиса вмещающих пород как циркон ранее детально не исследовался.

Белокурихинский массив расположен в северной части Горного Алтая. Массив развит в междуречье Ануй-Песчаная и имеет площадь около 500 км², залегает в форме лакколита среди ордовикско-девонских пород карбонатной и терригенно-карбонатной формаций. Предполагаемая по данным моделирования мощность лакколита составляет 2-3 км. В Белокурихинском массиве выделяют три фазы внедрения: 1) биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты, встречаются в северной части массива и занимают примерно 5 % от площади массива; 2) биотитовые граниты, развитые по всей территории массива, занимают около 70 %; 3) двуслюдянные, мусковитовые, турмалин- и гранатсодержащие лейкограниты, представленные штоками, занимают примерно 25 % [19].

К первой фазе относятся крупно- и среднезернистые гранодиориты светло-серого цвета. Они имеют порфировидную структуру (среди основной массы встречаются крупные зерна плагиоклаза размером до 3 см). Основная масса породы состоит из плагиоклаза (представлен олигоклазом) – 35 %; калиевого полевого шпата – 15 %, кварца – 25 %, темноцветных минералов (роговая обманка – до 7 %, биотит – до 10 %). Из акцессорных минералов присутствуют титанит, апатит, циркон. Мелкие зерна (до 0,05 мм) циркона встречаются в виде включений в биотите, а также в основной массе на контактах кварца с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Вторичные изменения проявлены в серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита.

Вторая фаза представлена среднезернистыми биотитовыми гранитами. Состав породы: кварц – 30 %, плагиоклаз (олигоклаз) – 25 %, калиевый полевой шпат – 25 %, биотит – 8 %, акцессорные минералы – апатит и циркон. Циркон встречается в виде мелких зерен (до 0,01 мм) на контактах кварца с биотитом и калиевым полевым шпатом, в виде включений в зернах биотита. Порода практически не затронута вторичными изменениями.

Третья фаза представлена мелкозернистыми лейкогранитами – калиевый полевой шпат – 40 %, кварц – 35 %, плагиоклаз (олигоклаз-альбит) – 20 %, мусковит – 5 %, темноцветные минералы отсутствуют. Отмечается большое разнообразие акцессорных минералов, содержание которых достигает 5 %: апатит, флюорит, топаз, гранат (спессартин) и циркон. Циркон встречается преимущественно в виде мелких зерен (до 0,01 мм) на контактах породообразующих минералов (кварц и калиевый полевой шпат, плагиоклаз). Вторичные изменения практически отсутствуют, за исключением плагиоклаза, по которому образуется серицит.

Геологическая схема Белокурихинского массива с точками опробования приведена в работах [14, 15]. Координаты точек отбора проб могут быть предоставлены авторами статьи. Проба из лейкогранитов Точильного штока, расположенного к северу от основной части выходов Белокурихинского массива, была отобрана Н.И.Гусевым и А.И.Гусевым, остальные пробы – М.Е.Мамыкиной. При отборе проб авторы придерживались ранее опубликованной схемы фазового расчленения массива [19]. Пробы отбирались из наиболее типичных и представительных невыветрелых разностей гранитов.



Аналитическая методика. Циркон выделен в ИГГД РАН из проб гранитов с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей по стандартной методике. Локальное U-Pb датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Измерения U-Pb проводились по методике, описанной в работе [20]. Интенсивность первичного пучка $^{16}\text{O}_2^-$ составляла 4 нА, диаметр кратера – около 20 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программы SQUID (автор К.Людвиг). Отношение U/Pb нормировано на значение для стандарта циркона TEMORA и 91500. Ошибки единичных анализов (отношения U/Pb и возраст) находятся на уровне 1σ , а погрешности вычисленных согласованных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . График с конкордией построен с помощью программы ISOPLOT/EX (автор К.Людвиг). Непосредственно перед геохронологическим исследованием в ЦИИ ВСЕГЕИ была проведена съемка циркона в режиме катодолюминесценции (CL) на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с CL детектором CLI/QUA 2 (рис.1).

Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИ РАН по стандартным методикам. Условия съемки SIMS: первичный пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$ диаметром примерно 20 мкм, ток ионов 5-7 нА, ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из трех циклов, что позволяло оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30 мин. Погрешность измерения редких элементов – до 10 % для концентраций выше 1 ppm и до 20 % для диапазона концентраций

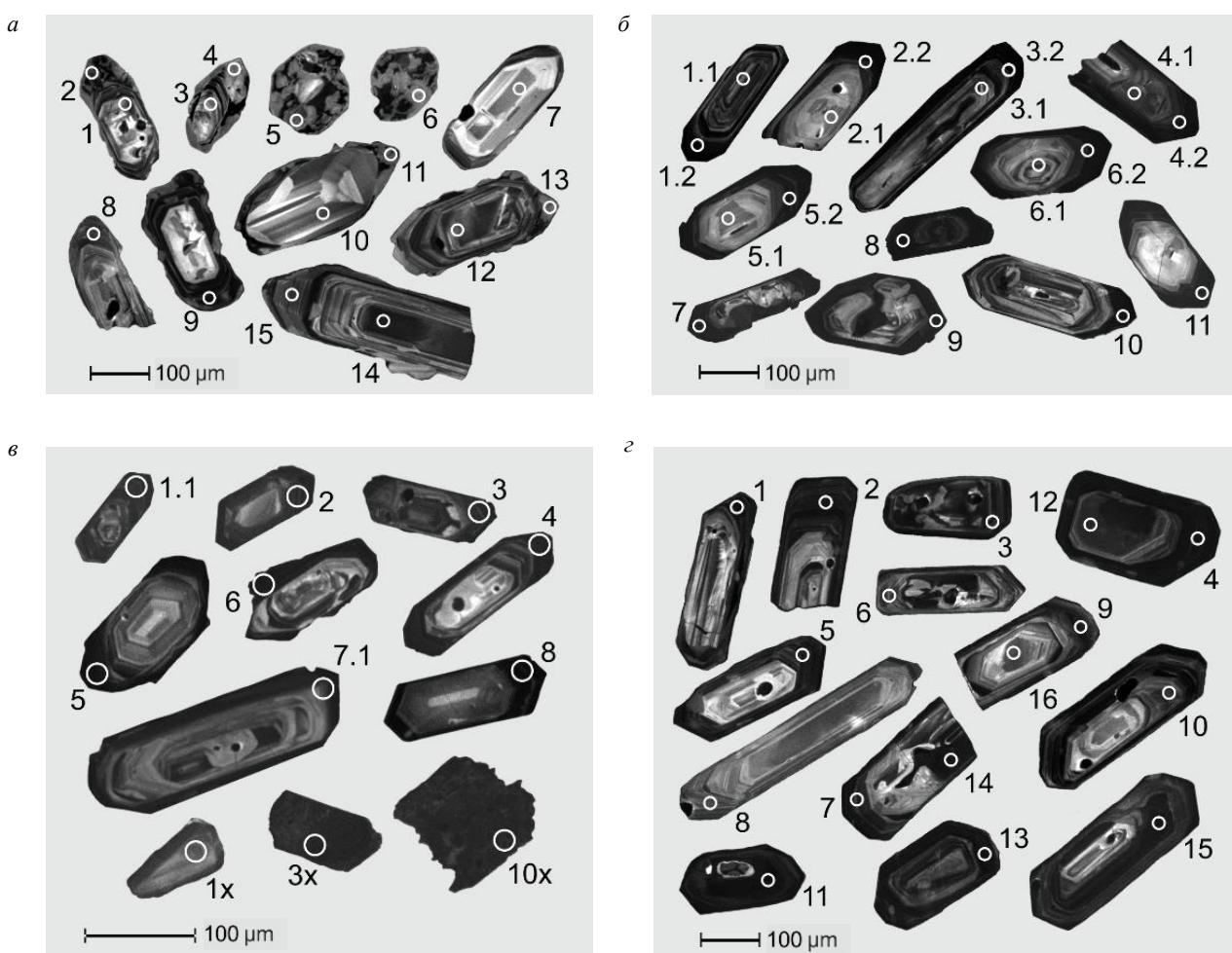


Рис.1. CL изображения циркона из гранитов Белокурихинского массива с указанием аналитических кратеров (диаметр 20 мкм): *а* – первой фазы (обр. 2020-13); *б* – второй фазы (обр. TH1-2); *в* – третьей фазы (обр. TH3-1); *г* – Точильного штока (обр. 2016-5)



0,1-1 ppm; порог обнаружения для различных элементов в пределах 5-10 ppb. Циркон анализировался в тех же кратерах, где проводилось датирование U-Pb методом. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI [21]. Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью термометра Ti-в-цирконе [22].

Результаты. Изотопно-геохимическая характеристика циркона. Циркон из гранитов первой фазы (обр. 2020-13). Циркон в основном представлен идиоморфными зернами, достигающими по удлинению 350 мкм, в поперечном направлении – 150 мкм (рис. 1, а). Коэффициент удлинения, как правило, составляет 1:2,5-1:3. Большинство зерен циркона демонстрирует гетерогенное строение – центральные части (ядра) имеют тонкополосчатую ростовую осцилляционную зональность в светло-серых тонах в CL изображении, краевые зоны (каймы) характеризуются мозаичным строением с хаотичным чередованием разноразмерных темно-серых, вплоть до черного оттенка, участков в серой основной массе (например, кайма с точкой 2 на рис.1, а). В ряде случаев (кайма с точкой 9) темные участки в кайме образуют согласные тонкие полосы, чередующиеся с серыми полосами. Вместе они формируют полосчатость, согласную с зональностью ядра. В некоторых зернах каймы «срезают» тонкополосчатую ростовую зональность, проявленную в ядрах (например, зерно с точками 3 и 4). Зерна циркона с точками 5 и 6 имеют изометричную форму, вероятно, они представляют собой сечения перпендикулярно оси удлинения призмы. В зерне с точкой 6 ядро с характерной серой окраской в CL изображении отсутствует, а в зерне с точкой 5 площадь, занимаемая ядром в данном сечении, составляет не более 10 % от всей площади. В других зернах соотношение между площадью ядра и каймы может сильно варьировать – от примерно равного (зерно с точками 1 и 2) до резко подчиненного в отношении каймы (зерно с точками 10 и 11). В ряде зерен кайма отсутствует (например, зерно с точками 14 и 15), при этом в таких зернах ростовая осцилляционная зональность наиболее четко проявлена.

Циркон из гранитов первой фазы продатирован U-Pb методом в 15 точках в примерно равном соотношении между ядрами и каймами. Результаты изотопно-геохимического исследования циркона приведены в табл.1. Продатированные точки циркона образуют два кластера. Верхний кластер состоит из семи точек (1, 3, 10, 15, 14, 8, 7) со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста от 230 до 252 млн лет (табл.1, рис.2, а). Общим для этих точек является то, что они относятся к доменам циркона с ростовой полосчатой осцилляционной зональностью – центральным частям ядер или однородных зерен (точки 10, 14 и 7), краевым участкам ядер (точки 1 и 3), краям зерен без кайм (точки 15 и 8). Содержание U (по данным SHRIMP-II) в этих точках варьирует в широких пределах от 124 до 1101 ppm при среднем содержании 484 ppm, Th – от 96 до 805 ppm при среднем содержании 344 ppm. Th/U отношение также значительно варьирует от 0,41 до 1,30 при среднем значении 0,75, что соответствует диапазону, характерному для циркона магматического генезиса [23, 24]. Рассматриваемый кластер из семи точек не является компактным, диапазон индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста составляет около 20 млн лет. Учитывая возможную потерю радиогенного свинца из центральных частей зерен циркона при наложенных процессах, проявившихся, в том числе и в образовании кайм, существенно отличающихся по значению U-Pb возраста, конкордантный возраст этого кластера рассчитан для трех точек, компактно расположенных в верхней части кластера (точки 14, 8 и 7). Циркон с этими точками не имеет кайм, контрастно отличающихся в CL изображении, что свидетельствует об отсутствии (или минимальном влиянии) наложенных процессов именно на эти зерна. Конкордантный возраст, рассчитанный для этих трех точек, составил 249 ± 3 млн лет (MSWD = 0,15, рис.2, б).

Ниже конкордантного кластера с возрастом около 250 млн лет расположена точка 9 со значением $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста около 204 млн лет. Эта точка характеризуется максимальным содержанием U и Th из всей совокупности (2908 и 1479 ppm, соответственно). На CL изображении (см. рис.1, а) видно, что эта точка расположена в кайме с параллельными темными полосами, образующими подобие ростовой зональности. С учетом возраста циркона из точки 9, приближенного к возрасту ядер циркона, есть основание считать эту кайму результатом перекристаллизации ядра циркона под влиянием наложенного процесса, сопровождаемого привносом U и Th.



