

УДК 550.42;552.163+549.514.81

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ДИСКОРДАНТНОГО ЦИРКОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА (ХАПЧАНСКИЙ ТЕРРЕЙН, АНАБАРСКИЙ ЩИТ)

© 2024 г. С. Г. Скублов^{а, *}, Н. И. Гусев^б, Л. И. Салимгараева^а, Л. Ю. Романова^б^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия^бВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
Средний пр., д. 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: skublov@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.03.2024 г.

После доработки 14.04.2024 г.

Принята к публикации 24.04.2024 г.

Представлены новые данные о U–Pb возрасте (SHRIMP-II) и редкоэлементном составе (SIMS) циркона из гнейсов (метапелитов) хапчанской серии Хапчанского террейна Анабарского щита. В зернах циркона были обнаружены реликты магматического генезиса, протолит и область сноса, для которых конкретизировать сложно. Единственным представителем этой группы с наименее измененным составом является ядро, сохранившее $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст протолита, индивидуальное значение для которого составляет 1971 ± 19 млн лет. Во время гранулитового метаморфизма циркон подвергся интенсивному воздействию флюида, обогащенного несовместимыми элементами. Изменения коснулись как U–Pb изотопной системы (возраст циркона был “перезагружен” на время метаморфизма около 1920–1930 млн лет), так и состава самого циркона — магматические ядра были в значительной степени перекристаллизованы в твердом виде или растворены флюидом вплоть до практически полного исчезновения первичного циркона. В обоих случаях циркон был резко обогащен несовместимыми элементами (Ca, Ti, Pb, Sr, Ba и ряд других) в результате воздействия флюида, а сохранившиеся ядра оказались окаймлены новой популяцией циркона (черной в CL-изображении). Спектры распределения REE в перекристаллизованных ядрах приобрели нетипичный для циркона профиль “крыльев птицы”. Когда реакционная способность флюида ослабла, произошла кристаллизация основной части зерен, типичной для гранулитового циркона. По составу эта популяция циркона менее обогащена несовместимыми элементами, чем ядра. В области тяжелых REE устойчиво повторяется горизонтальный характер распределения, что свидетельствует о совместной кристаллизации циркона и граната. Оценка температуры кристаллизации основной части зерен варьирует в узком диапазоне 800–830 °C. Все домены циркона на диаграмме с конкордией Везерилла образуют единый тренд с нулевым нижним пересечением и верхним пересечением, подтвержденным конкордантным кластером со значением возраста 1920–1930 млн лет. Это значение соответствует возрасту регионального палеопротерозойского гранулитового метаморфизма. Отличительной особенностью циркона из гнейсов хапчанской серии является то, что их ядра не сохранили возрастные метки протолита, а целиком перестроились при метаморфизме как в отношении U–Pb системы, так и в отношении редкоэлементного состава, что возможно объяснить исключительной интенсивностью воздействия флюида при метаморфизме гранулитовой фации, наложенного на породы Хапчанского террейна Анабарского щита.

Ключевые слова: циркон, гранулиты, флюидный режим, U–Pb датирование, геохимия циркона, дискордия, Хапчанский террейн, Анабарский щит

DOI: 10.31857/S0016752524080015, **EDN:** IZVNIH

ВВЕДЕНИЕ

Анабарский щит представляет собой выступ глубоко эродированного основания Сибирского кратона, преобладающе сложенный породами гранулитовой фации метаморфизма. Гранулиты Анабарского щита являются полихронными и подвергались гранулитовому метаморфизму, по

меньшей мере, дважды — в архее и раннем протерозое. Наиболее ранние процессы гранулитового метаморфизма с возрастом 2.76 ± 0.02 млрд лет фиксируются локально, тогда как ареальные возрастные оценки оказываются существенно моложе: 2.0–1.8 млрд лет (Розен и др., 2006). Палеопротерозойский метаморфизм гранулитовой фации проявлен в большинстве изученных архейских пород

Анабарского щита, для которых он является наложенным на архейские гранулиты (Гусев и др., 2017, 2021; Ножкин и др., 2019, 2022). Для пород Хапчанского гранулит-парагнейсового террейна, расположенного на востоке Анабарского щита (Rosen, Turkina, 2007), палеопротерозойский метаморфизм является первичным, что позволяет при исследовании гранулитов получить более корректные оценки его возраста.

