

УДК 550.42;550.93;549.514.81

U–Pb (SHRIMP-II)-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОВ ОСТРОВА БОЛЬШОЙ ТЮТЕРС (ФИНСКИЙ ЗАЛИВ, РОССИЯ) И ПРОБЛЕМА ПРОЯВЛЕНИЯ В РЕГИОНЕ ЭДИАКАРСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО СОБЫТИЯ

© 2024 г. С. Г. Скублов^{1,2,*}, Е. Н. Терехов^{3,4}, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов³, А. Б. Макеев⁵, Л. И. Салимгараева^{1,2}

Поступило 04.12.2023 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Представлены новые данные по U–Pb-возрасту (SHRIMP-II) и редкоэлементному составу (SIMS) циркона из гранитов о-ва Большой Тюттерс (Внешние острова Финского залива). Фигуративные точки проанализированного циркона образует дискордию. Верхнее пересечение дискордии с конкордией (1825 ± 11 млн лет) принимается в качестве возраста кристаллизации гранитов, прорывающих вторичные кварциты, и тем самым определяет их наиболее молодой возраст. Субконкордантный циркон, находящийся в верхней части дискордии, имеет ростовую осцилляционную зональность и геохимические характеристики циркона магматического генезиса. Возраст нижнего пересечения дискордии с конкордией около 570 млн лет подкреплён самостоятельной генерацией циркона, представленной чёрными в CL-изображении доменами и каймами в цирконе магматической генерации, для которых характерны повышенные содержания неформульных элементов (лёгких REE, Ca, P, Ti, Nb и др.), вплоть до аномальных значений. Как наиболее вероятную интерпретацию возраста нижнего пересечения дискордии с конкордией можно рассматривать тиманскую (эдиакарскую) или финмаркскую (раннекаледонскую) термальную активизацию Фенноскандинавского щита, ранее установленную по циркону из гнейсов кольской серии.

Ключевые слова: циркон, граниты, U–Pb-датирование, ионный зонд, редкие элементы, редкоземельные элементы, дискордия, о-в Большой Тюттерс

DOI: 10.31857/S2686739724070104

ВВЕДЕНИЕ

В Свекофеннской области интрузии гранитов прорывают метаморфические породы с возрастом 2.0–1.9 млрд лет. Большинство ранних гранитоидов имеет возраст 1.89–1.88 млрд лет. Они представлены I-типом от диоритов, с преобладанием тоналитов и гранодиоритов, к красным микроклинсодержащим гранитам. В южной Финляндии широко развиты позднесвекофенские

S-граниты с возрастом 1.85–1.82 млрд лет ([1] и ссылки в работе). Там же встречаются небольшие по объёму тела гранитов в ассоциации с лампрофирами, которые образуют постскладчатые интрузии. Завершают активную магматическую деятельность в регионе гранитные плутоны формации рапакиви, принадлежащие к анорогенной группе с возрастом 1.65–1.54 млрд лет. Таким образом, для региона известны разновозрастные (временной интервал около 300 млн лет) четыре группы гранитоидов, имеющие различные геохимические характеристики и геодинамическую природу.

Район расположенного в Финском заливе Балтийского моря архипелага Внешних островов (о-ва Большой и Малый Тюттерс, Гогланд, Сомерс, Мощный и др.) в тектоническом отношении попадает в пределы Южно-Финской структурной зоны Фенноскандинавского (Балтийского) щита. На о-ве Большой Тюттерс,

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

²Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

³Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

⁵Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: skublov@yandex.ru

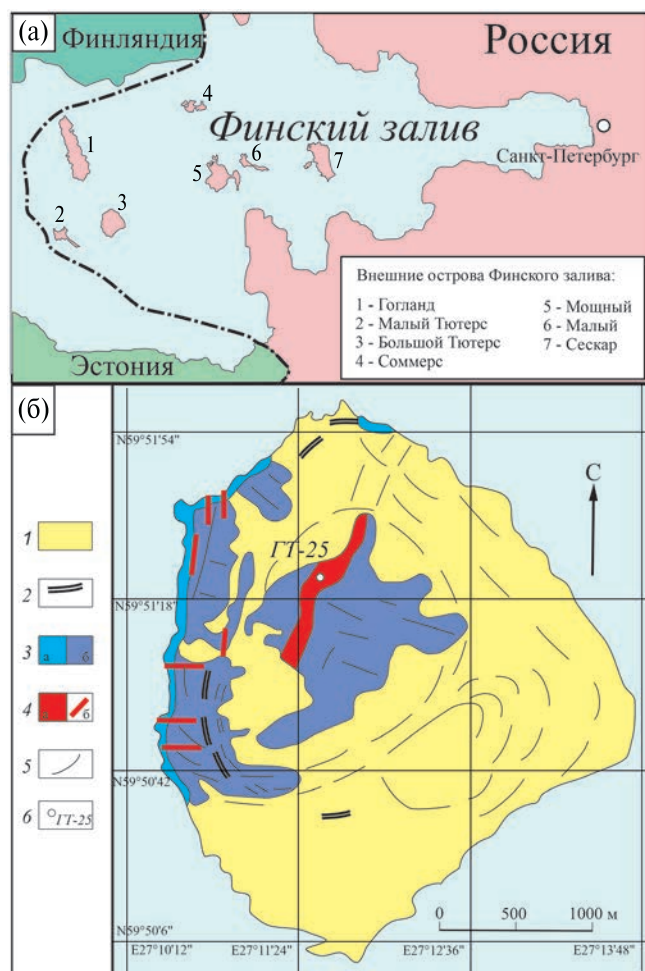


Рис. 1. Упрощённая геологическая карта о-ва Большой Тютерс: (а) положение среди Внешних островов Финского залива; (б) карта острова с указанием места отбора пробы ГТ-25 (1 – четвертичные отложения, пески, реже морена; 2 – поднятый пляж; 3 – вторичные кварциты: в береговых скалах (а), обнажения в лесу (б); 4 – граниты: а – массив, б – дайки; 5 – структурные элементы; положение пробы ГТ-25).

в центральной части Финского залива (рис. 1), изучен небольшой гранитный массив и сопутствующие ему дайки того же состава. Этот массив пространственно приурочен к области свекофеннской складчатости, а в виду удалённости от материка достаточно условно может быть отнесён к Южному Свекофеннскому палеоостроводужному поясу [2]. Граниты прорывают вторичные кварциты, которые в свою очередь образованы по кремнекислым породам (сланцам и гнейсам свекофеннской формации). Остров Большой Тютерс расположен на южном продолжении подводной гряды, северная оконечность которой представлена о-вом Гогланд. Вдоль восточной части последнего развита

раннерифейская хогландская серия, разрез которой в основании представлен чередованием конгломератов и песчаников, выше которого залегает пачка базальтов и лавовыми потоками кварцевых порфиров (мощностью более 300 м). Возраст вулканитов около 1640 млн лет (ID-TIMS метод по навеске зёрен) [3]. По ряду петрогеохимических признаков это комагматы гранитов рапакиви Выборгского массива. На о-ве Большой Тютерс, кроме вторичных кварцитов и изученных гранитов, других коренных пород не обнаружено.

Типичные вторичные кварциты редки для Фенноскандинавского щита, другие крупные проявления подобных образований в данном регионе не известны. Формацию вторичных кварцитов традиционно связывают с вулканитами преимущественно кислого состава. На основании наличия в районе раннерифейских кислых вулканитов с возрастом около 1.64 млрд лет – комагматов гранитов рапакиви, ранее [4] было высказано мнение, что вторичные кварциты образованы в это время под влиянием вулканических эманаций, сопровождающих формирование вулканитов хогландской серии. Кроме того, в непосредственной близости от о-ва Большой Тютерс расположено подводное продолжение хорошо изученного Выборгского массива гранитов рапакиви. Ранее для гранитов о-ва Большой Тютерс К–Аг-методом (ИГЕМ РАН) был определён возраст по биотиту 1660–1680 млн лет [4].