Таблица 1

U-Pb возраст циркона из гранитов Белокурихинского массива

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	\pm %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	\pm %	Rho
Первая фаза (обр. 2020-13)											
1	0,34	448	561	1,30	14,0	230	0,252	3,8	0,036	2,3	0,612
3	0,98	618	307	0,51	19,7	233	0,260	4,2	0,037	2,3	0,544
10	0,13	288	268	0,96	9,49	242	0,264	3,7	0,038	2,3	0,630
14	0,12	1101	805	0,76	36,9	246	0,274	2,7	0,039	2,3	0,833
15	0,18	440	226	0,53	14,5	243	0,269	3,4	0,038	2,3	0,677
7	0,29	124	96,5	0,80	4,26	252	0,286	5,2	0,040	2,5	0,474
8	0,30	369	146	0,41	12,6	250	0,278	3,8	0,040	2,3	0,605
9	2,33	2908	1479	0,53	82,2	204	0,219	6,1	0,032	2,3	0,374
2	16,8	2125	700	0,34	37,4	109	0,124	16	0,017	2,4	0,153
4	4,63	627	92,9	0,15	10,3	116	0,118	11	0,018	2,4	0,214
5	5,01	906	140	0,16	16,4	128	0,131	12	0,020	2,4	0,198
6	3,84	609	118	0,20	10,4	122	0,133	10	0,019	2,4	0,239
12	13,6	518	259	0,52	9,57	119	0,125	30	0,019	2,7	0,088
13	28,5	860	125	0,15	18,1	112	0,133	63	0,017	3,2	0,051
11	34,3	2325	742	0,33	18,5	39	0,059	30	0,006	2,9	0,095
Вторая фаза (обр. TH1-2)											
1.1	0,20	475	443	0,96	15,9	246	0,274	2,3	0,039	0,6	0,259
2.1	0,35	137	106	0,80	4,57	244	0,295	5,2	0,039	0,8	0,148
3.1	—	374	327	0,90	12,7	249	0,289	3,1	0,039	0,9	0,306
4.1	0,24	498	446	0,92	16,8	249	0,270	2,6	0,039	0,6	0,226
5.1	0,44	154	126	0,85	5,12	244	0,293	5,1	0,039	0,8	0,153
6.1	—	187	151	0,83	6,32	248	0,281	3,5	0,039	0,7	0,196
1.2	7,65	1292	1226	0,98	41,4	235	0,268	11	0,037	2,2	0,196
2.2	10,6	1287	458	0,37	45,4	259	0,298	36	0,041	2,7	0,074
3.2	0,60	1959	694	0,37	67,1	251	0,295	4,0	0,040	1,7	0,410
4.2	0,03	3444	1407	0,42	132	281	0,316	0,8	0,045	0,5	0,634
5.2	0,46	3303	1763	0,55	123	273	0,319	1,6	0,043	1,0	0,642
6.2	0,59	1411	561	0,41	45,1	236	0,261	2,7	0,037	1,6	0,589
Третья фаза (обр. TH3-1, шайба M-2974)											
1x	1,85	9309	120	0,01	354	274	0,314	2,3	0,043	0,7	0,305
3x	6,69	5873	618	0,11	222	259	0,291	6,8	0,041	1,1	0,156
10x	0,03	10283	91,2	0,01	375	268	0,295	0,8	0,042	0,7	0,813
Третья фаза (обр. TH3-1, шайба M-3066)											
1.1	0,04	3540	445	0,13	126	262	0,293	2,0	0,041	1,9	0,930
2	0,16	1819	273	0,16	64,7	261	0,292	2,5	0,041	1,9	0,753
3	0,82	2248	498	0,23	79,8	259	0,295	2,7	0,041	2,0	0,751
4	0,05	1509	1035	0,71	51,5	251	0,278	2,2	0,040	1,9	0,849
5	0,12	5643	319	0,06	198	257	0,287	2,0	0,041	1,9	0,943
6	0,05	805	1156	1,49	26,8	245	0,273	2,5	0,039	1,9	0,765
7.1	0,24	397	133	0,35	12,5	232	0,258	3,8	0,037	2,0	0,517
8	0,96	6617	1354	0,21	233	256	0,285	2,8	0,041	1,9	0,668
Точильный шток, лейкограниты третьей фазы (обр. 2016-5)											
1	0,20	517	194	0,39	17,5	249	0,275	3,3	0,039	1,2	0,353
2	0,11	1226	473	0,40	43,2	259	0,289	2,2	0,041	1,0	0,478
3	0,55	1090	358	0,34	37,0	249	0,284	4,0	0,039	1,1	0,270
4	1,14	1767	591	0,35	61,7	254	0,286	4,7	0,040	1,1	0,225
5	0,50	1544	513	0,34	55,3	262	0,289	3,1	0,042	1,0	0,334
6	0,80	423	186	0,45	13,8	238	0,282	6,2	0,038	1,3	0,205
7	2,82	1132	568	0,52	38,5	243	0,270	10	0,038	1,2	0,116
8	0,00	277	119	0,44	9,69	257	0,280	3,6	0,041	1,3	0,369
9	0,22	1340	338	0,26	47,3	259	0,294	2,4	0,041	1,1	0,451
10	0,13	744	208	0,29	26,1	257	0,287	2,6	0,041	1,1	0,421

Примечание. Прочерк – содержание ниже порога обнаружения. Pb_c и Pb^* – нерадиогенный и радиогенный свинец. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

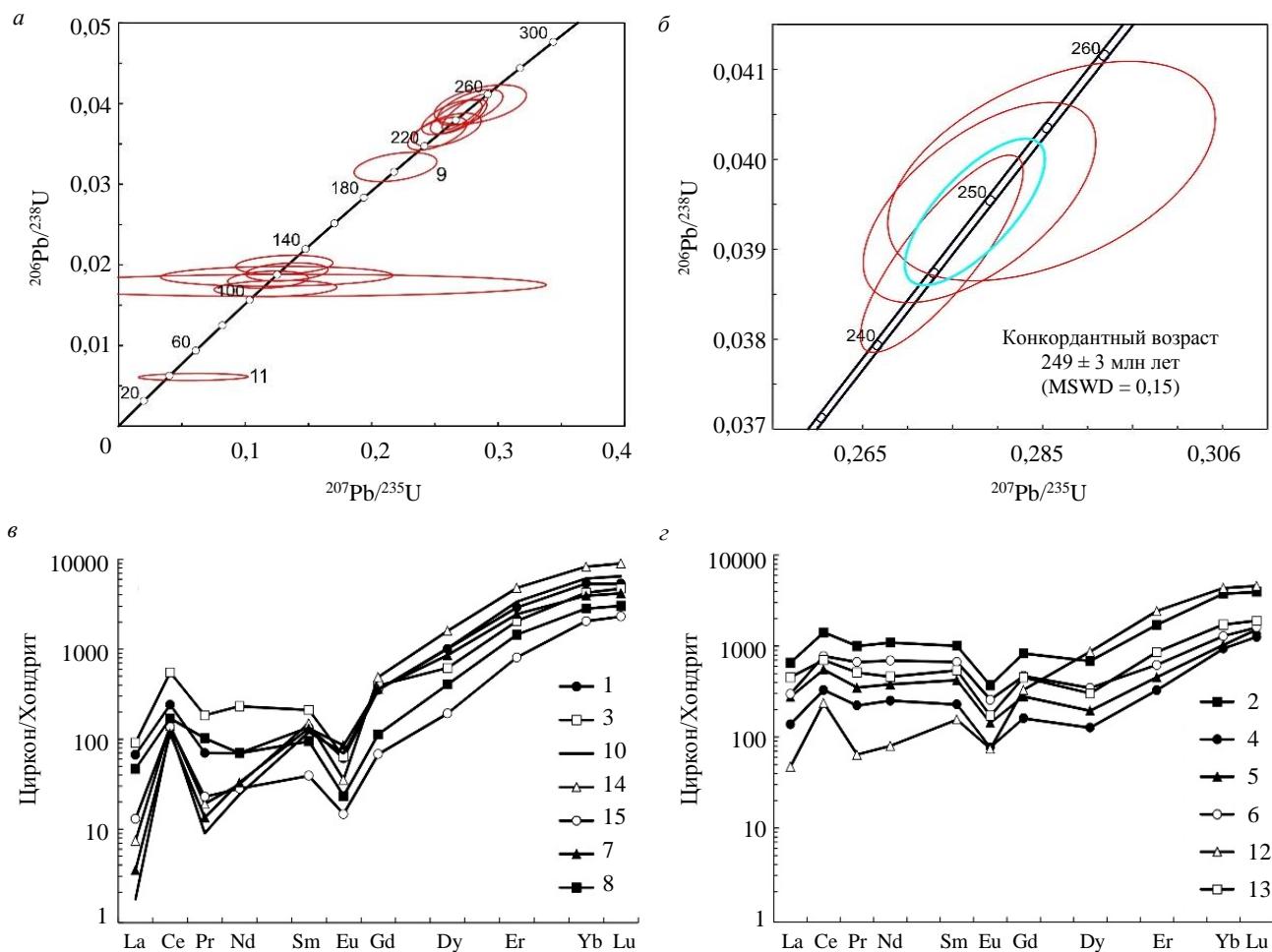


Рис.2. Диаграмма с конкордией (*а, б*) и спектры распределения REE (*в, г*), нормированные к хондриту CI, для циркона из гранитов первой фазы (обр. 2020-13)
1-15 – точки анализа

Нижний конкордантный кластер состоит из шести точек (2, 13, 4, 12, 6, 5) со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста от 109 до 128 млн лет (табл.1). Все эти точки характеризуются повышенным содержанием нерадиогенного ^{206}Pb – от 3,84 до 28,54 %. Содержание U в них примерно в два раза выше, чем в точках из верхнего кластера, от 518 до 2125 при среднем значении 484 ppm. Уровень содержания Th мало отличается – от 93 до 700 при среднем значении 239 ppm. Th/U отношение варьирует от 0,15 до 0,52, составляя в среднем 0,25. Такой уровень Th/U отношения относится к нижней границе значений для циркона магматического генезиса, либо уже соответствует метаморфическому циркону [23]. Конкордантный возраст, рассчитанный для этих шести точек, составил 117 ± 4 млн лет (MSWD = 0,063). Точка 11, также относящаяся к кайме циркона, имеет значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста около 39 млн лет. Аномально высокое содержание нерадиогенного ^{206}Pb в этой точке, составляющее 34,30 %, позволяет исключить данный единичный результат из рассмотрения.

Циркон из центральных частей зерен и ядер, относящийся к кластеру с возрастом около 250 млн лет (семь точек), характеризуется дифференцированным характером распределения REE с ростом от легких к тяжелым REE (рис.2, *в*). $\text{Lu}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$ отношение составляет в среднем 951 (табл.2). Суммарное содержание REE определено как 1737 ppm, при этом тяжелые REE существенно преобладают над легкими REE (в среднем 1541 и 175 ppm, соответственно). Все спектры распределения REE из этой группы отличаются хорошо проявленной отрицательной Eu аномалией (в среднем $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,27$) и положительной Ce аномалией (в среднем $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 11,3$). Th/U отношение (по данным метода SIMS) составляет в среднем 0,51. Перечисленные признаки являются характерной

чертой циркона магматического генезиса [23]. Содержание Y коррелируется с содержанием тяжелых REE и составляет в среднем 2164 ppm. Содержание Hf составляет в среднем 12061 ppm, что соответствует значениям для циркона из гранитоидов [25].

Таблица 2

Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из гранитов первой фазы Белокурихинского массива (образец 2020-13)

Компонент	Циркон из центральных частей зерен и ядер							Циркон из «молодого» возрастного кластера					
	1	3	7	8	10	14	15	2	4	5	6	12	13
La	15,8	21,6	0,83	11,0	0,40	1,75	3,07	156	32,8	65,3	70,5	11,2	107
Ce	147	338	70,3	104	77,8	85,4	83,8	867	202	337	477	145	430
Pr	6,51	17,0	1,25	9,49	0,84	1,77	2,12	92,9	20,6	32,5	61,9	5,95	47,6
Nd	31,9	106	15,0	31,9	11,1	14,4	12,9	501	115	174	318	36,6	211
Sm	20,0	31,2	19,4	14,0	17,7	22,2	5,80	149	33,9	62,5	99,1	23,0	80,3
Eu	3,43	3,59	4,79	1,31	3,91	2,00	0,83	20,9	4,34	8,08	14,5	4,19	9,67
Gd	69,9	78,0	72,0	22,5	70,6	97,4	13,5	166	32,0	55,6	93,4	65,6	90,0
Dy	247	151	209	99,5	250	392	47,3	168	31,3	48,0	85,3	213	74,3
Er	464	328	392	232	536	765	129	274	52,2	72,6	99,3	388	137
Yb	860	682	631	455	978	1325	330	605	151	166	208	701	278
Lu	131	116	103	74,3	159	220	56,7	96,9	31,0	37,3	39,4	113	46,9
Li	14,2	10,9	0,55	6,90	0,68	11,3	10,2	15,4	11,3	17,0	9,53	3,54	12,1
P	446	304	297	369	314	579	155	276	129	158	216	389	145
Ca	1171	194	59,2	251	64,8	147	58,8	491	278	235	730	181	293
Ti	81,9	152	26,1	52,6	20,5	44,0	21,0	222	74,0	115	196	43,8	149
Sr	10,4	2,36	0,69	1,16	0,92	1,50	0,80	5,85	1,62	2,20	21,1	1,24	3,59
Y	2403	1723	2037	1192	2823	4325	646	1484	252	410	629	2180	659
Nb	161	99,6	79,1	43,6	70,7	171	91,5	76,0	71,6	56,2	n.d.	64,7	161
Ba	2,52	4,97	1,24	2,21	2,11	2,90	2,96	9,58	4,08	5,28	6,50	3,28	8,50
Hf	10315	11487	10714	13606	13003	12355	12944	13266	13227	12731	14670	10959	13386
Th	614	518	130	200	378	966	342	876	215	339	507	335	435
U	852	1575	216	624	550	1792	984	4046	1741	1752	1715	824	1732
Th/U	0,72	0,33	0,60	0,32	0,69	0,54	0,35	0,22	0,12	0,19	0,30	0,41	0,25
Eu/Eu*	0,28	0,22	0,39	0,23	0,34	0,13	0,28	0,41	0,40	0,42	0,46	0,33	0,35
Ce/Ce*	3,51	4,26	16,8	2,46	32,8	11,7	7,94	1,74	1,87	1,77	1,74	4,31	1,46
ΣREE	1998	1872	1518	1054	2106	2927	685	3096	706	1059	1565	1707	1512
ΣLREE	202	482	87,3	157	90,1	103	102	1617	370	609	927	199	796
ΣHREE	1773	1355	1407	883	1994	2800	576	1310	298	380	525	1481	626
Lun/Lan	80,0	51,6	1197	64,8	3879	1209	178	5,99	9,10	5,50	5,39	97,3	4,21
Lun/GdN	15,2	12,0	11,5	26,7	18,2	18,3	33,9	4,73	7,83	5,42	3,41	13,9	4,21
Smn/Lan	2,03	2,31	37,6	2,03	71,8	20,2	3,02	1,53	1,65	1,53	2,25	3,30	1,20
T(Ti), °C	970	1058	835	914	811	893	813	1117	957	1016	1097	893	1054

Примечание. n.d. – содержание элемента не определено. LREE (легкие редкоземельные элементы) – La-Nd, HREE (тяжелые редкоземельные элементы) – Gd-Lu.

В цирконе из данной группы наблюдается повышенное содержание неформульных элементов, таких как Ca (в среднем 278 ppm), Nb (в среднем 102 ppm). Содержание Ti варьирует в широких пределах – от 20,5 до 152 ppm. Учитывая, что рост содержания Ti может быть обусловлен привносом этого неформульного элемента при наложенных изменениях циркона, для определения температуры кристаллизации рекомендуется использовать содержание циркона, существенно не превышающее 20 ppm [26]. Поэтому для расчета температуры по Ti-в-цирконе термометру [22] были использованы только три точки (7, 10 и 15), в которых содержание Ti минимальное и незначительно варьирует от 20,5 до 26,1 ppm. Отсутствие наложенных изменений в этих зернах подтверждается четкой и ненарушенной структурой ростовой осцилляционной зональности, минимальным проявлением или отсутствием кайм, а также наименьшим содержанием Ca, который является геохимическим критерием нарушенности изотопно-геохимических характеристик циркона [27]. Среднее значение температуры кристаллизации циркона по выбранным точкам составило 820 °C.

Характер распределения REE в цирконе из «молодого» возрастного кластера принципиально иной (рис.2, г). Суммарное содержание REE (для шести точек, входящих в кластер) составляет



в среднем 1608 ppm, практически не отличаясь от рассмотренной группы. На полпорядка выше содержание легких REE (в среднем 753 ppm), содержание тяжелых REE примерно в два раза ниже (в среднем 770 ppm), как и содержание Y (в среднем 936 ppm). Благодаря такому соотношению спектры распределения REE приобретают субгоризонтальный характер (в среднем $\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{N} = 21,2$). При этом отрицательная Eu аномалия проявлена менее контрастно (в среднем $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,39$), Ce аномалия редуцирована и практически отсутствует ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2,15$). Такой характер распределения REE является характерной особенностью циркона гидротермально-метасоматического типа [23, 28]. Th/U отношение понижено (в среднем 0,25) по сравнению с «древним» кластером. Содержание Hf остается примерно на том же уровне (в среднем 13040 ppm), содержание Ca – выше, чем ядрах циркона (в среднем 368 ppm). Содержание Ti в этой группе циркона существенно выше, варьирует от 43,8 до 222 ppm, составляя в среднем 133 ppm, что исключает использование этого элемента в качестве термометра.

Циркон из гранитов второй фазы (обр. TH1-2). Циркон в основном представлен идиоморфными зернами, размер которых по удлинению составляет 150-250 мкм (редко до 350 мкм), в попечном направлении достигает 100-150 мкм (см. рис.1, б). Соответственно, коэффициент удлинения находится в интервале 1:2-1:3, в единичных случаях достигая 1:4 (например, зерно с точками 3.1 и 3.2). Центральная часть зерна, составляющая до 80-90 % от общего объема, в CL изображении характеризуется тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью в светло-серых тонах. В некоторых зернах в центральной части можно наблюдать подобие секториальности с появлением участков, отличающихся окраской в CL (например, зерна с точками 2.1 и 5.1). Почти во всех зернах присутствует краевая зона, отличающаяся черной окраской в CL. Мощность этой зоны максимальная в вершинах вытянутых зерен (участки роста дипирамиды), достигает 40 мкм. Вдоль границ призмы мощность зоны падает до первых микрон. Черная в CL краевая зона как бы облегает целиком центральную часть зерна, а ее внешние и внутренние границы конформны осцилляционной зональности, проявленной в центральной части, и не пересекают ее внутреннюю структуру. Поэтому нет оснований рассматривать центральные и краевые зоны в качестве ядер и оторочек, как в случае с цирконом из гранитов первой фазы.

Циркон из гранитов второй фазы был продатирован U-Pb методом в 12 точках в шести зернах. В каждом зерне анализировалась центральная и краевая части, контрастно отличающиеся по окраске в CL изображении. Результаты изотопно-геохимического исследования циркона приведены в табл.1. Семь точек образуют на диаграмме с конкордией единый кластер со значением конкордантного возраста 247 ± 2 млн лет ($\text{MSWD} = 1,12$, рис.3, а). К этим точкам относятся все шесть точек из центральной части зерен и точка 3.2, находящаяся в краевой зоне. Диапазон индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для точек из центральной части находится в достаточно узком интервале 244-251 млн лет при среднем значении 247 млн лет, совпадающим со значением конкордантного возраста для этой группы точек. Пять точек (кроме точки 3.2), отвечающих краевой зоне, имеют более широкий разброс индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста – от 235 до 281 млн лет. Для точек 1.2 и 6.2 со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 235 и 236 млн лет такое «омоложение» возможно объяснить потерей радиогенного свинца из доменов циркона с большей степенью метамиктности. Для точек 2.2, 5.2 и 4.2 индивидуальные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста более «древние» – около 259; 273 и 281 млн лет при более молодом конкордантном U-Pb возрасте центральных частей в этих же зернах циркона. В точках 5.2 и 4.2 установлено более высокое содержание U (3303 и 3444 ppm) и радиогенного ^{206}Pb (123 и 132 ppm), чем в других точках. Точка 2.2 отличается аномально высоким содержанием общего (нерадиогенного) ^{206}Pb – 10,65 %. Поэтому более «древние» значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для этих трех точек из краевых зон не отражают реального возраста их кристаллизации и противоречат возрастным соотношениям с центральными частями этих же зерен. Положительная корреляция значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста и содержания урана в этих точках была установлена ранее для случаев, когда исследование циркона проводилось на ионном зонде высокого разрешения (различные модели приборов SHRIMP и Cameca), а сам циркон отличался повышенным содержанием урана в точке анализа – более 1000-2500 ppm [29-31]. Повышенное содержание урана приводит к повреждению кристаллической структуры циркона в процессе радиоактивного распада, по этой причине при измерении на ионном зонде высокого

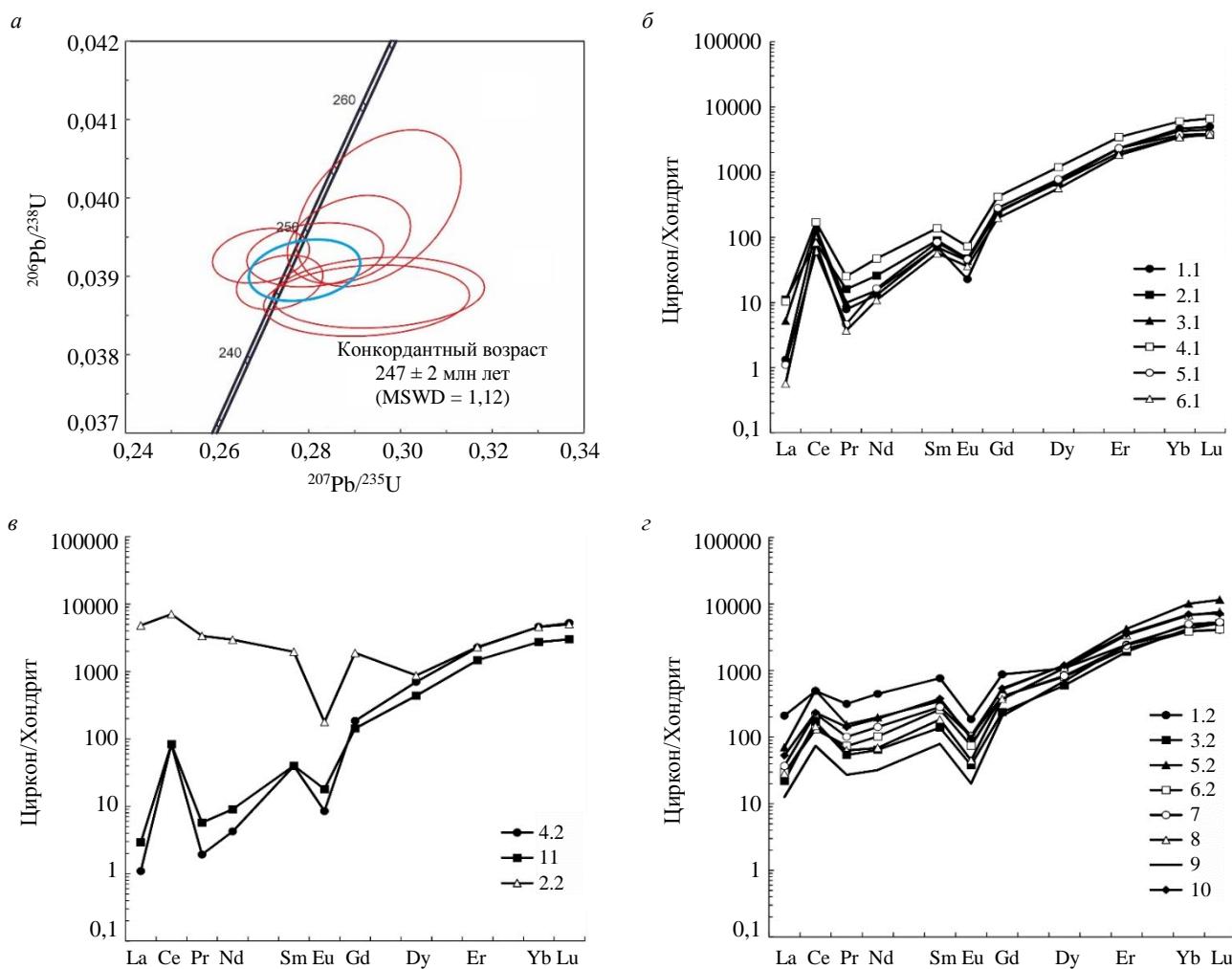


Рис.3. Диаграмма с конкордией (а) и спектры распределения REE (б-г), нормированные к хондриту CI, для циркона из гранитов второй фазы (обр. TH1-2)

разрешения эмиссия ионов свинца усиливается по сравнению с эмиссией ионов урана и оксидов урана. Установлено, что относительное завышение возраста может составлять до 3 % на 1000 ppm урана [30]. На примере циркона из ураноносных гранитов Южного Китая было показано [32], что обогащенные ураном краевые части циркона оказались по значению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста древнее на 40 млн лет, чем основная часть циркона с меньшим содержанием урана (268 и 228 млн лет, соответственно).

Содержание редких и редкоземельных элементов измерено в цирконе, помимо точек с определением возраста, еще в пяти дополнительных точках, в черных в CL изображении краевых зонах (табл.3). Спектры распределения REE в центральных частях отличаются дифференцированным характером распределения с ростом от легких к тяжелым REE (рис.3, б). Lu/La отношение составляет в среднем 2646. Суммарное содержание REE определено как 1516 ppm, при этом тяжелые REE существенно преобладают над легкими REE (в среднем 1421 и 79,9 ppm, соответственно). Все спектры распределения REE из этой группы подобны друг другу, незначительно отличаясь уровнем содержания легких REE (рис.3, б). Проявлены отрицательная Eu аномалия (в среднем $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,29$) и положительная Ce аномалия (в среднем $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 26,7$). Содержание U варьирует в широких пределах – от 218 до 1036 ppm при среднем значении 560 ppm. Содержание Th – от 128 до 565, в среднем 319 ppm. Отношение Th/U (по данным метода SIMS) составляет в среднем 0,58. Как и для ядер циркона из гранитов первой фазы, установленные геохимические особенности центральных частей зерен циркона из гранитов второй фазы соответствуют характеристикам циркона магматического генезиса [23]. Содержание Y составляет в среднем 2044 ppm, Hf – 11343 ppm.



Содержание Ca в этой группе циркона неравномерное – в трех точках оно не превышает 3 ppm, в трех других варьирует от 21,4 до 594 ppm. В точке 4.1 с максимальным содержанием Ca установлено максимальное для этой группы содержание U и легких REE, что характерно для измененного циркона. Содержание других неформульных элементов Ba и Sr во всех точках достаточно низкое, что позволяет оценить изменение циркона, сопровождающееся привносом несовместимых элементов, как незначительное. Содержание Ti варьирует в широких пределах – от 11,5 до 47,8 ppm, положительно коррелируя с содержанием Ca индикатором наложенных изменений циркона. Поэтому для расчета температуры термометром Ti-в-цирконе [22] были использованы только четыре точки (1.1, 3.1, 5.1 и 6.1), в которых содержание Ti минимальное и незначительно изменяется от 11,5 до 24,5 ppm. Среднее значение температуры кристаллизации циркона по выбранным точкам составляет 798 °C.

Таблица 3

Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из гранитов второй фазы Белокурихинского массива (образец TH1-2)