Возраст вторичных кварцитов может быть ограничен путём датирования циркона из прорывающих их гранитов, которым и посвящена настоящая работа. Циркон обладает уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические “отпечатки” важнейших событий, связанных как с образованием пород, так и с наложенными на них процессов. Это ключевой минерал-геохронометр, также позволяющий решать сложные вопросы генезиса пород. Последнее можно достичь путём сопоставления изотопно-геохимических данных с информацией о редкоэлементном составе циркона (например, [5–7]).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Крупно-гигантозернистые граниты серого цвета, из которых отобрана проба ГТ-25, состоят вытянутый с севера на юг массив (примерно 1000×300 м) в центральной части острова Большой Тютерс (рис. 1). В центральной части массива, в районе маяка, в них отмечены

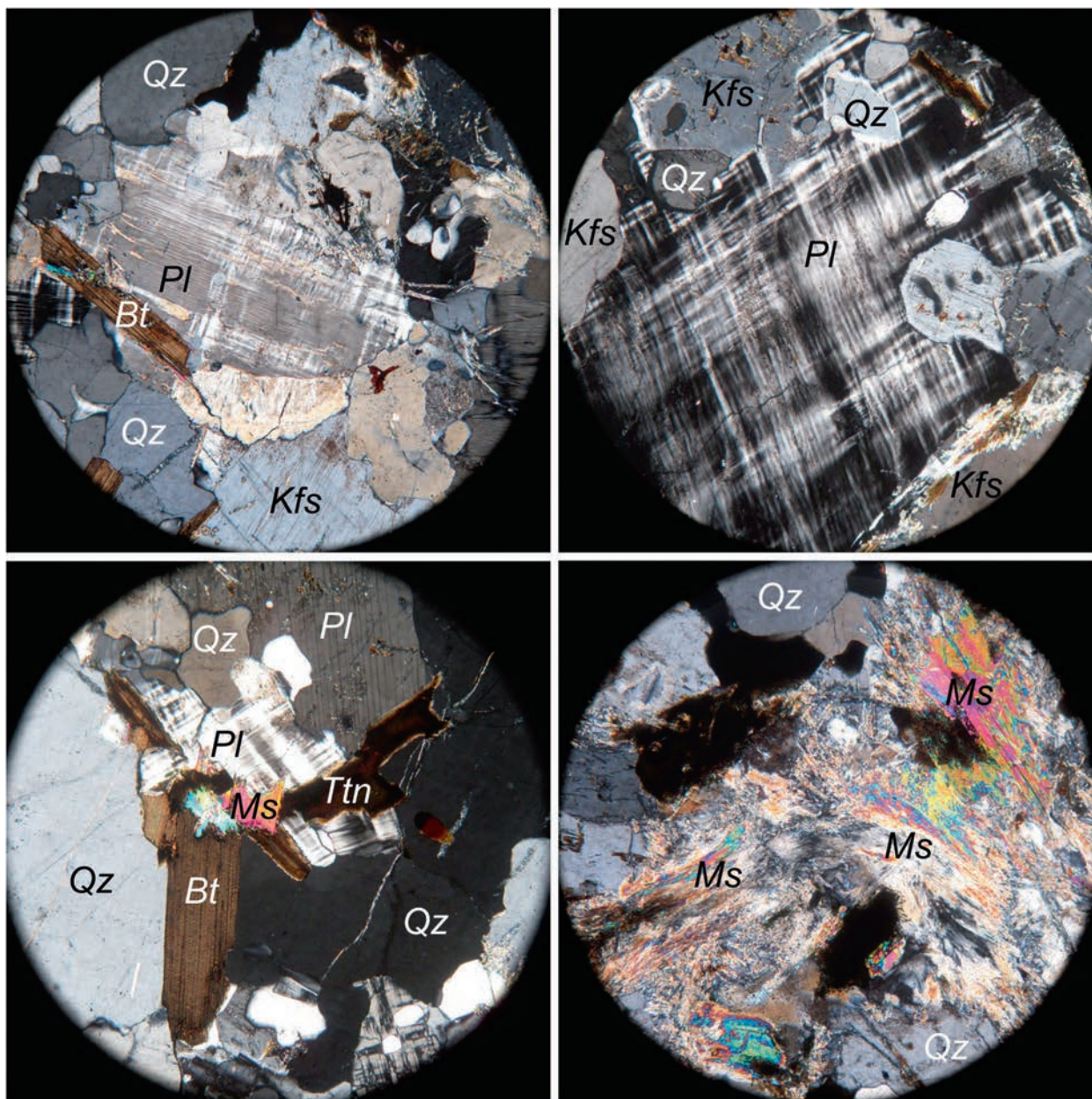


Рис. 2. Изображения шлифа гранита ГТ-25 в поляризационном микроскопе (с анализатором, увеличение 10, размер поля зрения 4 мм). Обозначения минералов: *Qz* – кварц, *Pl* – плагиоклаз, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Bt* – биотит, *Ms* – мусковит, *Ttn* – титанит.

ксенолиты (размером до 2 м), сложенные вторичными кварцитами. Граниты имеют массивную текстуру и гранитную структуру (рис. 2), состоят из плагиоклаза–олигоклаза (~40–45%), кварца (~25–30%), калиевого полевого шпата (~15–20%), анортоклаза (~3–5%), биотита (~2–3%), мусковита (~1%) и акцессорного титанита (~0.5–1%). Кварц представлен изометричными и угловатыми трещиноватыми зёрнами (0.1–2 мм) с неровными краями. Олигоклаз образует

короткостолбчатые кристаллы (0.5–4.5 мм) с сетчатой двойниковой и блоковой структурой и совершенной спайностью, равномерно распределёнными в породе, частично пелитизирован. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) образован зёрнами (0.2–3 мм) неправильной формы с неровными краями, в нём присутствуют редкие мирмецитовые выделения кварца и слюды. Анортоклаз имеет меньшие размеры (0.1–1 мм) зёрен с заливообразными границами, он сильно

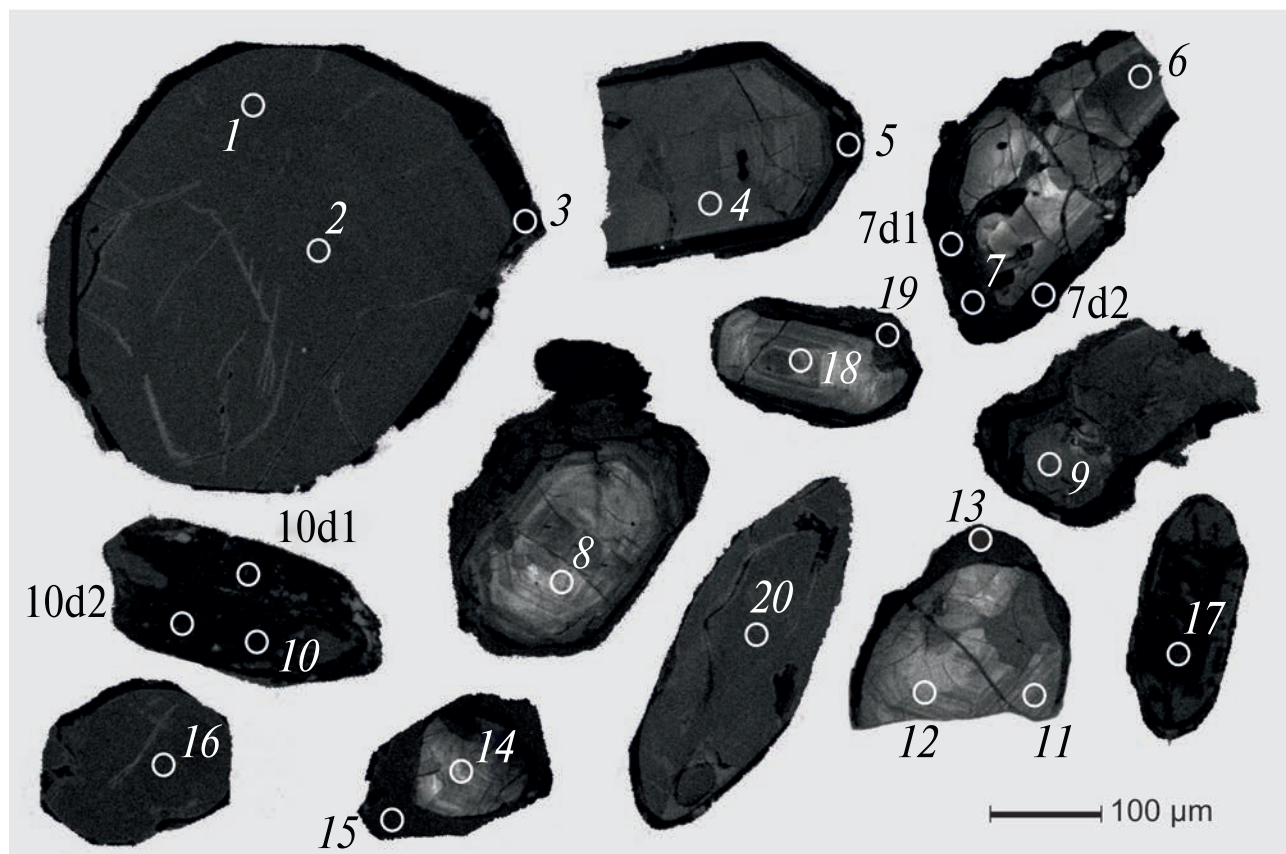


Рис. 3. Изображение зёрен циркона из гранита ГТ-25 в режиме катодолуминесценции (CL). Здесь и ниже номера точек анализа совпадают с табл. 1 и 2. Диаметр кратера соответствует примерно 20 мкм.

изменён (сосюритизирован). Биотит равномерно распределён в породе, образует гипидиоморфные лейсты с хорошо выраженным плеохроизмом в коричневых тонах и размером 0.1–0.7 мм. Мусковит образует короткостолбчатые лейсты (0.1–0.3 мм) и спутано-волокнистые агрегаты размером до 1–3 мм. Титанит образует амёбовидные выделения (размером от 0.03 до 0.3 мм) в интерстициях породообразующих минералов.

Овоидальных структур, характерных для гранитов рапакиви, в гранитах о-ва Большой Тюттерс не обнаружено. Эти граниты почти не деформированы и содержат очень мало трещин, в них хорошо выражена пологая отдельность. Основных или средних по составу пород в ассоциации с гранитами не обнаружено. По содержанию породообразующих элементов изученные породы соответствуют щёлко-известковым гранитам и попадают в поле гранитов А-типа. На дискриминационных тектономагматических диаграммах фигуративные точки анализов попадают в поля островодужных и синколлизонных гранитов.

МЕТОДЫ

Циркон для исследования был выделен из гранитов с помощью электромагнитной сепарации и тяжёлых жидкостей в минералогической лаборатории ГИН РАН. Локальное U–Pb-датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Размер аналитического кратера составлял около 20 мкм. Полученные данные обработаны с помощью программы SQUID. Величины изотопных U–Pb-отношений нормированы на значения, характерные для стандартов циркона TEMORA и 91500. Ошибки единичных анализов (изотопных U–Pb-отношения и возраст) приведены на уровне 1σ , погрешности значений возраста пересечения дискордии с конкордией и эллипсы ошибок на графике с конкордией — на уровне 2σ . Непосредственно перед геохронологическим исследованием в ЦИИ ВСЕГЕИ была проведена съёмка циркона в режиме катодолуминесценции (CL) на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с CL-детектором CLI/QUA.

Таблица 1. U–Pb-возраст циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (проба ГТ-25)

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, млн лет	D, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho
10	4.01	20264	352	0.02	1770	600 ± 5.8	751 ± 41	25	0.0643	1.9	0.865	2.2	0.0976	1.0	0.466
7	5.34	8015	761	0.10	965	803 ± 7.8	1233 ± 22	54	0.0815	1.1	1.491	1.5	0.1327	1.0	0.679
5	5.91	4958	8627	1.80	633	843 ± 8.3	1290 ± 39	53	0.0839	2.0	1.616	2.3	0.1397	1.0	0.462
17	3.93	9869	229	0.02	1250	857 ± 8.2	1321 ± 15	54	0.0852	0.77	1.671	1.3	0.1422	1.0	0.800
3	4.02	7278	399	0.06	930	860 ± 8.3	1301 ± 18	51	0.0843	0.94	1.660	1.4	0.1428	1.0	0.737
19	2.15	2764	15.2	0.01	535	1283 ± 12	1630 ± 16	27	0.1003	0.85	3.046	1.3	0.2203	1.0	0.770
15	0.05	2243	15.4	0.01	559	1640 ± 15	1783 ± 5.7	9	0.1090	0.31	4.354	1.1	0.2897	1.0	0.957
20	0.03	859	185	0.22	214	1644 ± 15	1790 ± 8.4	9	0.1095	0.46	4.384	1.1	0.2905	1.0	0.914
13	0.28	2074	19.5	0.01	528	1669 ± 15	1792 ± 12	7	0.1095	0.66	4.462	1.2	0.2955	1.0	0.841
16	0.01	3224	83.9	0.03	821	1673 ± 15	17834 ± 4.5	7	0.1091	0.25	4.456	1.0	0.2963	1.0	0.972
2	0.02	981	79.1	0.08	260	1733 ± 16	1805 ± 11	4	0.1103	0.63	4.691	1.2	0.3084	1.0	0.857
1	0.04	1315	191	0.15	351	1741 ± 16	1796 ± 8.6	3	0.1098	0.47	4.695	1.1	0.3101	1.0	0.910
4	0.07	514	264	0.53	141	1784 ± 17	1828 ± 11	2	0.1117	0.59	4.912	1.2	0.3189	1.1	0.878
6	0.23	380	194	0.53	105	1799 ± 17	1843 ± 14	2	0.1127	0.80	4.999	1.4	0.3218	1.1	0.810
14	0.25	164	60.0	0.38	46.8	1845 ± 19	1823 ± 23	-1	0.1114	1.3	5.090	1.7	0.3313	1.2	0.687
18	0.30	147	58.2	0.41	42.0	1851 ± 20	1860 ± 25	0	0.1137	1.4	5.216	1.9	0.3326	1.3	0.674
9	0.05	260	102	0.40	74.3	1851 ± 18	1828 ± 15	-1	0.1118	0.80	5.126	1.4	0.3327	1.1	0.818
8	0.48	126	42.7	0.35	38.6	1954 ± 21	1854 ± 26	-5	0.1134	1.4	5.530	1.9	0.3541	1.3	0.664
12	0.25	71.4	52.6	0.76	36.9	3028 ± 33	3052 ± 16	1	0.2301	0.98	19.02	1.7	0.5995	1.4	0.812
11	0.23	92.6	71.2	0.80	47.8	3031 ± 33	3062 ± 27	1	0.2315	1.7	19.15	2.2	0.6002	1.4	0.634

Примечание. Pb_c и Pb* – нерадиоγενный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.36%. D – дискордантность.