Компонент	Циркон из центральных частей зерен и ядер						Циркон из краевых частей зерен											
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	1.2	3.2	5.2	6.2	7	8	9	10	4.2	11	2.2	
La	0,31	2,63	1,23	2,43	0,26	0,13	49,8	5,18	16,7	6,91	8,70	6,68	2,98	12,5	0,26	0,69	1145	
Ce	77,2	50,8	87,1	105	37,2	50,7	302	104	309	80,5	138	89,2	45,3	143	50,8	51,1	4343	
Pr	0,72	1,48	0,91	2,34	0,43	0,34	29,3	5,01	14,4	6,80	9,36	5,86	2,52	13,1	0,18	0,53	314	
Nd	5,91	11,7	6,98	21,5	7,45	4,98	204	29,4	90,3	46,7	64,6	31,4	14,6	86,3	1,93	4,12	1357	
Sm	10,5	13,3	10,4	20,3	12,4	8,40	113	20,5	51,1	38,5	41,8	27,2	11,7	56,0	5,84	5,91	290	
Eu	1,28	2,67	2,44	4,09	2,58	2,02	10,5	2,14	5,94	4,19	5,82	2,52	1,13	5,36	0,48	1,01	9,99	
Gd	47,9	49,9	48,6	83,4	56,0	39,0	174	47,0	104	81,0	81,5	74,3	41,3	107	36,8	28,4	375	
Dy	176	169	179	292	190	138	267	147	297	199	205	270	171	294	173	108	215	
Er	373	319	371	551	371	292	390	307	676	340	378	547	398	570	363	235	368	
Yb	744	560	684	970	599	549	637	689	1629	624	803	1095	775	1127	742	439	741	
Lu	123	91,5	111	164	94,9	93,8	100	127	286	102	131	188	126	176	129	73,9	123	
Li	7,90	0,72	10,1	4,92	0,17	2,53	54,5	33,0	26,5	35,8	45,4	130	68,0	77,9	60,4	12,2	51,8	
P	195	353	284	718	296	371	5804	248	513	494	448	988	500	1033	268	286	1448	
Ca	2,91	235	21,4	594	1,99	1,56	9371	46,5	59,1	110	74,4	330	47,2	118	1,70	6,51	275	
Ti	11,5	39,1	16,2	47,8	24,5	22,5	271	20,5	69,0	127	212	209	49,7	245	5,46	19,9	184	
Sr	0,72	1,63	0,72	1,00	0,68	0,53	6,92	1,21	2,68	2,01	1,39	2,56	1,15	2,36	0,88	0,59	5,14	
Y	1924	1665	1982	3132	1998	1560	2255	1815	3673	1927	2225	3051	1979	3149	1937	1240	2058	
Nb	60,2	33,1	75,1	31,2	24,0	22,0	88,6	59,1	81,9	57,4	78,9	71,6	55,1	73,7	60,5	29,3	75,9	
Ba	2,07	1,19	0,75	1,96	1,50	1,20	6,78	2,39	3,10	4,13	3,58	3,87	2,89	4,71	0,65	1,71	27,6	
Hf	12294	10632	12409	11452	10821	10450	14113	14752	14947	15670	14660	16997	18687	18858	17279	12699	15818	
Th	552	128	336	565	151	182	1753	741	1926	921	1078	1298	771	1557	1633	282	1229	
U	1036	218	586	964	244	312	2887	2757	5294	3204	4029	7482	4907	6607	5761	1085	2746	
Th/U	0,53	0,59	0,57	0,59	0,62	0,58	0,61	0,27	0,36	0,29	0,27	0,17	0,16	0,24	0,28	0,26	0,45	
Eu/Eu [*]	0,17	0,32	0,33	0,30	0,30	0,34	0,23	0,21	0,25	0,23	0,30	0,17	0,16	0,21	0,10	0,24	0,09	
Ce/Ce [*]	39,2	6,24	19,9	10,6	26,9	57,1	1,91	4,94	4,83	2,84	3,69	3,45	3,99	2,69	57,5	20,5	1,75	
ΣREE	1560	1272	1502	2216	1371	1178	2277	1482	3479	1530	1867	2338	1589	2590	1503	948	9280	
ΣLREE	84,1	66,7	96,2	131	45,3	56,2	584	144	431	141	220	133	65,4	255	53,2	56,5	7158	
ΣHREE	1464	1189	1393	2060	1311	1111	1569	1316	2991	1347	1599	2175	1511	2274	1443	885	1822	
Lu/Ln	3773	335	868	650	3530	6719	19,4	236	165	142	145	271	407	135	4822	1034	1,04	
Lu/Gd _n	20,7	14,8	18,5	15,9	13,7	19,5	4,66	21,8	22,3	10,2	13,0	20,5	24,8	13,3	28,4	21,0	2,66	
Sm/Ln	53,5	8,12	13,5	13,4	76,8	100	3,64	6,34	4,92	8,90	7,69	6,51	6,30	7,15	36,3	13,7	0,41	
T(Ti), °C	756	880	787	903	829	820	1151	811	948	1031	1109	1108	907	1134	692	807	1087	

Черные в CL изображении краевые зоны циркона были проанализированы в 11 точках. Общим для них является повышенное по сравнению с центральными частями зерен содержание U (от 1085 до 7481 при среднем значении 4251 ppm). Содержание Th также выше, чем в центральных частях, но его рост менее масштабен – от 282 до 1926, в среднем 1199 ppm. Th/U отношение в краевых частях зерен, соответственно, несколько ниже, чем в центральных и составляет в среднем 0,30. Краевые зоны отличаются повышенным содержанием Li (в среднем 54,1 ppm), в центральных частях зерен оно примерно на порядок ниже (в среднем 4,39 ppm).

По характеру спектров распределения REE проанализированные краевые зоны можно разделить на три группы. В первую следует отнести две точки – 4.2 и 11 (рис.3, в), для которых распределение REE мало отличается от такого в центральных частях зерен. Спектры распределения REE в них имеют дифференцированный характер распределения с ростом от легких к тяжелым REE ($\text{Lu}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$ отношение равно в среднем 2928). Суммарное содержание REE составляет в среднем 1226 ppm. Как и в центральных частях зерен, в этих точках хорошо проявлены положительная Ce аномалия (Ce/Ce^* в среднем 39,0) и отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0,17). Следует отметить, что корреляция этих показателей с содержанием U не наблюдается – разброс в содержании U значительный (от 1085 для точки 11 до 5761 ppm для точки 4.2). Такой же значительный разброс и по содержанию Hf – 12699 и 17279 ppm, соответственно. Содержание Ca, как и других неформульных для циркона элементов Sr и Ba, низкое, на уровне не более первых ppm. Среднее значение температуры кристаллизации, определенной термометром Ti-в-цирконе по точкам 4.2 и 11 составляет 750 °C.

Вторая группа точек самая многочисленная, в нее входят точки 1.2, 3.2, 5.2, 6.2, 7, 8, 9 и 10. Спектры распределения REE для них подобны, отличаются уровнем содержания легких REE и, в меньшей степени, тяжелых REE (рис.3, г). Отличительной особенностью спектров является их выпуклость ($\text{Lu}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$ отношение равно в среднем 190), в первую очередь за счет повышенного содержания легких REE. Суммарное содержание LREE составляет в среднем 247 ppm, что значительно выше, чем в точках 4.2 и 11 (54,9 ppm). Соответственно, общее содержание REE также повышенное – в среднем 2144 ppm. Хорошо проявленна отрицательная Eu аномалия (в среднем $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,22$). Положительная Ce аномалия, напротив, в значительной степени редуцирована (в среднем $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 3,54$). Содержание Hf находится на достаточно высоком уровне – в среднем 16085 ppm. Рассматриваемые точки отличаются повышенным содержанием неформульных элементов – Ca, Sr, Ba, Ti. В точке 1.2 зафиксированы аномально высокие содержания Ca и P, возможные связанные с попаданием в область анализа микровключений апатита. Но даже без учета точки 1.2 среднее содержание Ca составляет 112 ppm, что свидетельствует об образовании краевых зон циркона при воздействии флюида, обогащенного несовместимыми элементами. Содержание Ti варьирует от 20,5 до 270 ppm, что также отражает воздействие флюида. Значение температуры кристаллизации по Ti-в-цирконе термометру для точки 3.2 с минимальным содержанием Ti в 20,5 ppm составляет 810 °C.

Точка 2.2 сильно отличается от других групп характером распределения REE (рис.3, в). Содержание легких REE в ней составляет 7158 ppm, при этом угол наклона спектра в области LREE является нетипичным для циркона – «отрицательным», с уменьшением нормированного к хондриту содержания по мере увеличения порядкового номера LREE. Наклон и уровень содержания тяжелых REE для точки 2.2 совпадает с другими точками, относящимися к черным в CL изображении высокоурановым каймам. В итоге спектр распределения REE для этой точки приобретает форму «крыльев птицы». Нельзя исключать, что такая форма спектра является специфическим проявлением тетрадного эффекта в распределении REE, который ранее для циркона фиксировался крайне редко. В точке 2.2 зафиксировано повышенное содержание P, равное 1448 ppm, но недостаточно высокое, чтобы связать обогащение циркона легкими REE с захватом микровключений апатита и (или) монацита. Захвату апатита также противоречит повышенное, но не аномально высокое содержание Ca, равное 275 ppm. Кроме того, в спектре распределения REE наблюдается редуцированная положительная Ce аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,75$), не встречающаяся у апатита и монацита. Если «всплеск» легких REE был обусловлен захватом микровключений этих минералов, то положительная Ce аномалия отсутствует. Отрицательная Eu аномалия в точке 2.2 является максимальной ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,09$) среди всей выборки циркона из образца TH1-2. Содержание других редких элементов в точке 2.2 находится примерно на том же уровне, установленном для основной группы точек черных в CL изображении краевых зон. Содержание U составляет 2746 ppm, что даже меньше среднего значения для краевых зон. Th/U отношение равно 0,45.



Циркон из гранитов третьей фазы (обр. ТН3-1). Первоначально из гранитов третьей фазы (лейкогранитов) было выделено около 30 зерен циркона, помещенных в шайбу М-2974. Примерно треть из них представлена преимущественно ксеноморфными зернами или их обломками, не превышающими в поперечнике 100 мкм (см. рис.1, в). В CL изображении они отличаются темно-серым, доходящим до черного, оттенком и пятнистым внутренним строением, иногда пористым. По данным SEM-EDS в этих зернах циркона установлено небольшое количество микровключений, среди которых были диагностированы: ксенотит, F-апатит, уранинит, альбит. Размер микровключений обычно не превышает 5 мкм, лишь включение ксенотита в одном кристалле циркона достигает 70 мкм [15]. Вторая популяция циркона представлена слабо удлиненными (коэффициент удлинения в интервале 1:2-1:3) окатанными зернами, как правило, не превышающими по удлинению 100 мкм. Для них характерна тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность в серых и темно-серых тонах. В ряде зерен присутствуют каймы темно-серого цвета в CL с «размытой» зональностью или ее отсутствием, достигающие по объему половины зерна. Датирование восьми зерен второй популяции показало широкий разброс значений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в интервале 965-1928 млн лет, при этом три точки имеют близкий возраст около 1600 млн лет. За исключением одной точки, все остальные лежат на конкордии. Очевидно, что данная популяция циркона является ксеногенной по отношению к лейкогранитам Белокурихинского массива, возраст которых ранее был определен Ar-Ar методом по слюдам, равным примерно 250 млн лет [13]. Широкий диапазон возрастов, определенных для ксеногенного циркона, позволяет предположить их детритовую природу и осадочный источник поступления.

Для трех темных в CL изображении зерен с отсутствием зональности и пятнистым внутренним строением был определен $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, более отвечающий предполагаемому для Белокурихинского массива (около 259, 268 и 274 млн лет, см. табл. 1). Все три точки отличаются высоким содержанием U (от 5873 до 10283 ppm) при достаточно умеренном содержании Th (от 91,2 до 618 ppm). Соответственно, Th/U отношение – низкое, равно 0,01 для двух точек и 0,11 для третьей. На графике с конкордией эллипсы погрешностей точек субконкордантны и тяготеют к интервалу значений возраста 250-280 млн лет (рис.4, а). Две точки с максимальным содержанием U расположены в верхней части графика. Корректно рассчитать общее для трех точек значение возраста не представляется возможным. Поэтому выделение циркона из того же образца лейкогранита ТН3-1 было повторено. Среди 40 зерен циркона, заново выделенных и помещенных в шайбу М-3066, доминирующими оказались удлиненные зерна дипирамидально-призматического облика, достигающие 100-250 мкм (коэффициент удлинения находится в интервале 1:2-1:3). Характерной чертой является зональное строение зерен со светло-серой или серой в CL изображении центральной частью с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью и черной краевой зоной, мощность которой максимальна на вершинах зерен, не превышает 30 мкм (см. рис.1, в).

Датирование было выполнено в 10 точках в 9 зернах. В одном, практически черном в CL зерне без зональности, в двух точках было получено значение возраста около 1815 млн лет, что позволяет отнести это зерно к ксеногенным для лейкогранита. Остальные восемь точек были поставлены в темные в CL краевые зоны циркона. По семи из них был получен кластер со значением конкордантного возраста 255 ± 4 млн лет ($\text{MSWD} = 0,48$, рис.4, б). Точка 7.1, отличающаяся минимальным содержанием U – 397 ppm, имеет значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста около 232 млн лет (см. табл.1). В точках, образующих конкордантный кластер, содержание U варьирует от 805 до 6617 при среднем значении 3168 ppm. Содержание Th также существенно меняется (от 273 до 1354 при среднем значении 726 ppm), не коррелируя с U. Поэтому Th/U отношение изменяется от 0,06 до 1,49, составляя в среднем 0,43.

Детальное рассмотрение редкоэлементного состава циркона из лейкогранитов Белокурихинского массива на основе значительного количества точек анализа (несколько десятков), в том числе с привлечением данных по содержанию главных элементов (EPMA метод), летучих компонентов и изотопному составу кислорода (SIMS метод) проведено в работе [15]. В настоящей работе приводятся геохимические данные только для продатированных зерен, исключая ксеногенный циркон (табл.4).

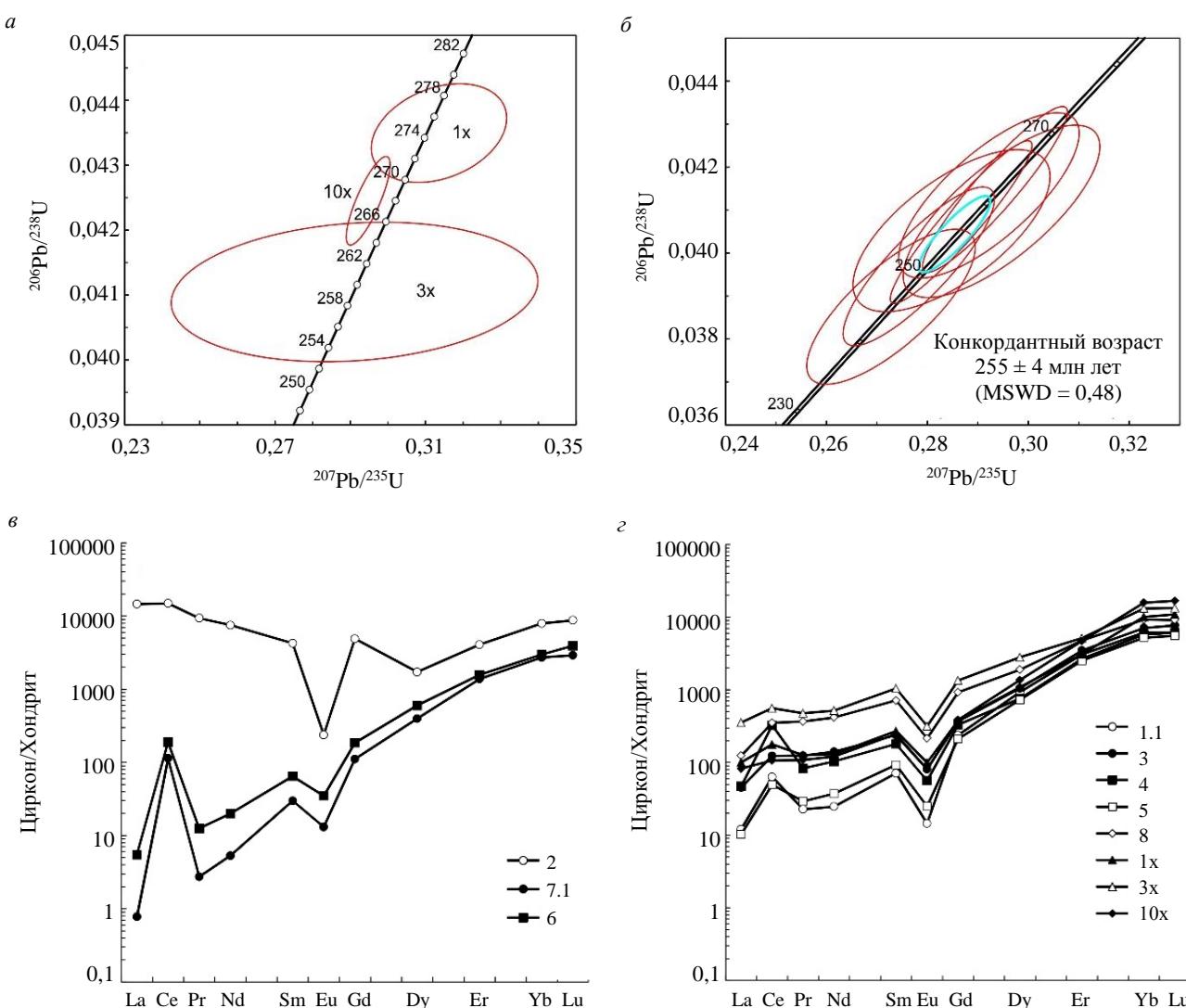


Рис.4. Диаграмма с конкордией (а, б) и спектры распределения REE (в, г), нормированные к хондриту CI, для циркона из гранитов третьей фазы (обр. TH3-1)

По характеру спектров распределения REE проанализированный циркон из лейкогранита разделяется на три группы. В первую попадают две точки – 7.1 и 6 с шайбы M-3066 (рис.4, в), для которых спектры распределения REE имеют дифференцированный характер распределения с ростом от легких к тяжелым REE ($\text{Lu}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$ отношение равно в среднем 2232). Суммарное содержание REE составляет в среднем 1039 ppm. В этих точках хорошо проявлены положительная Ce аномалия (Ce/Ce^* в среднем 50,3) и отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0,27). Отмеченные особенности состава характерны для циркона магматического генезиса [23]. Содержание U и Hf, по сравнению с другими точками данной пробы, минимальное – в среднем 878 и 10979 ppm, соответственно. Содержание P и Li в среднем ниже, чем в других группах циркона – 257 и 16,3 ppm. Содержание Ca в точках 7.1 и 6 составляет 5,39 и 86,1 ppm. Другие неформульные для циркона элементы Sr и Ba присутствуют на низком уровне (Sr – менее 1 ppm, Ba – не более первых ppm). Среднее значение температуры кристаллизации по Ti-в-цирконе термометру по точкам 7.1 и 6 составляет 808 °C.

Вторая группа состоит из восьми точек (1.1, 3, 4, 5, 8 с шайбы M-3066 и 1x, 3x, 10x с шайбы M-2974). Спектры распределения REE для них подобны друг другу, отличаются уровнем содержания легких REE и практически совпадают в области тяжелых REE Er-Lu (рис.4, г). Отличительной особенностью спектров является их выпуклость ($\text{Lu}_{\text{N}}/\text{La}_{\text{N}}$ отношение равняется в среднем 221) за счет повышенного содержания легких REE. Суммарное содержание LREE составляет



в среднем 258 ppm, что значительно выше, чем в точках 7.1 и 6 (99,9 ppm). Общее содержание REE повышенное – в среднем 3027 ppm. Отрицательная Eu аномалия хорошо проявлена (в среднем Eu/Eu^{*} = 0,24). Положительная Ce аномалия в значительной степени редуцирована (в среднем Ce/Ce^{*} = 2,41). Содержание U варьирует от 3638 до 14196, в среднем 6912 ppm. Среднее содержание Li аномально высокое и составляет в среднем 90,3 ppm. Такое высокое содержание Li нетипично для циркона магматического генезиса [33], его возможно объяснить воздействием флюида с существенной коровой компонентой. Содержание Р в этой группе циркона выше (1040 ppm), чем для циркона первой группы с проявленными Ce и Eu аномалиями. Содержание Р и Y положительно коррелирует друг с другом, что возможно объяснить изоморфизмом ксенотимового типа: Si⁴⁺ + Zr⁴⁺ = P⁵⁺ + Y³⁺ [34].

Таблица 4

Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из гранитов третьей фазы Белокурихинского массива (образец TH3-1)

Компо-нент	Циркон из центральных частей зерен и ядер		Циркон из краевых частей зерен								
	6	7.1	1.1	3	4	5	8	1x	3x	10x	2
La	1,30	0,18	2,85	10,7	11,1	2,43	29,3	23,7	83,6	19,5	3450
Ce	116	69,5	38,9	75,3	198	30,2	216	109	342	65,3	9125
Pr	1,16	0,25	2,11	11,5	7,68	2,70	33,9	11,7	44,1	10,1	867
Nd	9,11	2,42	11,3	64,1	47,2	17,0	190	59,4	237	55,1	3426
Sm	9,58	4,41	10,5	35,1	26,6	13,7	105	40,0	154	36,5	627
Eu	1,97	0,74	0,81	4,55	3,15	1,40	12,1	5,59	17,7	4,54	13,4
Gd	36,8	22,1	47,2	73,0	65,7	42,0	183	75,2	267	76,7	972
Dy	147	97,5	229	258	186	180	466	267	689	335	422
Er	251	221	491	555	429	402	761	493	822	751	649
Yb	481	437	989	1142	924	836	1490	1624	2118	2553	1275
Lu	96,5	71,7	149	190	151	137	225	268	329	412	215
Li	25,5	7,02	94,1	59,0	32,0	60,4	119	119	81,4	157	99,6
P	305	209	594	739	241	593	1316	1146	1699	1991	3008
Ca	86,1	5,39	82,7	128	23,7	34,0	392	522	1488	187	369
Ti	30,7	12,6	159	166	21,5	36,9	892	33,1	137	14,6	87,5
Sr	0,94	0,44	1,29	2,36	1,22	1,18	5,23	9,19	20,9	4,52	6,33
Y	1612	1118	2604	2934	2201	2136	4830	2776	5456	4068	3376
Nb	58,6	44,3	69,2	83,0	87,6	47,9	181	59,7	173	52,5	85,5
Ba	4,33	1,97	2,62	3,97	4,06	2,10	12,3	13,2	29,9	9,42	46,5
Hf	10004	11955	15804	18658	12864	16126	18342	34201	27348	31837	19498
Th	1148	215	615	705	1866	534	1920	117	1102	129	2181
U	1217	539	5516	4311	3638	3947	9121	7263	7307	14196	7320
Th/U	0,94	0,40	0,11	0,16	0,51	0,14	0,21	0,02	0,15	0,01	0,30
Eu/Eu [*]	0,32	0,23	0,11	0,27	0,23	0,18	0,27	0,31	0,27	0,26	0,05
Ce/Ce [*]	22,9	77,8	3,83	1,64	5,19	2,85	1,66	1,58	1,36	1,13	1,28
ΣREE	1151	927	1972	2419	2050	1664	3714	2978	5103	4319	21040
ΣLREE	128	72,4	55,1	162	264	52,3	470	203	707	150	16867
ΣHREE	1012	850	1905	2218	1756	1596	3126	2729	4224	4128	3533
Lu _N /La _N	717	3747	504	171	131	542	74,1	109	37,9	204	0,60
Lu _N /Gd _N	21,2	26,2	25,6	21,0	18,6	26,3	9,94	28,9	10,0	43,4	1,79
Sm _N /La _N	11,8	38,4	5,89	5,25	3,83	9,02	5,76	2,70	2,96	3,00	0,29
T(Ti), °C	853	764	1065	1071	815	873	1393	861	1042	777	979

Повышенное содержание Y, Р и Ca за счет микровключений ксенотима или иных фосфатов, не фиксируемых при электронно-микроскопическом исследовании, исключается по причине отсутствия значительного увеличения содержания Р при аномальном росте содержания REE и Y, который был установлен для некоторых зерен циркона из этой же пробы лейкогранита [15]. В работе [15] показано, что при максимальном содержании Y и Ca (50700 и 7200 ppm, соответственно) в цирконе содержится всего 7900 ppm фосфора. Такое соотношение элементов исключает захват в поле анализа микровключений фосфатов. Можно предположить, что в данном случае схема изоморфизма ксенотимового типа имеет подчиненное значение, а преобладающим является

изоморфизм с участием протона по схеме $H^+ + (REE, Y)^{3+} = Zr^{4+}$ [35]. Содержание Hf находится на высоком уровне – в среднем 21897 ppm. В трех темных зернах без зональности, проанализированных в шайбе M-2974, среднее содержание Hf гораздо выше – 31129 ppm, чем в краевых зонах циркона из шайбы M-3066. Точки данной группы отличаются повышенным содержанием неформульных элементов – Ca (в среднем 357 ppm), Sr (5,73 ppm), Ba (9,69 ppm) и Ti (183 ppm). В двух точках из этой группы (4 и 10x) содержание Ti не выглядит завышенным за счет флюидного воздействия, составляя 21,5 и 14,6 ppm, соответственно. Значение температуры кристаллизации по Ti-в-цирконе термометру для этих двух точек составляет в среднем 796 °C.

Точка 2 сильно отличается от других групп характером распределения REE (рис.4, в). Содержание легких REE в ней составляет 16867 ppm, при этом угол наклона спектра в области LREE является «отрицательным», с уменьшением нормированного к хондриту содержания по мере увеличения порядкового номера LREE. Спектр в области тяжелых REE, начиная с Dy, совпадает со спектрами других точек из этой пробы. Как было установлено для одного зерна циркона из второй фазы (точка 2.2), спектр распределения REE для этой точки из третьей фазы также приобретает форму «крыльев птицы». В точке 2 зафиксировано максимальное содержание Р относительно других зерен (3008 ppm), но недостаточно высокое, чтобы причиной обогащения циркона легкими REE выступал захват микровключений апатита и (или) монацита. Попаданию в область анализа апатита также не соответствует повышенное, но не аномально высокое содержание Ca, равное 369 ppm. В спектре распределения REE наблюдается редуцированная положительная Ce аномалия ($Ce/Ce^* = 1,28$), характерная исключительно для циркона. Отрицательная Eu аномалия в точке 2 является максимальной ($Eu/Eu^* = 0,05$) среди всей выборки циркона из образца лейкогранита. Содержание U составляет 7320 ppm, что находится на уровне рассмотренной выше группы циркона. Th/U отношение равно 0,30.

Циркон из лейкогранитов третьей фазы Точильного штока (обр. 2016-5). Лейкограниты Точильного штока относятся к третьей фазе внедрения Белокурихинского массива. Циркон в основном представлен удлиненными идиоморфными зернами, размер которых по удлинению составляет 200-350 мкм (редко до 450 мкм), коэффициент удлинения составляет 1:2-1:3, в единичных случаях достигая 1:6 (например, зерно с точкой 8, см. рис.1, г). Существенная часть зерен имеет гетерогенное строение со светло-серой в CL изображении центральной частью. Центральная часть, как правило, имеет идиоморфный облик, с границами, параллельными внешним границам зерна (например, зерно с точкой 5). Краевая часть, отличающаяся темно-серой окраской в CL изображении, облекает центральную полностью, имея максимальную мощность (до 40-90 мкм) в районе вершин дипирамиды. В центральной и краевой зонах наблюдается тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность, ориентировка которой параллельна как между зонами, так с внешними границами зерна. Поэтому такое соотношение между зонами внутри зерна не следует рассматривать как комбинацию ядро-кайма, отражающую два дискретных события – магматическое, соответствующее ядру циркона, и метаморфическое или гидротермальное, приводящее к образованию каймы. Скорее всего, наличие темных и черных в CL изображении краевых зон является следствием обогащения магматического расплава в процессе кристаллизации циркона несовместимыми элементами, в том числе ураном, в основном определяющим интенсивность окраски в CL изображении. Такой эффект был отмечен для циркона, кристаллизовавшегося из фракционированного гранитного расплава [32].

U-Pb возраст был определен в 10 точках, по одной в каждом зерне. Точки 2, 4, 5, 9 расположены в краевых зонах без зональности, контрастно отличающихся темной окраской от светло-серых в CL изображении центральных зон. Содержание U составляет в среднем 1469 ppm, Th/U отношение – 0,34 (см. табл.1). Остальные точки (1, 3, 6, 7, 8, 10) также расположены в краевых зонах, но с тонкополосчатой ростовой зональностью и по оттенку в CL более похожих на центральные части зерен циркона. Содержание U в них составляет в среднем 697 ppm, Th/U отношение – 0,41. На диаграмме с конкордией все 10 проанализированных точек формируют кластер в пределах отметок возраста 230-270 млн лет (рис.5, а). Учитывая эффект удревнения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для