Содержание REE и редких элементов в цирконе определено на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике в той же “точке” диаметром около 20 мкм, что и определение возраста. Кроме того, состав циркона был дополнительно проанализирован в 4 точках (7d1, 7d2, 10d1, 10d2). Точность определения составляет 10–15% для элементов с концентрацией >1 ppm и 10–20% для элементов с концентрацией 0.1–1 ppm, предел обнаружения составляет 5–10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормирован к составу хондрита CI. Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью “Ti-в-цирконе”-термометра.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из пробы ГТ-25 в основном неправильной слабо удлинённой формы с коэффициентом удлинения не более 1:1.5, максимальный размер в поперечнике не превышает 100–150 мкм (рис. 3). Одно зерно округлой формы (точки 1–3) достигает в поперечнике 400 мкм. Даже ограниченное количество выделенных зёрен (немногим более десятка) устойчиво демонстрирует гетерогенное внутреннее строение. Примерно у половины зёрен для центральной части характерна размытая тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность с преобладанием серой окраски в CL-изображении (точки 6, 8, 11, 12, 14 и 18). В некоторых зёрнах центральная часть имеет более однородное строение и более интенсивный серый оттенок в CL (точки 4 и 9). Для некоторых зёрен характерна более тёмная окраска центральной части, осложнённой наличием тонких трещин и участков переменной ширины, заполненных контрастным по окраске (светлым и чёрным) цирконом (точки 1, 2, 16 и 20). В некоторых зёрнах участки чёрного в CL-изображении оттенка составляют существенную площадь сечения зерна (точки 10 и 17). Общим для почти всех зёрен циркона является наличие тонкой каймы, непостоянной по толщине. Как правило, толщина каймы не превышает 20–30 мкм. Она может прослеживаться не по всему периметру зерна, в редких случаях достигая 40–50 мкм. В одних зёрнах кайма имеет чёрный цвет в CL (точки 3, 5 и 7), в других — тёмно-серую окраску (точки 13, 15 и 19).

В результате датирования циркона U–Pb-методом (SHRIMP-II) установлено, что возраст центральной части одного зерна (точки 11 и 12) резко отличается от возраста остального циркона (табл. 1). Конкордантный возраст для этих точек

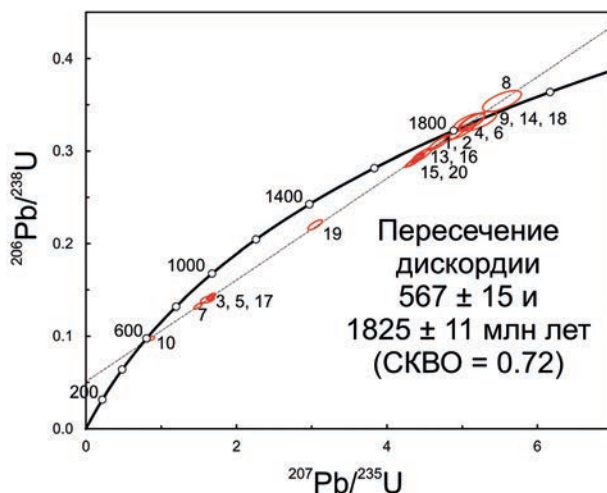


Рис. 4. График с конкордией для циркона из гранита ГТ-25.

составляет 3048 ± 24 млн лет (СКВО = 0.85). Для обеих точек характерно невысокое содержание U и Th (в пределах 53–93 ppm) и величина Th/U (0.76–0.80), характерная для циркона магматического происхождения.

Все остальные точки циркона составляют дискордию с возрастом верхнего пересечения с конкордией 1825 ± 11 млн лет и нижнего — 567 ± 15 млн лет (СКВО = 0.72, рис. 4). При этом точка 10, отвечающая участку циркона с чёрным цветом в CL, расположена вблизи нижнего пересечения дискордии с конкордией. Для анализа, представленного этой точкой характерно максимальное содержание U (20264 ppm, табл. 1). Содержание Th составляет 352 ppm, а величина Th/U — 0.02.

Следующий кластер, приближённый к нижнему пересечению, образуют точки анализов чёрных кайм (точки 3, 5 и 7) и чёрного в CL участка (точка 17). Для этих точек определена максимальная величина дискордантности D 51–54% и повышенное содержание U (от 4958 до 9869 ppm). В точке 5 зафиксировано аномально высокое содержание Th, вероятно, связанное с попаданием в область анализа Th-содержащей фазы. Величины Th/U-отношения для этой группы точек, за исключением точки 5, низкие, в среднем 0.06. Для рассмотренных выше пяти точек зафиксировано повышенное содержание общего свинца — доля нерадиогенного ^{206}Pb составляет в среднем 4.64% (табл. 1).

Промежуточное положение на дискордии занимает точка 19, характеризующая тёмно-серую

кайму. Этот анализ также показал повышенное содержание U – 2764 ppm, и пониженное – Th (15.2 ppm). Величина Th/U-отношения для этого анализа низкая и составляет 0.01. Для этой точки доля нерадиогенного ^{206}Pb (2.15%) и величина дискордантности (27%) промежуточная между точками в нижней части дискордии и кластером точек в районе верхнего пересечения дискордии с конкордией.

Среди остальных 12 точек, сгруппированных в районе верхнего пересечения дискордии с конкордией, можно выделить 6 точек (15, 20, 13, 16, 2 и 1), смещённых от остальных вниз по дискордии. Эти точки характеризуют либо однородные тёмные центральные части зёрен (точки 1, 2, 16 и 20), либо – тёмно-серые каймы (точки 13 и 15). Индивидуальное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста для них варьирует от 1783 до 1805 млн лет, составляя в среднем 1792 млн лет (табл. 1). Содержание U в них варьирует от 859 до 3224 ppm, составляя в среднем 1783 ppm, содержание Th – от 15.4 до 191 ppm при среднем значении 95.6 ppm. Соответственно, величины Th/U низкие, в среднем 0.08. Дискордантность по величине умеренная, варьирует от 3 до 9%.

Субконкордантный кластер состоит из шести точек (4, 6, 14, 18, 9 и 8), которые представляют центральные части зёрен тёмно-серого и серого оттенка в CL-изображении с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью. Содержание U в этих точках заметно ниже – от 126 до 514 ppm при среднем значении 265 ppm. Содержание Th варьирует от 42.7 до 264 ppm, в среднем 120 ppm. Величины Th/U составляют в среднем 0.43, что соответствует значениям, характерным для циркона магматического происхождения. По трём точкам (9, 14 и 18) рассчитано значение конкордантного возраста 1841 ± 16 млн лет ($\text{СКВО} = 1.10$), совпадающее в пределах погрешности со значением верхнего пересечения дискордии с конкордией 1825 ± 11 млн лет (рис. 4).

Для точек, соответствующих субконкордантному кластеру (4, 6, 14, 18, 9 и 8), характерны дифференцированные спектры распределения REE (рис. 5 а) с отчётливо проявленными положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем 8.68) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в среднем 0.10). Суммарное содержание REE в среднем 1793 ppm. Среднее содержание Hf – 11141 ppm, Li – 8.46 ppm, P – 317 ppm. Содержание Ti – в среднем 22.3 ppm, что отвечает температуре кристаллизации циркона около 810°C . Такие геохимические характеристики указывают на магматическое происхождение циркона [8].

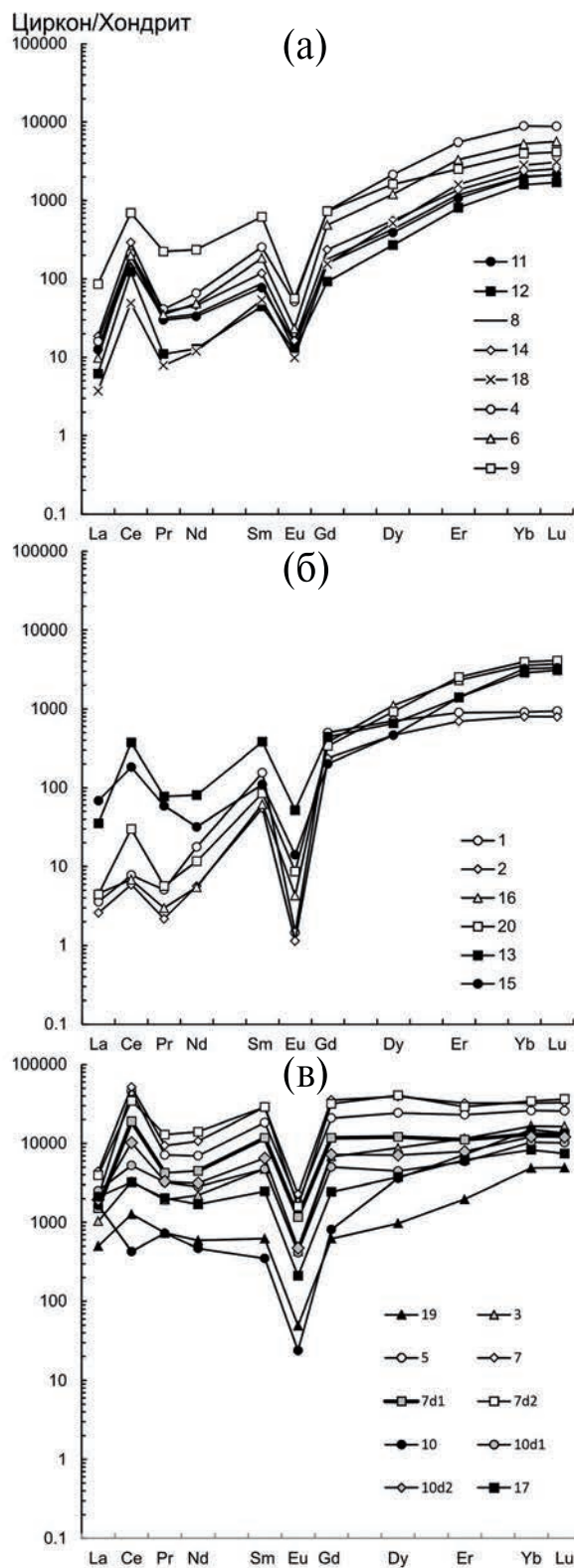


Рис. 5. Спектры распределения REE для проанализированных участков циркона из гранита ГТ-25, показавших: (а) субконкордантные и древние возрасты; (б) умеренно дискордантные значения возраста; (в) сильно дискордантные значения возраста.

Содержание неформульного элемента Са, индикатора воздействия флюидов [9], в этой группе неравномерное. В точках 4 и 9 оно высокое — 302 и 469 ppm, соответственно. В четырёх других точках оно заметно ниже (в среднем 52.0 ppm). Центральная часть зерна циркона, для которой получены древние значения возраста (точки 11 и 12), имеет сходное содержание редких элементов, и пониженное содержание REE (в среднем 714 ppm).

Точки, смещённые вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией (умеренно дискордантные), имеют следующие особенности состава циркона. Для точек 1, 2, 16 и 20, характеризующих однородные по окраске тёмные в CL центральные части, так же, как и субконкордантной группы точек свойственны дифференцированные спектры распределения REE (рис. 5 б). Суммарное содержание REE в точках 1, 2, 16 и 20 ниже — в среднем 983 ppm за счёт пониженного содержания лёгких REE (в среднем 13.6 ppm). Отрицательная Eu-аномалия более глубокая (Eu/Eu^* в среднем составляет 0.02), положительная Ce-аномалия проявлена слабее (Ce/Ce^* в среднем 3.04). Наблюдается более высокое содержание ряда редких элементов: среднее содержание Hf составляет 15591 ppm, Li — 50.1 ppm, P — 722 ppm. Содержание Ti, напротив, ниже — в среднем 13.0 ppm, что соответствует температуре около 760°C. Содержание Са также ниже, чем в субконкордантной группе, и составляет в среднем 16.1 ppm.

Точки из этого же кластера на дискордии, характеризующие тёмно-серые в CL-изображении каймы (13 и 15), имеют повышенные содержания лёгких REE (281 и 148 ppm, соответственно). Отрицательная Eu-аномалия проявлена в них слабее (Eu/Eu^* в среднем составляет 0.11). В этих точках так же выше содержания Hf (в среднем 18209 ppm), Li (77.7 ppm) и Са (497 ppm). Содержание Ti остаётся на прежнем уровне (в среднем 11.5 ppm), что отвечает 750°C.

Точки циркона, расположенные в нижней части дискордии (сильно дискордантные, 19 — тёмно-серая кайма, 3, 5, 7 — чёрная кайма, 10 и 17 — чёрные участки в центральной части зёрен), наряду с дополнительными точками (7d1, 7d2, 10d1 и 10d2), отличаются от остальных характером распределения REE (рис. 5 в). Суммарное содержание REE варьирует от 2909 до 70744 ppm, составляя в среднем 26804 ppm. Спектры REE практически не дифференцированы (Lu_N/La_N -отношение составляет в среднем 8.54). В этих точках проявлена отрицательная

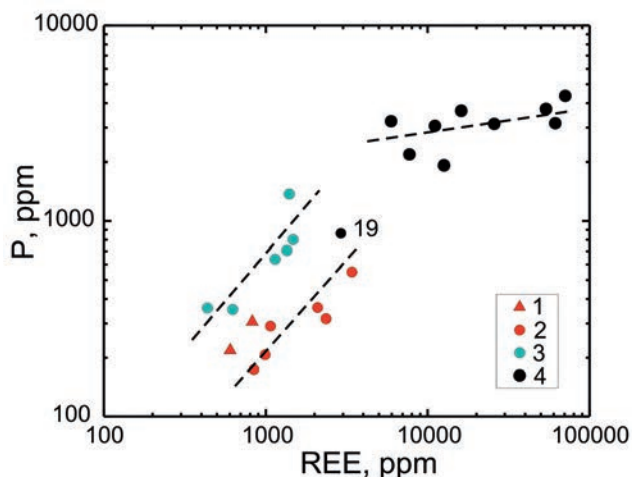


Рис. 6. Соотношение REE и P для проанализированных участков циркона из гранита ГТ-25 (здесь и на рисунках ниже 1 — древний циркон; 2 — циркон из субконкордантного кластера; 3 — умеренно дискордантный циркон; 4 — сильно дискордантный циркон).

Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем равняется 0.08), положительная Ce-аномалия редуцирована (Ce/Ce^* в среднем 4.44). Для циркона, охарактеризованного точками этой группы, типичны повышенные содержания почти всех элементов-примесей, как совместимых для циркона, так и неформульных элементов. Содержание Hf составляет в среднем 20817 ppm, Y — 17144 ppm, P — 2931 ppm, Nb — 170 ppm. Содержание Ti варьирует от 14.8 до 3706 ppm. По минимальным значениям содержания Ti температура его кристаллизации определена как примерно 800°C. Содержание неформульного элемента Са аномально высокое — в среднем 10014 ppm. Содержания коррелирующих с ним Sr и Ba также повышенные — в среднем 675 и 127 ppm, соответственно. Единственный элемент из проанализированных, содержание которого соответствует тому же уровню, что и в других разновидностях циркона, это Li (в среднем 7.12 ppm).

Точки циркона, расположенные в нижней части дискордии (группа 4 на рис. 6), обособлены от других точек на диаграмме, демонстрирующей соотношение REE и P. Для них установлено повышенное содержание этих элементов с положительной корреляцией, обусловленной совместным вхождением в структуру циркона. При этом для точек этой группы рост содержания REE существенно превышает увеличение содержания P (отношение REE/P для 9 точек, кроме точки 19, составляет в среднем 8.7). Для

точек, образующих субконкордантный кластер (группа 2), характерны пониженные содержания REE и P и более умеренные соотношения этих элементов (REE/P составляет в среднем 5.5). Точка 19, расположенная примерно в середине дискордии, по геохимическим характеристикам тяготеет к этой группе, как и точки 11 и 12 (группа 1, захваченный циркон архейского возраста). Точки, смещённые вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией (группа 3), по сравнению с группами 1 и 2, охарактеризованы более высоким содержанием P при сопоставимом уровне содержания REE (отношение REE/P составляет в среднем 1.6).