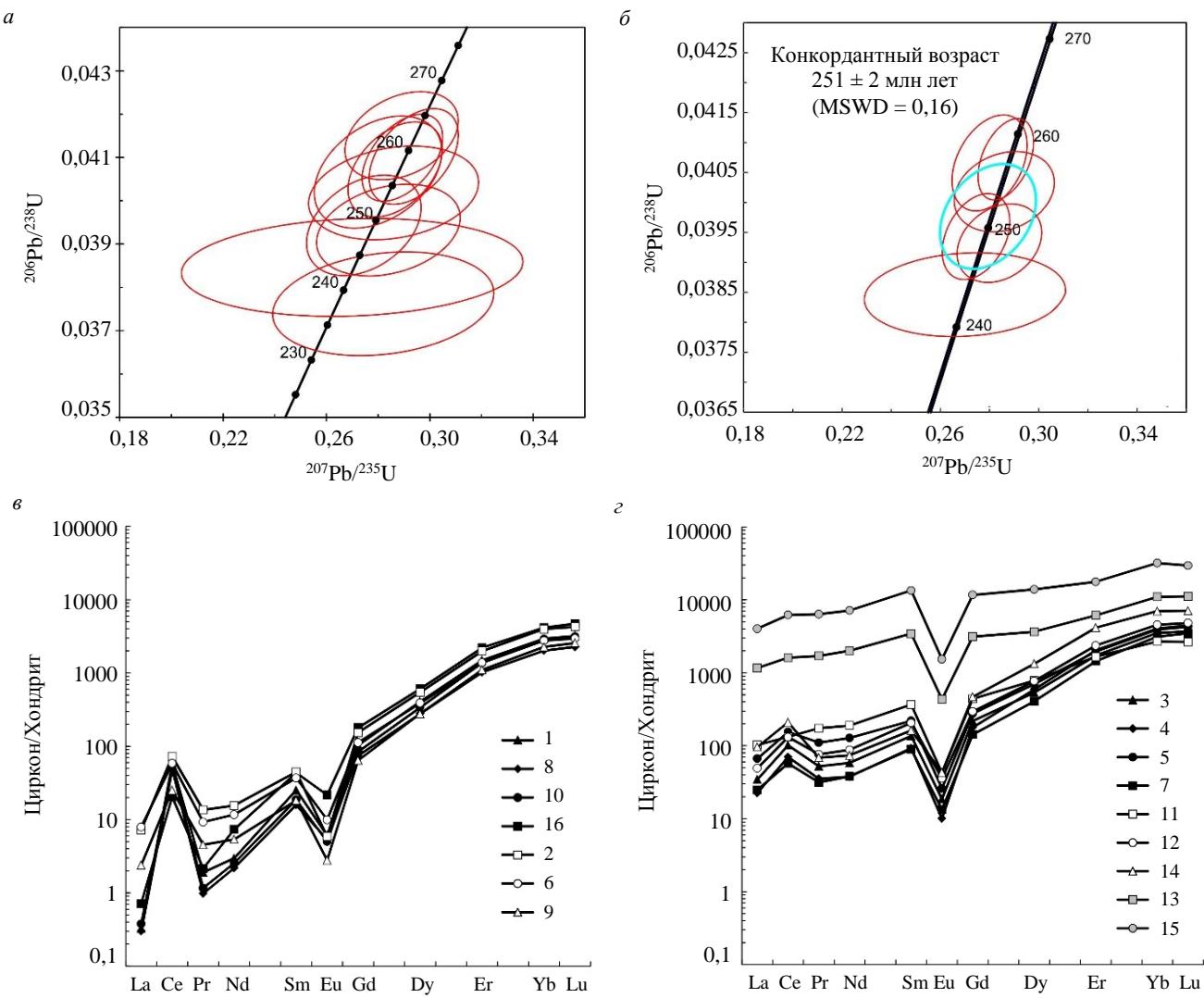


Рис.5. Диаграмма с конкордией (*a, б*) и спектры распределения REE (*в, г*), нормированные к хондриту CI, для циркона из гранитов Точильного штока (обр. 2016-5)

высокоуранового циркона, отмеченный выше, из расчета конкордантного возраста были исключены три самые «древние» высокоурановые точки (5, 9 и 2), а также точка 6, являющаяся сильно дискордантной. В результате был определен конкордантный возраст 251 ± 2 млн лет ($MSWD = 0,16$, рис.5, *б*). Если исключить из общей выборки две точки (6 и 7) с самым молодым значением $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста, то конкордатный возраст также возможно рассчитать, он составит 256 ± 2 млн лет ($MSWD = 0,16$). Абсолютная разница между этими определениями составляет 5 млн лет при равных значениях погрешности определения и $MSWD$, относительная разница – 2 % от возраста гранитов, что сопоставимо с инструментальной (приборной) погрешностью ионного зонда высокого разрешения [31]. С учетом возможного аналитического артефакта завышения U-Pb возраста в высокоурановых доменах циркона, значение возраста лейкогранитов Точильного штока около 251 млн лет рассматривается авторами как более предпочтительное.

Геохимия циркона из лейкогранитов Точильного штока была дополнительно изучена еще в шести точках (см. рис.1, *г*, табл.5). Точки 11, 14 и 15 расположены в черных в CL изображении доменах неправильной формы, приуроченных к центральным частям зерен. Точки 12 и 16 находятся в темно-серой центральной части, точка 13 – в черной краевой зоне.

По редкоэлементному составу изученный циркон может быть условно разделен на четыре группы. В первую очередь это проявлено в характере распределения REE.



Таблица 5

Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из лейкогранитов Точильного штока (образец 2016-5)

Компонент	Циркон из краевых частей зерен с тонкополосчатой зональностью						Циркон из краевых частей зерен без зональности					Циркон из центральных частей зерен и ядер				
	1	3	6	7	8	10	2	4	5	9	13	11	12	14	15	16
La	0,08	8,17	1,87	5,87	0,07	0,09	1,70	5,33	15,8	0,57	274	24,3	11,6	22,7	952	0,17
Ce	35,2	62,3	35,8	35,1	30,0	30,7	44,5	42,9	94,6	15,5	985	80,8	80,4	128	3789	12,4
Pr	0,18	4,86	0,86	2,92	0,09	0,11	1,26	3,28	10,2	0,42	158	16,1	7,07	6,37	590	0,20
Nd	1,35	26,7	5,33	17,4	1,00	1,16	7,09	17,2	58,4	2,46	918	86,5	40,1	33,7	3261	3,35
Sm	3,73	20,2	5,46	13,3	2,35	2,75	6,60	13,7	32,5	2,70	509	54,3	30,4	23,9	1985	6,42
Eu	0,34	1,04	0,56	0,75	0,30	0,28	0,33	0,56	1,46	0,16	24,4	2,39	2,01	2,42	86,4	1,22
Gd	20,6	43,4	22,4	28,2	14,8	16,8	30,7	35,5	54,7	12,8	621	87,4	58,5	92,8	2318	35,7
Dy	100	131	95,3	99,5	68,4	83,3	134	146	171	68,1	898	192	190	326	3422	149
Er	238	275	220	230	164	219	317	325	313	177	980	265	378	664	2826	354
Yb	473	567	445	503	325	466	640	653	631	366	1769	432	732	1127	5130	668
Lu	78,7	91,2	72,6	85,6	55,9	77,0	105	109	105	63,2	274	65,2	118	174	726	116
Li	2,15	3,44	2,39	2,94	1,39	1,64	8,16	3,40	3,45	1,65	7,32	2,88	2,40	4,71	2,61	0,73
P	193	213	227	155	190	210	231	218	210	95,2	14874	433	300	459	3080	199
Ca	0,71	42,3	63,0	37,5	1,06	0,49	10,3	28,9	88,2	3,46	22974	94,4	76,6	37,4	4255	0,83
Ti	7,45	30,0	19,2	31,9	9,02	7,42	12,5	20,4	64,5	4,02	599	128	37,2	19,2	2002	7,91
Sr	0,41	1,55	0,61	1,14	0,35	0,51	0,69	1,15	1,87	0,53	36,4	2,20	1,54	2,79	82,9	0,57
Y	1172	1470	1130	1149	844	1059	1633	1656	1655	843	5718	1608	2044	3816	15787	1783
Nb	72,8	65,6	23,4	42,5	24,5	43,1	51,6	65,9	80,9	25,0	213	89,9	56,1	31,9	1060	12,7
Ba	1,07	2,65	1,75	1,54	1,11	0,87	0,81	1,73	2,59	0,84	21,5	3,93	2,55	2,15	110	0,84
Hf	13915	14143	12732	14521	13119	13688	14340	15969	13964	15929	14418	14800	13470	9535	19267	11527
Th	189	306	190	510	114	179	523	542	464	276	1236	210	474	1447	2000	157
U	716	1335	675	1230	378	752	1834	2444	2077	1510	4789	3343	2212	1279	10264	422
Th/U	0,26	0,23	0,28	0,41	0,30	0,24	0,29	0,22	0,22	0,18	0,26	0,06	0,21	1,13	0,19	0,37
Eu/Eu [*]	0,12	0,11	0,15	0,12	0,16	0,13	0,07	0,08	0,11	0,08	0,13	0,11	0,15	0,16	0,12	0,25
Ce/Ce [*]	72,9	2,39	6,84	2,05	89,9	75,8	7,34	2,48	1,80	7,66	1,14	0,99	2,15	2,59	1,22	16,4
ΣREE	952	1232	905	1022	662	898	1289	1351	1488	708	7410	1307	1648	2602	25087	1347
ΣLREE	36,8	102	43,8	61,3	31,1	32,0	54,5	68,7	179	18,9	2335	208	139	191	8593	16,2
ΣHREE	911	1108	856	947	628	863	1227	1268	1276	686	4542	1042	1476	2384	14422	1323
Lu _N /La _N	9773	108	373	141	7528	8321	594	197	64,3	1076	9,63	25,9	98,3	74,0	7,34	6601
Lu _N /Gd _N	30,9	17,0	26,3	24,5	30,5	37,1	27,7	24,9	15,6	40,0	3,57	6,04	16,4	15,2	2,53	26,3
Sm _N /La _N	77,0	3,95	4,67	3,62	52,6	49,5	6,21	4,10	3,30	7,64	2,97	3,58	4,19	1,69	3,34	60,7
T(Ti), °C	718	850	804	857	734	717	763	810	939	668	1304	1032	874	804	1609	723

К первой группе относятся точки 1, 8, 10, 16. Спектры распределения REE для них практически совпадают (рис.5, в) и имеют явно выраженный дифференцированный характер распределения с ростом от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 8056). Суммарное содержание REE составляет в среднем 965 ppm. В этих точках хорошо проявлены положительная Ce аномалия (Ce/Ce^{*} в среднем 63,7) и отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu^{*} в среднем 0,16). Содержание U и Th по сравнению с другими точками этой пробы незначительное – в среднем 567 и 160 ppm, соответственно. Содержание неформульных элементов Ca, Sr и Ba находится на низком уровне – около 1 ppm и ниже. Содержание Ti практически не меняется и составляет в среднем 7,95 ppm. Среднее значение температуры кристаллизации для этой группы определено как 723 °C.

Вторая группа, к которой отнесены точки 2, 6, 9, отличается от первой более пологими спектрами распределения REE в области легких REE (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 681, рис.5, в). Суммарное содержание REE практически не меняется и составляет в среднем 967 ppm. Содержание легких REE увеличивается несущественно по сравнению с первой группой (29,0 и 39,1 ppm, соответственно). Заметно уменьшается величина положительной Ce аномалии (Ce/Ce^{*} в среднем равняется 7,28), амплитуда отрицательной Eu аномалии остается на прежнем уровне (Eu/Eu^{*} составляет в среднем 0,10). Среднее содержание U возрастает до 1340 ppm, Th – до 329 ppm. Заметно увеличивается среднее содержание Ca – до 25,6 ppm. Sr и Ba остаются на прежнем уровне. Содержание Ti варьирует от 4,02 до 19,2, составляя в среднем 11,9 ppm, что соответствует значению температуры 745 °C.



Третья группа самая многочисленная, к ней относятся точки 3, 4, 5, 7, 11, 12, 14 (рис.5, г). От первой и второй групп спектры REE отличаются еще более выложененным характером распределения (Lu/La отношение равно в среднем 101). Более заметен рост суммарного содержания REE (в среднем 1521 ppm) и легких REE (в среднем 136 ppm). Количество тяжелых REE также увеличивается по сравнению со второй группой (1357 и 923 ppm, соответственно). Среднее содержание U возрастает до 1988 ppm, Th – до 565 ppm. Среднее содержание Ca возрастает до 57,9 ppm. Среднее содержание Sr и Ba увеличивается до среднего уровня около 2 ppm. Содержание Ti варьирует уже от 19,2 до 128, в среднем 47,3 ppm. Значение температуры кристаллизации по Ti-в-цирконе термометру для двух точек с минимальным содержанием Ti около 20 ppm составляет в среднем 807 °C.

В четвертую группу входят две точки 13 и 15, относящиеся к черным в CL изображении участкам циркона. Спектры распределения REE для них принципиально отличаются от спектров для трех других остальных групп более высоким уровнем содержания всех REE (7410 и 25087 ppm) и особенно – повышенным содержанием легких REE (2335 и 8593 ppm). Следует отметить, что рассмотренные три группы имеют сходный уровень содержания тяжелых REE, преимущественно отличаясь по уровню содержания легких REE. Се аномалия в четвертой группе редуцирована практически полностью (Ce/Ce^* в среднем равняется 1,18). Величина отрицательной Eu аномалии соответствует другим группам ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,13$). В большую сторону заметно отличается содержание ряда редких элементов – U (4789 и 10264 ppm), Th (1236 и 2000 ppm), Ca (22974 и 4255 ppm). Содержание Sr возрастает в среднем до 59,6 ppm, Ba – до 65,9 ppm. Содержание Ti аномально высокое для циркона (599 и 2002 ppm) и не может быть использовано для оценки температуры кристаллизации. Аномально возрастает содержание Nb, в трех других группах наибольшее среднее содержание составляло 61,8 ppm, в четвертой группе содержание Nb определено как 213 и 1060 ppm. Для четвертой группы также установлено аномально высокое содержание Y – 5718 ppm для точки 13, 15787 ppm – для точки 15. В других группах среднее содержание Y значительно ниже, оно совпадает в первой и второй группах около 1200 ppm, в третьей группе возрастает до 1914 ppm. Содержание Hf имеет тенденцию увеличиваться от первой к четвертой группе (в среднем 13062 и 16843 ppm). Во второй и третьей группах содержание Hf несколько выше, чем в первой группе. Содержание P минимальное в первой и второй группах (в среднем 198 и 184 ppm), в третьей оно возрастает до среднего значения 284 ppm, в четвертой – до 8977 ppm. Содержание Li в целом выдержанное для всех точек циркона (от 0,72 до 8,16 ppm), при этом минимальные значения установлены для первой группы. Th/U отношение мало меняется в пределах всей выборки, оставаясь на уровне 0,2-0,3.

Обсуждение результатов. Возраст гранитов Белокурихинского массива. Из опубликованных данных о возрасте гранитов Белокурихинского массива следует отметить результаты датирования слюд Ar-Ar методом [13]. По биотиту был получен возраст $250 \pm 2,7$ млн лет, к какой фазе внедрения относится данное определение, не указано. Учитывая, что биотит практически отсутствует в лейкогранитах третьей фазы, а граниты первой фазы имеют весьма ограниченную распространенность, возможно предположить, что биотит отобран из гранитов второй фазы внедрения, составляющих основную часть коренных обнажений массива. Два других определения были выполнены по мусковиту из штоков лейкогранитов третьей фазы, являющихся сателлитами Белокурихинского массива. По мусковиту из пегматитов Точильного (Точильненского в авторской редакции) штока был получен возраст 247 ± 3 млн лет, по мусковиту из лейкогранитов Осокинского штока $250 \pm 3,5$ млн лет. Для гранитов второй и третьей фаз внедрения Ar-Ar возраст слюд совпал в пределах погрешности и составил около 250 млн лет.