Содержание и соотношение Ca и U являются важным индикатором воздействия флюида на циркон в постмагматический период. По этим данным, а также по уровню содержания лёгких REE и степени их фракционирования (Sm_N/La_N -отношения), выделяются две группы циркона. Для одной из них характерно умеренное содержание Ca, U и лёгких REE, а также фракционированный характер распределения лёгких REE с увеличением нормированного содержания по мере роста атомного номера, что даёт основание отнести её к неизменённому магматическому циркону. Вторая группа отличается максимальным содержанием как Ca — элемента-индикатора воздействия флюидов [9], так и U, повышенным содержанием LREE и субгоризонтальным характером их распределения. Эти особенности являются отличительной чертой так называемого изменённого циркона, или циркона гидротермально-метасоматического геохимического типа.

На диаграмме соотношения содержания Ca и U (рис. 7) точки, соответствующие древнему циркону (группа 1) и циркону, охарактеризованному точками, образующими субконкордантный кластер в районе верхнего пересечения дискордии (группа 2), попадают или тяготеют к полю неизменённого магматического циркона. Максимально удалена от этого поля группа точек циркона, попадающая в нижнюю часть дискордии (группа 4). Точки, смещённые вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией (группа 3), на геохимических диаграммах образуют тренд, растянутый от поля неизменённого циркона почти до точек кластера, расположенного возле нижнего пересечения дискордии. Точка 19, расположенная в средней части дискордии, и на геохимической диаграмме смещена в сторону менее изменённого циркона. Особенностью тренда, образованного точками

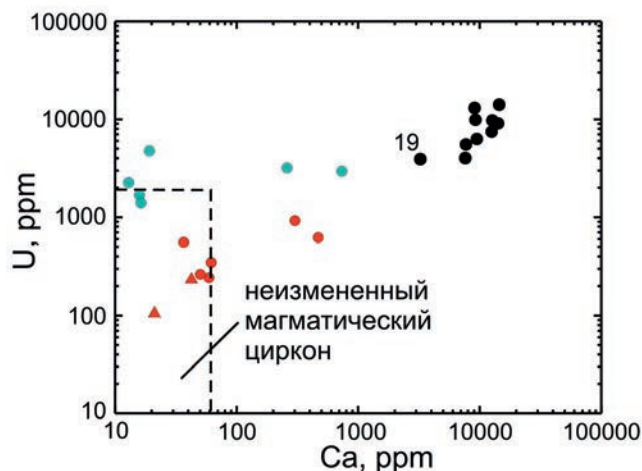


Рис. 7. Соотношение содержания Ca и U в цирконе из гранита ГТ-25.

из 3 и 4 групп, является его пологий характер — рост содержания Ca существенно опережает увеличение содержания U.

На дискриминационной диаграмме (рис. 8) соотношения содержания La и степени фракционирования лёгких REE (Sm_N/La_N -отношения) в поле неизменённого магматического циркона попадает только половина точек, расположенная вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией. При этом все точки из групп 1, 2 и 3 на геохимической диаграмме расположены в области “пористого” циркона, для которого повышенное содержание и пологий характер спектра лёгких REE указывают на интенсивное флюидное воздействие, которое претерпел минерал. Для сильно дискордантных точек (группа 4) характерны максимальные содержания лёгких REE. На геохимических диаграммах это точки частично (2 точки) попадают в поле гидротермального циркона или расположены выше него. Судя по всему, границы фигуративного поля гидротермального циркона, оконтуренные по весьма лимитированному количеству данных [10], требуют пересмотра и расширения этой области.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблему интерпретации возраста нижнего пересечения дискордии с конкордией, как отражение потери цирконом существенной доли свинца, широко обсуждают в геохронологической литературе (например, обзор в [11]). Известна точка зрения, что потеря Pb может быть следствием нескольких причин: диффузией

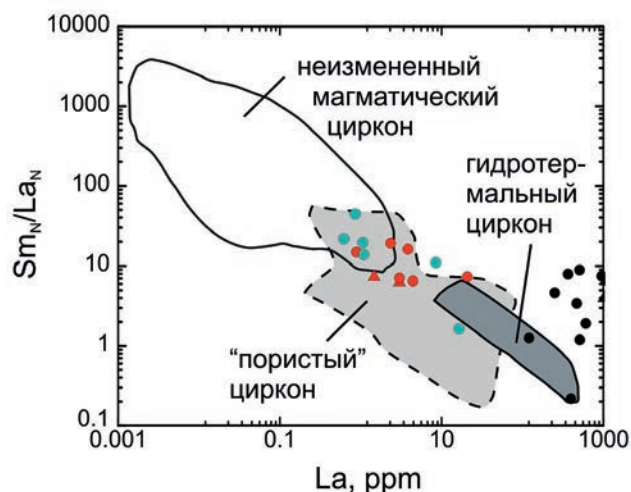


Рис. 8. Соотношение содержания La и Sm_N/La_N -отношения для циркона из гранита ГТ-25.

свинца в метамиктном цирконе, диффузией свинца в неизменённом цирконе, выщелачиванием свинца из метамиктного циркона и перекристаллизацией метамиктного циркона. При этом нижнему пересечению дискордии с конкордией рекомендовано придавать реальное геологическое значение только в случае, когда оно подкреплено датировками циркона с низким содержанием U (не более 100 ppm) или независимыми изотопными методами [11].

В настоящей работе циркон из субконкордантного кластера вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией (точки 4, 6, 14, 18, 9 и 8) имеет геохимические характеристики неизменённого магматического циркона, либо слабо изменённого, но не метамиктного циркона (табл. 2). Это ставит под сомнение возникновение дискордантности исключительно за счёт потери свинца из метамиктных зёрен. Как было показано выше, аномально высокое содержание в цирконе неформульных элементов — отличительная особенность циркона, фигуративные точки которого на диаграмме с конкордией сгруппированы в нижней части дискордии. Результаты CL-исследований дают основание заключить, что это — самостоятельная генерация циркона, которая наложена по отношению к раннему магматическому циркону с возрастом около 1825 млн лет.

Циркон, фигуративные точки которого на диаграмме с конкордией смещены вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией, представлен либо однородными тёмными центральными

частями зёрен (точки 1, 2, 16 и 20), либо тёмно-серыми каймами (точки 13 и 15). Его геохимические характеристики резко отличны от геохимических характеристик неизменённого магматического циркона в сторону повышения содержания неформульных элементов. Можно предполагать частичную метамиктность циркона этой группы. Если механизм образования тёмных центральных частей зёрен — это перекристаллизация циркона из субконкордантного кластера под воздействием флюида, то образование тёмно-серых кайм вокруг зёрен циркона, вероятно, отражает процесс кристаллизации новой его генерации. Структура центральных частей зёрен с ростовой осцилляционной зональностью либо конформно окружена каймами, либо срезана ими, но явные следы растворения и замещения ранней генерации циркона веществом кайм отсутствуют. Это даёт нам основание сделать вывод о том, что более молодое событие (воздействие флюидов), наложенное на магматический циркон с возрастом около 1825 млн лет, проявлено как в перекристаллизации центральных частей зёрен, так и в формировании самостоятельной генерации циркона — кайм. Для циркона, максимально подверженного этому наложенному процессу, характерно появление в центральной части зёрен чёрных в CL-изображении доменов (точки 10 и 17) и чёрных кайм (точки 3, 5 и 7), наиболее богатых неформульными элементами.

Для нескольких районов Фенноскандинавского щита, в частности, для свекофеннид Приладожья [12] и Центральной Швеции [13], известны случаи нарушения U—Pb-системы циркона с образованием сходных высокоурановых каёмок обрастания. Нижнее пересечение дискордии для такого циркона даёт значение возраста 380–400 млн лет, интерпретируемое как время воздействия на породы флюидов, связанных с каледонской орогенцией. Для циркона из гнейсов кольской серии были установлены высокоурановые внешние каймы, которые вместе с перекристаллизованными внутренними частями зёрен, образовывали дискордию с возрастом нижнего пересечения около 570 млн лет [14]. Этот возраст был проинтерпретирован, с некоторыми оговорками (поскольку 570 млн лет всё-таки существенно отличается от пика каледонских событий), в качестве раннекаледонской термальной активизации Кольского кратона.

Здесь следует заметить, что, скорее всего, это термальное событие может быть связано не с каледонским, а с тиманским тектогенезом.

Таблица 2. Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из гранитов о-ва Большой Тютерс (проба ГТ-25)

Компонент	Древний циркон		Циркон из субконкордантного кластера						Циркон, смещенный вниз от верхнего пересечения дискордии с конкордией					
	11	12	8	14	18	4	6	9	1	2	16	20	13	15
La	2.98	1.46	2.97	4.38	0.88	3.78	2.31	20.5	0.85	0.61	1.08	1.05	8.39	16.2
Ce	124	75.8	97.9	179	29.9	129	121	427	4.76	3.62	4.18	18.4	229	112
Pr	2.75	1.02	2.94	3.50	0.73	3.80	3.24	20.7	0.47	0.20	0.28	0.53	7.16	5.42
Nd	15.1	5.89	16.2	20.89	5.47	29.9	22.1	107	8.11	2.58	2.51	5.31	36.8	14.5
Sm	11.4	6.55	12.9	17.5	7.95	37.4	27.0	91.9	22.9	8.13	9.11	12.6	56.4	16.3
Eu	0.87	0.68	0.71	0.92	0.55	2.87	1.31	3.16	0.08	0.06	0.24	0.49	2.91	0.79
Gd	31.2	18.3	35.4	46.7	30.7	146	97.0	145	99.4	47.0	75.4	67.1	88.2	40.0
Dy	95.7	66.2	105	137	127	525	294	397	173	114	273	227	161	113
Er	171	129	189	218	255	884	534	404	144	112	368	403	223	224
Yb	318	256	327	381	456	1429	848	640	147	129	575	636	461	519
Lu	53.1	41.8	52.7	62.6	76.0	217	139	102	23.2	19.6	91.2	101	76.0	81.4
Li	10.1	5.64	8.11	11.7	5.68	11.6	7.22	6.53	39.0	7.74	110	43.6	63.9	91.5
P	306	219	174	291	207	550	361	317	353	360	1370	803	707	638
Ca	42.6	21.1	59.3	50.3	61.8	302	36.8	469	12.9	15.8	19.2	16.4	733	260
Ti	22.9	17.8	16.4	23.8	12.7	30.2	11.4	39.0	16.1	14.5	8.42	12.8	14.5	8.37
Sr	2.40	0.62	1.38	2.11	4.11	1.85	2.35	29.8	0.41	0.43	0.75	0.87	56.6	23.3
Y	1004	738	981	1354	1426	5233	3108	3101	1313	965	2567	2437	1651	1350
Nb	10.0	15.4	15.1	24.7	20.5	107	27.4	55.2	308	115	28.0	23.1	20.7	18.0
Ba	3.26	3.43	3.95	78.4	3.46	2.93	2.48	8.24	1.36	2.84	2.62	2.54	9.74	9.88
Hf	11835	10764	12105	11013	12399	9785	11968	9579	17881	17443	13818	13224	18930	17489
Th	86.3	53.1	58.4	68.9	89.8	386	206	183	259	113	107	253	58.3	23.2
U	234	105	244	263	349	924	555	620	2244	1671	4741	1394	2950	3187
Th/U	0.37	0.51	0.24	0.26	0.26	0.42	0.37	0.30	0.12	0.07	0.02	0.18	0.02	0.01
Eu/Eu*	0.14	0.19	0.10	0.10	0.11	0.12	0.08	0.08	0.01	0.01	0.03	0.05	0.13	0.09
Ce/Ce*	10.5	15.0	8.01	11.0	9.05	8.22	10.7	5.02	1.82	2.49	1.85	5.98	7.15	2.89
ΣREE	826	603	844	1071	990	3408	2089	2359	624	437	1400	1472	1351	1143
ΣLREE	145	84.1	120	207	37.0	166	149	576	14.2	7.02	8.05	25.3	281	148
ΣHREE	669	512	710	845	945	3202	1911	1688	587	421	1382	1434	1010	978
Lu _N /La _N	172	276	171	138	833	552	578	48.2	264	308	814	921	87.2	48.5
Lu _N /Gd _N	13.8	18.4	12.1	10.8	20.1	12.0	11.6	5.70	1.89	3.38	9.79	12.2	6.97	16.5
Sm _N /La _N	6.14	7.20	6.96	6.40	14.5	15.8	18.7	7.20	43.3	21.2	13.5	19.1	10.8	1.61
T(Ti), °C	822	797	789	826	764	851	755	879	787	777	728	765	777	728

В результате этого тектогенеза на рубеже позднего венда (эдиакария) и кембрия (или в раннем кембрии) был сформирован коллизийный Тиманский ороген [15].

Проявления базитового магматизма с возрастом 560–570 млн. лет [16] в провинции Сейланд, расположенной на севере Норвегии, возможно также связаны с комплексами, слагающими реликты Тиманского орогена. Нельзя исключать, что вся эта провинция, возможно, представляет

собой фрагмент северо-западной (в современных координатах) торцевой части этого орогена. Крупноамплитудные левосдвиговые смещения, проявленные на завершающем этапе тиманского тектогенеза, переместили этот фрагмент Тиманского орогена вдоль скандинавской окраины Балтики. Позднее, уже на каледонском этапе, эти комплексы и структуры были вовлечены в покровное строение Скандинавских каледонид в качестве их нижнего структурного элемента [17].

Продолжение таблицы 2. Состав по редким элементам (ppm) циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (проба ГТ-25)

Компонент	Циркон, расположенный в нижней части дискордии									
	19	3	5	7	7d1	7d2	10	10d1	10d2	17
La	119	245	497	1044	359	933	388	595	459	501
Ce	778	2009	27964	31679	11659	21112	262	3210	6254	1969
Pr	68.0	180	662	870	392	1201	67.1	300	305	189
Nd	269	1009	3175	4875	2049	6422	214	1295	1433	773
Sm	91.9	698	2715	4257	1738	4260	51.9	699	960	367
Eu	2.77	24.3	100	128	65.5	89.1	1.34	23.4	26.6	11.9
Gd	123	1350	4140	7042	2343	6317	161	998	1437	484
Dy	239	2155	5968	9655	2974	9990	886	1094	1746	921
Er	314	1848	3683	5168	1785	4659	1151	943	1264	984
Yb	783	2676	4178	5216	2111	5522	2423	1673	1955	1336
Lu	121	404	633	808	322	897	334	251	297	183
Li	12.7	6.87	11.5	3.94	3.73	8.52	5.08	5.59	4.73	8.54
P	863	1920	3736	4359	3137	3157	3233	3061	3658	2181
Ca	3239	9064	9471	7711	7590	9225	14478	14145	12531	12682
Ti	22.6	75.3	336	n.d.	366	3706	14.8	542	190	79.7
Sr	247	646	659	699	515	729	864.97	719	776	894
Y	2330	12842	32223	n.d.	16859	52027	9427	8667	11713	8210
Nb	34.9	149	257	295	133	444	87.2	156	69.2	77.3
Ba	35.1	117	192	216	119	177	98.3	102	107	106
Hf	22415	25707	19429	19389	18890	19890	22101	21725	19886	18737
Th	25.0	603	3017	1655	467	1419	214	401	237	332
U	3907	12996	6280	5500	4021	9893	14058	9094	7459	9720
Th/U	0.01	0.05	0.48	0.30	0.12	0.14	0.02	0.04	0.03	0.03
Eu/Eu*	0.08	0.08	0.09	0.07	0.10	0.05	0.04	0.09	0.07	0.09
Ce/Ce*	2.10	2.32	11.8	8.04	7.52	4.83	0.39	1.84	4.04	1.55
ΣREE	2909	12597	53714	70744	25798	61402	5940	11081	16138	7719
ΣLREE	1234	3442	32297	38469	14459	29668	932	5400	8452	3432
ΣHREE	1580	8433	18602	27890	9536	27385	4954	4959	6699	3908
Lu _N /La _N	9.8	15.9	12.3	7.46	8.65	9.27	8.28	4.06	6.23	3.52
Lu _N /Gd _N	7.95	2.42	1.24	0.93	1.11	1.15	16.8	2.03	1.67	3.06
Sm _N /La _N	1.24	4.56	8.76	6.53	7.75	7.32	0.21	1.88	3.35	1.17
T(Ti), °C	820	959	1189	n.d.	1205	1817	779	1282	1092	966

Примечание. n.d. – не определено. Номера колонок соответствуют номерам аналитических точек на рис. 3–5 и в табл. 1.