Однако Ar-Ar система по слюдам уступает U-Pb системе по плане надежности определения возраста кристаллизации магматических пород, в частности – гранитоидов [36, 37]. С одной стороны, Ar-Ar система применительно к слюдам имеет существенно более низкую температуру закрытия (около 500 °C) относительно температуры закрытия U-Pb системы для циркона – самого надежного минерала-геохронометра [38], с другой, слюды зачастую подвержены

поздне- и постмагматическим изменениям, что приводит к «отставанию» Ar-Ar возраста по слюдам от U-Pb возраста по циркону. Ранее проведенное датирование циркона из порфировидных биотитовых гранитов (судя по всему, относящихся к второй фазе внедрения) выполнено на устаревшем оборудовании по навеске зерен «классическим» методом ID-TIMS, не учитывающим возможную гетерогенность циркона [17]. По верхнему пересечению дискордии был получен возраст циркона $232 \pm 4,7$ млн лет, существенно отличающийся как от результатов датирования слюд Ar-Ar методом (около 250 млн лет [13]), так и от U-Pb возраста титанита из гранитов первой фазы внедрения 255 ± 2 млн лет, определенного методом ID-TIMS [14]. Поэтому значение возраста циркона из гранитов Белокурихинского массива около 232 млн лет следует рассматривать как недостоверное, не подкрепленное современными аналитическими данными.

В табл.6 сопоставлены наши результаты датирования U-Pb методом (SHRIMP-II) циркона из трех фаз гранитов Белокурихинского массива с определениями возраста, полученными U-Pb методом (ID-TIMS) по титаниту из первой фазы внедрения [14] и Ar-Ar методом по слюдам, предположительно из второй и третьей фаз гранитов [13]. U-Pb возраст гранитов первой фазы определен как 255 ± 2 млн лет по титаниту и 249 ± 3 млн лет по циркону. Есть основания предположить, что «геологический» возраст кристаллизации первой фазы попадает в интервал 255-250 млн лет. Конкордантный возраст циркона из лейкогранитов третьей фазы формально оказывается «древнее», чем конкордантный возраст циркона из гранитов первой и второй фаз. Этому несоответствию не стоит придавать принципиального значения, так как циркон из пробы TH3-1 особенностями редкоэлементного состава демонстрирует сильное флюидное воздействие [15], которое могло изменить U-Pb изотопную систему (например, эффект удревнения возраста при привносе урана, описанный выше). Для оценки возраста лейкогранитов третьей фазы предлагается использовать значение конкордантного возраста 251 ± 2 млн лет, полученное для циркона из лейкогранитов Точильного штока. Тогда, с учетом приборных погрешностей определений возраста (для метода SIMS составляют 1,5-2 отн. %), возраст гранитов второй и третьей фаз можно считать сближенным, около 250 млн лет, что полностью согласуется с определениями возраста слюд Ar-Ar методом [13].

Таблица 6

Результаты датирования гранитов Белокурихинского массива

Фаза гранитов	U-Pb метод	Ar-Ar метод [13]
Первая	255 ± 2 (Ttn [14]) 249 ± 3 (Zrn)	–
Вторая	247 ± 2 (Zrn)	250 ± 3 (Bt)
Третья (включая лейкограниты из штоков)	251 ± 2 (Zrn) 255 ± 4 (Zrn)	247 ± 3 (Ms) 250 ± 4 (Ms)

Отдельным нерешенным вопросом является причина появления кайм с возрастом 117 ± 4 млн лет у циркона из гранитов первой фазы. В Горном Алтае магматизм мелового возраста пока не установлен, близкие по возрасту магматические образования, содержащие циркон с подобным возрастом, известны в Тыве в брекчиях Карасугского флюорит-барит-редкоземельного месторождения [39]. Этот временной диапазон (120 ± 10 млн лет) наиболее продуктивен для золоторудной минерализации на северо-востоке России и в Китае [40]. В Горном Алтае популяция циркона с возрастом 126 ± 3 млн лет была установлена, помимо других возрастных генераций, в эксплозивных брекчиях из Чуринского золото-серебряного рудопроявления девонского возраста, относящегося к морфологическому типу минерализованных трубок взрыва [41]. Возможно предположить, что каймы циркона с возрастом 117 ± 4 млн лет также отражают гидротермально-метасоматический процесс мелового возраста, проявление которого на породном и (или) минеральном уровне либо не выведено на дневную поверхность, либо пока не обнаружено.

Изотопный состав кислорода и температура образования циркона. Исследование изотопного состава кислорода в магматическом цирконе позволяет судить об источнике расплава,



условиях его кристаллизации и дальнейшей эволюции породы [42]. Помимо других преимуществ, которыми обладает циркон как минерал-геохронометр, скорость диффузии кислорода в его кристаллической решетке ничтожно мала [43], что делает изотопный состав кислорода в цирконе индикатором условий кристаллизации и перекристаллизации. Проведенные ранее исследования позволили установить, что циркон с незначительными изменениями сохраняет изотопный состав кислорода в материнской породе при условии замкнутости системы [42]. Однако в метамиктном цирконе возможен существенный обмен структурного кислорода с кислородом, привнесенным позже внедренными расплавами, флюидами, гидротермальными растворами [42, 44, 45]. Таким образом, резкое изменение изотопного состава кислорода в цирконе отражает его эволюцию.

Изотопный состав кислорода был исследован в измененном цирконе из лейкогранитов третьей фазы (обр. ТН3-1, препарат М-2974) в 10 точках, в которых предварительно было определено содержание редких и редкоземельных элементов [15]. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило 11,55 ‰ при минимальном значении 9,22 ‰ и максимальном 12,54 ‰, что выше мантийного значения (около 5,3 ‰) почти в два раза. Это значение также выше усредненного значения $\delta^{18}\text{O}$, установленного для цирконов из гранитоидов фанерозойского возраста (в диапазоне 6-8 ‰) [45]. Столь высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе из лейкогранитов Белокурихинского массива возможно объяснить их кристаллизацией из расплавов с существенным вкладом коровой компоненты. Следует отметить, что сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ при сравнении разных зерен циркона из лейкогранита составляет более 4 ‰, а сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ в пределах одного зерна – немногим больше 2 ‰. Такие вариации изотопного состава кислорода можно объяснить воздействием флюида из внешнего источника [45].

Аналогичные по уровню $\delta^{18}\text{O}$, но менее варьирующие, со сдвигом не более 1-2 ‰, значения были получены С.Г.Скубловым (неопубликованные данные) для циркона из лейкогранитов Точильного штока (обр. 2016-5, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ по 16 точкам составило 11,47 ‰ при минимальном значении 10,84 ‰ и максимальном 12,94 ‰) и циркона из гранитов второй фазы внедрения (обр. ТН1-2, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ по 17 точкам – 11,96 ‰ при минимальном значении 11,55 ‰ и максимальном 12,55 ‰).

Таким образом, величина $\delta^{18}\text{O}$ для циркона из гранитов второй и третьей фаз внедрения составляет в среднем 11,5-12,0 ‰, что свидетельствует о существенном вкладе коровой компоненты при формировании материнских расплавов для гранитов этих фаз. Высокие значения первичного изотопного отношения Sr в гранитах третьей фазы, достигающие 0,717, также подтверждают вклад коровой компоненты. В процессе кристаллизации гранитов третьей фазы на циркон оказывал влияние флюид из внешнего источника, вызвавший заметные вариации значений $\delta^{18}\text{O}$. Видимо, действие флюида привело к нарушению изотопного равновесия.

Значения температуры кристаллизации циркона по Ti-в-цирконе термометру (с учетом возможного привноса Ti при флюидном воздействии) для трех фаз внедрения укладываются в интервал 820-800 °C. При этом наблюдается тенденция понижения температуры от первой к третьей фазе (820-810-800 °C). Данные по содержанию Zr и Al₂O₃ в титаните из гранитов первой фазы Белокурихинского массива [14] позволяют рассчитать температуру и давление при кристаллизации этого минерала. Р-Т параметры, определенные по термобарометру, разработанному для титанита [46], составляют в среднем 770 °C и 2,7 кбар.

Редкоэлементный состав циркона. В последнее время для реконструкции условий образования циркона и вмещающих их пород широкое распространение получили дискриминационные диаграммы, основанные на данных по редкоэлементному составу этого минерала [28, 33, 47]. Диаграмма в координатах La – Sm_N/Lan (показатель степени дифференциации легких REE) позволяет разделять циркон магматического генезиса и гидротермально-метасоматический циркон. Проведенные исследования показали, что в фигуративное поле гидротермально-метасоматического циркона попадает измененный магматический циркон, подвергшийся интенсивному флюидному воздействию на поздне- или постмагматической стадии [15]. Позднее в эту диаграмму было включено поле «пористого» циркона, также испытавшего воздействие флюидов и имеющего характерное пористое внутреннее строение [33].

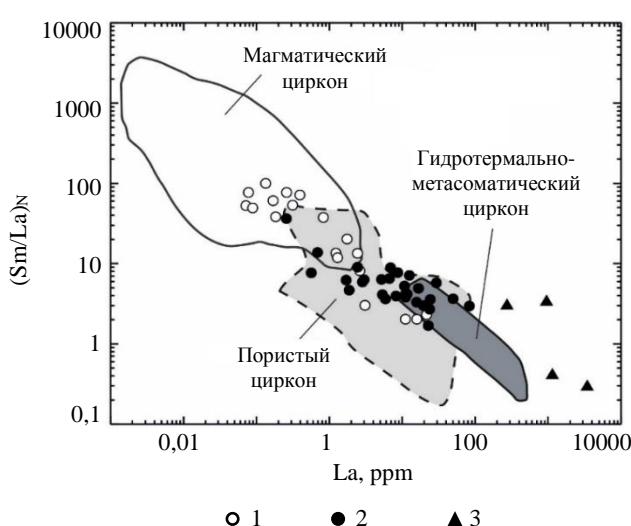


Рис.6. Дискриминационная диаграмма определения генезиса циркона. Поля составов приведены по [28, 33, 47].

Циркон из гранитов Белокурихинского массива
1 – соответствующий неизмененному магматическому циркону;
2 – испытавший флюидное воздействие;
3 – с аномальными геохимическими характеристиками

ными геохимическими характеристиками (аномально высокое содержание ряда неформульных элементов, нетипичный характер спектра REE). Было установлено, что циркон 1-го типа попадает в основном в поле магматического циркона и, частично, в область «пористого» циркона (рис.6). Циркон 2-го типа попадает в области составов «пористого» и гидротермально-метасоматического циркона. Циркон 3-го типа (точки 2.2 из обр. TH1-2, 2 из TH3-1, 13 и 15 из 2016-5) расположен обособленно, тяготея к полю циркона гидротермально-метасоматического типа.

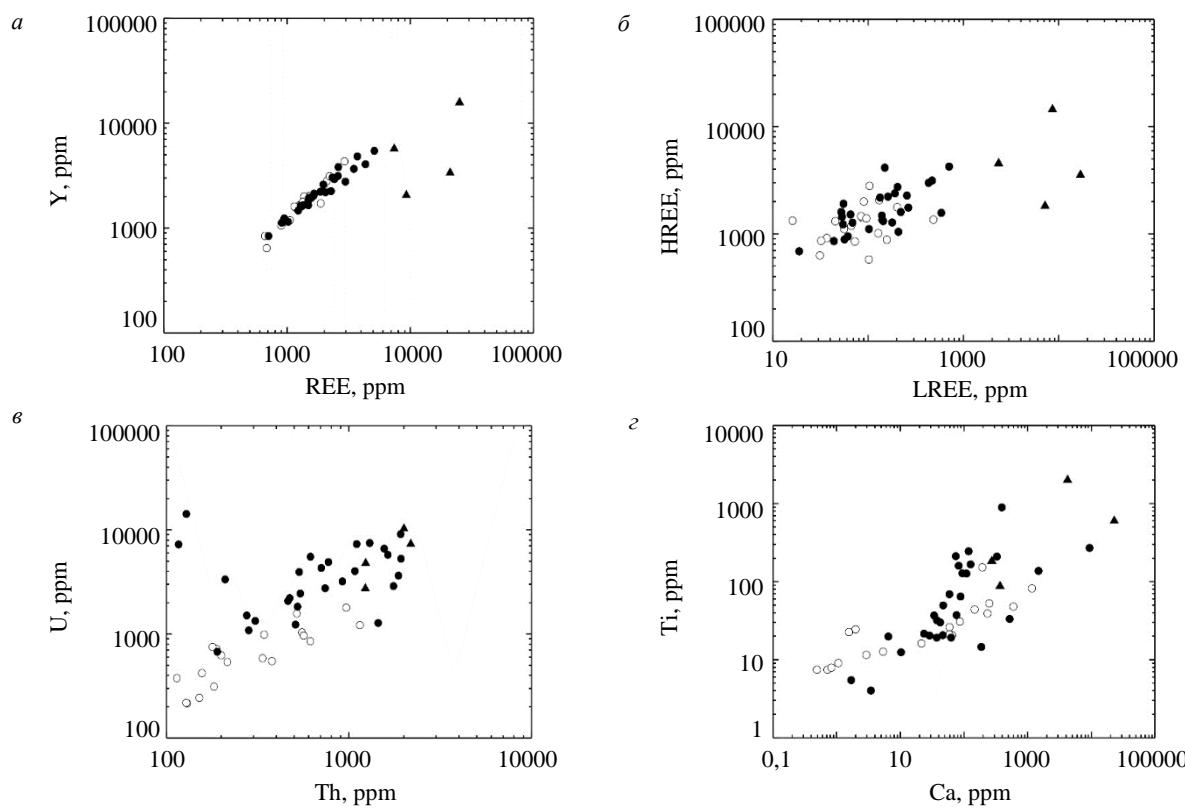


Рис.7. Соотношение содержания элементов в цирконе: REE и Y (а), LREE и HREE (б), Th и U (в), Ca и Ti (г)

При рассмотрении на диаграмме La – Sm_N/La_N всех точек циркона из гранитов Белокурихинского массива (кроме популяции кайм циркона из гранитов первой фазы, отличающихся молодым возрастом), разделенных по фазам внедрения (рис.6), заметно значительное перекрытие их составов. В каждой фазе гранитов есть типичный магматический циркон и измененный циркон, имеющий геохимические черты гидротермально-метасоматического циркона, в частности, повышенное содержание легких REE и расположенный характер спектра в этой области. Состав циркона из гранитов был разделен на три геохимических типа: 1) соответствующий неизмененному магматическому циркону по уровню элементов-примесей и характеру спектра REE; 2) демонстрирующий флюидное воздействие (повышенное содержание несовместимых элементов, расположенный характер спектра REE в области легких REE в редуцированной Ce аномалией); 3) с аномальными геохимическими характеристиками (аномально высокое содержание ряда неформульных элементов, нетипичный характер спектра REE).



На диаграмме соотношения суммарного количества REE и Y (рис.7, а) циркон типов 1 и 2 образует без исключений линейный тренд с сильной положительной корреляцией, демонстрирующий закономерное увеличение REE и Y в составе циркона под воздействием флюидов. Четыре точки циркона 3-го типа расположены вне этого тренда. Две точки 3-го типа с аномально обогащенными REE спектрами с плоским профилем (точки 13 и 15 из 2016-5) расположены на продолжении тренда составов типов 1 и 2. Две другие точки 3-го типа (точки 2.2 из ТН1-2 и 2 из ТН3-1) с профилем спектра REE «крылья птицы» находятся вне тренда, демонстрируя преимущественное накопление REE по сравнению с Y.

На диаграмме соотношения легких и тяжелых REE (рис.7, б) устанавливается существенное перекрытие составов циркона типов 1 и 2. Циркон 2-го типа в целом более обогащен LREE и HREE, чем циркон 1-го типа. Циркон 3-го типа отличается аномально высоким уровнем содержания легких REE, уровень тяжелых REE в нем соответствует тренду изменения состава при данном уровне легких REE.

Циркон типов 2 и 3 отличается от циркона 1-го типа повышенным содержанием Th и U (рис.7, в). При этом у циркона 1-го типа Th/U отношение выше, а сами точки образуют линейный тренд. Циркон 2-го типа демонстрирует варьирующее содержание Th при всегда повышенном содержании U. Циркон 3-го типа отличается повышенным содержанием Th и U.

На диаграмме соотношения Ca и Ti циркон 1-го типа образует линейный тренд с преобладающим ростом Ti по сравнению с увеличением Ca (рис.7, г). Тренд для циркона 2-го типа, напротив, демонстрирует резкое увеличение Ca (элемента-индикатора флюидного воздействия [27]) при более плавном росте содержания Ti. Циркон 3-го типа имеет повышенное содержание этих неформульных элементов.

Выводы. В результате проведенного изотопно-геохимического исследования циркона из гранитов Белокурихинского массива в Горном Алтае U-Pb методом впервые определен возраст трех фаз внедрения – возраст первой фазы относится к временному интервалу 255-250 млн лет, второй и третьей фаз имеют сближенный возраст около 250 млн лет. Продолжительность формирования Белокурихинского массива можно оценить, как не превышающую 5-8 млн лет. Величина $\delta^{18}\text{O}$ для циркона из гранитов второй и третьей фаз составляет в среднем 11,5-12,0 ‰, что свидетельствует о существенном вкладе коровой компоненты при формировании материнских расплавов для гранитов этих фаз. Значения температуры кристаллизации циркона по Ti-в-цирконе термометру для трех фаз внедрения укладываются в интервал 820-800 °C. Р-Т параметры кристаллизации титанита из первой фазы, определенные по титанитовому термобарометру, составляют в среднем 770 °C и 2,7 кбар.

Циркон из первой фазы в большей степени имеет геохимические характеристики типичного магматического циркона. Циркон из второй и третьей фаз может быть как неизмененный магматический, так и обогащенный несовместимыми элементами (LREE, Th, U, Ti, Ca и др.) в результате флюидного воздействия, соответствующий по своим геохимическим характеристикам циркону гидротермально-метасоматического типа. Ряд зерен циркона из второй и третьей фаз гранитов демонстрируют аномальные геохимические характеристики – нетипичные для циркона спектры распределения REE (в том числе спектры типа «крыльев птицы» со встречным наклоном профилей распределения легких и тяжелых REE), максимально высокое, по сравнению с другими разновидностями, содержание ряда элементов-примесей. Такой обогащенный состав циркона и широкие вариации в содержании несовместимых элементов, вероятно, обусловлены неравновесными условиями кристаллизации циркона и эволюцией состава флюидонасыщенного расплава на заключительных этапах формирования массива.

Авторы благодарят С.Г.Симакина, Е.В.Потапова (ЯФ ФТИ РАН), О.Л.Галанкину (ИГГД РАН), а также коллег из Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ за помощь в аналитических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.И. Глубинное строение и геодинамические условия гранитоидного магматизма Востока России // Записки Горного института. 2020. Т. 243. С. 259-265. DOI: [10.31897/PMI.2020.3.259](https://doi.org/10.31897/PMI.2020.3.259)
2. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // Записки Российской минералогического общества. 2019. Т. 148. № 4. С. 1-16. DOI: [10.30695/zrmo/2019.1484.00](https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1484.00)
3. Акбарпуран Хайяти С.А., Гульбин Ю.Л., Сироткин А.Н., Гембицкая И.М. Эволюция состава акцессорных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфельла, Западный Ню Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение // Записки Российской минералогического общества. 2020. Т. 149. № 5. С. 1-28. DOI: [10.31857/S0869605520050020](https://doi.org/10.31857/S0869605520050020)
4. Марин Ю.Б. О минералогических исследованиях и использовании минералогической информации при решении проблем петро- и рудогенеза // Записки Российской минералогического общества. 2020. Т. 149. № 4. С. 1-15. DOI: [10.31857/S0869605520040048](https://doi.org/10.31857/S0869605520040048)
5. Aleksandrova T.N., Talovina I.V., Duryagina A.M. Gold–sulphide deposits of the Russian Arctic zone: Mineralogical features and prospects of ore beneficiation // Geochemistry. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125510. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.04.006](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.006)
6. Gvozdenko T.A., Baksheev I.A., Khanin D.A. et al. Iron-bearing to iron-rich tourmalines from granitic pegmatites of the Murzinka pluton, Central Urals, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. Vol. 86. Iss. 6. P. 948-965. DOI: [10.1180/mgm.2022.104](https://doi.org/10.1180/mgm.2022.104)
7. Alekseev V.I., Alekseev I.V. Zircon as a Mineral Indicating the Stage of Granitoid Magmatism at Northern Chukotka, Russia // Geosciences. 2020. Vol. 10. Iss. 5. № 194. DOI: [10.3390/geosciences10050194](https://doi.org/10.3390/geosciences10050194)
8. Machevariani M.M., Alekseenko A.V., Bech J. Complex Characteristic of Zircon from Granitoids of the Verkhneurmisky Massif (Amur Region) // Minerals. 2021. Vol. 11. Iss. 1. № 86. DOI: [10.3390/min11010086](https://doi.org/10.3390/min11010086)
9. Кудряшов Н.М., Удортана О.В., Калинин А.А. и др. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из редкометалльных (Li, Cs) пегматитов месторождения Охмыльк зеленокаменного пояса Колмозера-Воронья (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448-454. DOI: [10.31897/PMI.2022.41](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.41)
10. Левашова Е.В., Попов В.А., Левашов Д.С., Румянцева Н.А. Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 136-148. DOI: [10.31897/PMI.2022.29](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.29)
11. Мурзинцев Н.Г., Анникова И.Ю., Травин А.В. и др. Термохронология и математическое моделирование динамики формирования редкометалльно-гранитных месторождений Алтайской коллизионной системы // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 375-404. DOI: [10.5800/GT-2019-10-2-0419](https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0419)
12. Гаврюшкина О.А. Петрогенезис первом-триасовых гранитоидов Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2021. 17 с.
13. Гаврюшкина О.А., Травин А.В., Крук Н.Н. Длительность гранитоидного магматизма периферических частей крупных изверженных провинций (по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований первом-триасовых гранитоидов Алтая) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1035-1047. DOI: [10.5800/GT-8-4-0331](https://doi.org/10.5800/GT-8-4-0331)
14. Скублов С.Г., Мамыкина М.Е., Ризванова Н.Г. U-Pb возраст и редкоэлементный состав титанита из гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай // Вестник МГТУ. 2021. Т. 24. № 2. С. 168-177. DOI: [10.21443/1560-9278-2021-24-2-168-177](https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-2-168-177)
15. Levashova E.V., Mamikina M.E., Skublov S.G. et al. Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of Zircon from Leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as Indicator of Formation Conditions // Geochemistry International. 2023. Vol. 61. Iss. 13. P. 1323-1339. DOI: [10.1134/S001670292311006X](https://doi.org/10.1134/S001670292311006X)
16. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометальные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 164 с.
17. Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарева А.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских-раннемезозойских гранитоидов Алтая // Доклады Академии наук. 1996. Т. 350. № 1. С. 83-86.
18. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 715-729.
19. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность Белокурихинского комплекса Алтая. Бийск: БПГУ им. В.М.Шукшина, 2008. 193 с.
20. Williams I.S. Chapter 1 – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologists. 1998. Vol. 7. P. 1-35. DOI: [10.5382/Rev.07](https://doi.org/10.5382/Rev.07)
21. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
22. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 151. Iss. 4. P. 413-433. DOI: [10.1007/s00410-006-0068-5](https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5)
23. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. № 1. P. 27-62. DOI: [10.2113/0530027](https://doi.org/10.2113/0530027)
24. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al. Zircon Th/U ratios in magmatic environments // Lithos. 2015. Vol. 212-215. P. 397-414. DOI: [10.1016/j.lithos.2014.11.021](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021)
25. Wang X., Griffin W.L., Chen J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons // Geochemical Journal. 2010. Vol. 44. Iss. 1. P. 65-72. DOI: [10.2343/geochemj.1.0043](https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043)
26. Fu B., Page F.Z., Cawse A.J. et al. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 156. Iss. 2. P. 197-215. DOI: [10.1007/s00410-008-0281-5](https://doi.org/10.1007/s00410-008-0281-5)
27. Geisler T., Schleicher H. Improved U-Th-total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon // Chemical Geology. 2000. Vol. 163. Iss. 1-4. P. 269-285. DOI: [10.1016/S0009-2541\(99\)00099-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00099-6)



28. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69. Iss. 3. P. 637-648. DOI: 10.1016/J.GCA.2004.07.006
29. Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon / Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience, 30 January – 4 February 2000, Lorne, Australia. 2000. P. 185-188.
30. White L.T., Ireland T.R. High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U-Pb age determinations // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 306-307. P. 78-91. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2012.02.025
31. Xian Hua Li, Xiao Ming Liu, Yong Sheng Liu et al. Accuracy of LA-ICPMS zircon U-Pb age determination: An inter-laboratory comparison // *Science China Earth Sciences*. 2015. Vol. 58. Iss. 10. P. 1722-1730. DOI: 10.1007/s11430-015-5110-x
32. Zhao K.D., Jiang S.-Y., Ling H.-F., Palmer M.R. Reliability of LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons with high U concentrations: A case study from the U-bearing Douzhashan Granite in South China // *Chemical Geology*. 2014. Vol. 389. P. 110-121. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.09.018
33. Bouvier A.-S., Ushikubo T., Kita N.T. et al. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. Vol. 163. Iss. 5. P. 745-768. DOI: 10.1007/s00410-011-0697-1
34. Finch R.J., Hanchar J.M. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. № 1. P. 1-25. DOI: 10.2113/0530001
35. De Hoog J.C.M., Lissenberg C.J., Brooker R.A. et al. Hydrogen incorporation and charge balance in natural zircon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. Vol. 141. P. 472-486. DOI: 10.1016/j.gca.2014.06.033
36. Dopico C.I.M., Tohver E., López de Luchi M.G. et al. Jurassic cooling ages in Paleozoic to early Mesozoic granitoids of northeastern Patagonia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ mica and U-Pb zircon evidence // *International Journal of Earth Sciences*. 2017. Vol. 106. Iss. 7. P. 2343-2357. DOI: 10.1007/s00531-016-1430-0
37. Tichomirova M., Käßner A., Sperner B. et al. Dating multiply overprinted granites: The effect of protracted magmatism and fluid flow on dating systems (zircon U-Pb: SHRIMP/SIMS, LA-ICP-MS, CA-ID-TIMS; and Rb-Sr, Ar-Ar) – Granites from the Western Erzgebirge (Bohemian Massif, Germany) // *Chemical Geology*. 2019. Vol. 519. P. 11-38. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.04.024
38. Villa I.M. Isotopic closure // *Terra Nova*. 1998. Vol. 10. № 1. P. 42-47. DOI: 10.1046/j.1365-3121.1998.00156.x
39. Болонин А.В., Никифоров А.В., Лыхин Д.А., Сугоракова А.М. Чайлюхемское флюорит-барий-стронций-редкоземельное карбонатитовое рудопроявление (Западный Саян) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 1. С. 20-37.
40. Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S. et al. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geology Reviews*. 2009. Vol. 35. Iss. 2. P. 114-136. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2008.10.003
41. Гусев Н.И., Гусев А.И., Шокальский С.П. и др. Мезозойская тектонотермальная активизация и эпимеральное золотое оруденение в Северо-Восточном Горном Алтае // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. С. 49-62.
42. Valley J.W. Oxygen Isotopes in Zircon // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. № 1. P. 343-385. DOI: 10.2113/0530343
43. Watson E.B., Cherniak D.J. Oxygen diffusion in zircon // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 148. Iss. 3-4. P. 527-544. DOI: 10.1016/S0012-821X(97)00057-5
44. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A. et al. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. Vol. 65. Iss. 22. P. 4215-4229. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00711-6
45. Valley J.W., Lackey J.S., Cavosie A.J. et al. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. Vol. 150. Iss. 6. P. 561-580. DOI: 10.1007/s00410-005-0025-8
46. Hayden L.A., Watson E.B., Wark D.A. A thermobarometer for sphene (titanite) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. Vol. 155. Iss. 4. P. 529-540. DOI: 10.1007/s00410-007-0256-y
47. Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. Vol. 158. Iss. 6. P. 757-783. DOI: 10.1007/s00410-009-0409-2

Авторы: С.Г.Скублов, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, профессор, skublov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5227-4260> (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Е.В.Левашова, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-0814-1428> (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия), М.Е.Мамыкина, аспирант, <https://orcid.org/0000-0002-8352-2407> (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Н.И.Гусев, заведующий отделом, <https://orcid.org/0000-0002-3461-0961> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), А.И.Гусев, д-р геол.-минерал. наук, профессор, <https://orcid.org/0000-0001-7840-0272> (Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М.Шукшина, Бийск, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.