Отметим здесь ещё и то, что для периода геологической истории, пограничного между докембрием и кембрием, установлен неактуалистический характер геомагнитного поля [18], а также наличие эпохи аномально частых инверсий магнитного поля Земли [19, 20]. Вероятно, все это связано со спецификой геодинамических процессов, протекавших в самом конце докембрия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совпадающий в пределах погрешности со значением верхнего пересечения конкордии с дискордией возраст 1825 ± 11 млн лет соответствует времени магматического становления гранитов о-ва Большой Тютерс и таким образом определяет верхнюю возрастную границу

формирования вторичных кварцитов, присутствующих на этом острове.

Есть все основания считать, что возраст нижнего пересечения дискордии с конкордией около 570 млн лет (эдиакарское время), впервые установленный для циркона из гранитов Свекофеннской складчатой области, не геохронологический артефакт, а требующее интерпретации отражение позднедокембрийских региональных или глобальных геодинамических процессов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0005), а также в рамках исследований по темам государственного задания ГИН РАН, ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Eklund O., Korsman K., Scheini B. Jakob Johannes Sederholm* // *Lithos*. 2010. V. 116. P. 203–208.
2. *Cagnard F., Gapais D., Barbey P.* Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides // *Prec. Res.* 2007. V. 154. P. 125–141.
3. *Левченко О. А., Богданов Ю. Б., Комаров А. Н., Яковлева С. З., Макеев А. Ф.* Изотопный возраст кварцевых порфиров хогландской серии // *ДАН*. 1998. Т. 358. № 4. С. 511–513.
4. *Терехов Е. Н., Макеев А. Б., Прокофьев В. Ю., Щербакова Т. Ф., Балувев А. С., Ермолаев Б. В.* Природа вторичных кварцитов острова Большой Тюттерс (Финский залив, Россия) // *Литосфера*. 2017. Т. 17. № 6. С. 62–80.
5. *Heinonen A., Mänttari I., Rämö O. T., Andersen T., Larjamo K.* A priori evidence for zircon antecryst entrainment in megacrystic Proterozoic granites // *Geology*. 2016. V. 44. P. 227–230.
6. *Levashova E. V., Mamykina M. E., Skublov S. G., Galankina O. L., Li Q. L., Li X. H.* Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions // *Geochem. Int.* 2023. V. 61. P. 1323–1339.
7. *Скублов С. Г., Левашова Е. В., Мамыкина М. Е., Гусев Н. И., Гусев А. И.* Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // *Записки Горного ин-та*. 2024. Т. 268. С. 552–575.
8. *Hoskin P. W. O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
9. *Geisler T., Schlicher 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 // *Chem. Geol.* 2000. V. 163. P. 269–285.
10. *Hoskin P. W. O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 637–648.
11. *Mezger K., Krogstad E. J.* Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation // *Journal of Metamorphic Geology*. 1997. V. 15. P. 127–140.
12. *Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Глебовицкий В. А., Левский Л. К., Матуков Д. И., Бережная Н. Г.* U–Pb-датирование циркона интрузии плагиогранитов с свекофеннидах юго-востока Балтийского щита: особенности верхнего и нижнего пересечения дискордии с конкордией // *ДАН*. 2005. Т. 402. № 6. С. 800–803.
13. *Högdahl K., Gromet L. P., Broman C.* Low P–T Caledonian resetting of U-rich Paleoproterozoic zircons, central Sweden // *Amer. Mineral.* 2001. V. 86. P. 534–546.
14. *Скублов С. Г., Мыскова Т. А., Марин Ю. Б., Астафьев Б. Ю., Богомолов Е. С., Львов П. А.* Геохимия разновозрастных кайм циркона в гнейсах кольско-серии (SIMS, SHRIMP-II) и проблема раннекаледонской термальной активизации Кольского кратона // *ДАН*. 2013. Т. 453. № 5. С. 544–550.
15. *Kuznetsov N. B., Belousova E. A., Alekseev A. S., Romanyuk T. V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // *International Geology Review*. 2014. V. 56. P. 1945–1963.
16. *Roberts R. J., Corfu F., Torsvik T. H., Ashwal L. D., Ramsay D. M.* Short-lived mafic magmatism at 560–570 Ma in the northern Norwegian Caledonides: U–Pb zircon ages from the Seiland Igneous Province // *Geol. Mag.* 2006. V. 143. P. 887–903.
17. *Кузнецов Н. Б.* Комплексы протоуралит-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы /

- Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2009. 475 с.
18. Шаццло А. В., Рудько С. В., Латышева И. В., Рудько Д. В., Федюкин И. В., Паверман В. И., Кузнецов Н. Б. Гипотеза “блуждающего экваториального диполя”: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // *Физика Земли*. 2020. № 6. С. 113–134.
 19. Шаццло А. В., Кузнецов Н. Б., Павлов В. Э., Федонкин М. А., Прияткина Н. С., Серов С. Г., Рудько С. В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо–восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.
 20. Fedorova N. M., Bazhenov M. L., Meert J. G., Kuznetsov N. B. Ediacaran–Cambrian paleogeography of Baltica: A paleomagnetic view from a diamond pit on the White Sea east coast // *Lithosphere*. 2016. V. 8. P. 564–573.

U–Pb-(SHRIMP-II)-AGE OF ZIRCON FROM GRANITES OF BOLSHOY TYUTERS ISLAND (GULF OF FINLAND, RUSSIA) AND THE PROBLEM OF THE EDIACARAN THERMAL EVENT IN THE REGION

S. G. Skublov^{a,b,#}, E. N. Terekhov^{c,d}, Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov^c,
A. B. Makeyev^e, L. I. Salimgaraeva^{a,b}

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

^b*Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russian Federation*

^c*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^d*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: skublov@yandex.ru*

New data on the U–Pb age (SHRIMP-II) and trace element composition (SIMS) of zircons from granites of Bolshoy Tyuters Island (Outer Islands of the Gulf of Finland) are presented. The upper intersection of the discordia (1825 ± 11 Ma) is taken as the age of crystallization of granites cutting through secondary quartzites, and thereby determines their youngest age. Subconcordant zircons located in the upper part of the discordia has growth oscillatory zoning and geochemical characteristics of zircons of magmatic origin. The age of the lower intersection of discordia and concordia is about 570 Ma, supported by the independent generation of zircons, represented by black in the CL domains and rims in magmatic zircons, which are characterized by increased contents of non-formula elements (light REE, Ca, P, Ti, Nb, etc.), up to anomalous values. The most probable interpretation of the age of the lower intersection of discordia and concordia can be considered the Timan (Ediacaran) or Finnmark (Early Caledonian) thermal activation of the Fennoscandian Shield, previously established based on zircons from gneisses of the Kola series.

Keywords: zircon, granites, U–Pb dating, SIMS, trace elements, rare earth elements, discordia, the Bolshoy Tyuters Island