Циркон широко используется для расшифровки истории и происхождения магматических, метаморфических и осадочных пород. Выяснение условий, при которых циркон является закрытой или открытой системой, имеет решающее значение для точной интерпретации полученных с его помощью данных. Высокая температура плавления и устойчивость к наложенным изменениям позволяет циркону сохранять геохронологическую и геохимическую информацию в диапазоне *P-T* параметров, встречающихся в земной коре. Низкая подвижность U, Th, Pb и других редких элементов за счет объемной диффузии в цирконе подтверждается как экспериментальными исследованиями, так и сохранением первичной зональности и возраста исходной кристаллизации, несмотря на более молодые события высокотемпературного метаморфизма (Möller et al., 2002). Тем не менее, известно, что циркон не застрахован от изотопных и химических нарушений. При низких температурах потеря Pb может происходить в сильно поврежденных радиацией кристаллах. В высокотемпературных условиях перекристаллизация в твердом состоянии и воздействие флюидов могут нарушить U–Pb изотопную систему циркона (например, Hoskin, Black, 2000). Во многом благодаря циркону, изотопно-геохимическое изучение пород, составляющих фундамент древних щитов, позволяет решить вопросы реконструкции процессов происхождения и эволюции ранней континентальной коры (Trail, 2018). Данная работа посвящена изучению редкоземельного состава и U–Pb системы циркона в условиях гранулитового метаморфизма и возможным причинам изменения изотопно-геохимических характеристик этого минерала.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В структуре Анабарского щита выделяется три террейна: Маганский, Далдынский и Хапчанский, разделенных Котуйканской и Билляхской тектоническими зонами, в которых присутствуют крупные блоки пород гранулитовой фации, испытавшие ретроградный амфиболитовый метаморфизм (Rosen et al., 1994; Гусев и др., 2017, 2021; Ножкин и др., 2019, 2022). Раннедокембрийские породы гранулитовой фации разделены на далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую серию. Далдынская и верхнеанабарская серии сложены преимущественно гиперстеновыми плагиогнейсами

и двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами (метабазами) близкого состава, поэтому позднее были объединены в один далдынский комплекс (Турченко, Розен, 2012). Далдынский комплекс относится к архею, согласно модельному Nd возрасту плагиогнейсов около 3.0 млрд лет (Розен и др., 2000) и U–Pb возрасту циркона из гиперстеновых плагиогнейсов и плагиоклазовых кристаллосланцев 3.0–3.3 млрд лет (Гусев и др., 2020). Протолиты карбонатно-гнейсовых пород хапчанской серии относят к палеопротерозою около 2.5–2.4 млрд лет, которые были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации около 1.98–1.97 млрд лет назад (Гусев и др., 2021; Ножкин и др., 2022). Кристаллические породы Анабарского щита перекрыты неметаморфизованным мезопротерозойским чехлом, состоящим из терригенной мукунской серии и строматолито-карбонатной билляхской серии, которая древнее 1.5 млрд лет (Зайцева и др., 2016; Горохов и др., 2019, 2022).

В строении Хапчанского террейна Анабарского щита участвуют два гранулитовых комплекса. Нижний комплекс (хардахский) представлен метайнтрузивными породами (мафическими кристаллосланцами, мезократовыми и лейкократовыми гнейсами) с возрастом протолита 2.1–2.03 млрд лет и возрастом гранулитового метаморфизма около 1.96 млрд лет. Магматический источник метамагматических пород соответствует деплетированной мантии (Гусев и др., 2021). Верхний комплекс (хапчанская серия) сложен метапелитами — гранатовыми, биотитсодержащими гранат-силлиманитовыми с кордиеритом и пироксен-гранатовыми гнейсами, мраморами, кальцифирами, пироксен-скаполитовыми породами, протолиты которых формировались в Хапчанском осадочном бассейне (Zlobin et al., 2002). Для метапелитов характерна тонкая слоистость с элементами ритмичности. Геохимические особенности метапелитов указывают, что их протолитами были граувакки, подобные накапливающимся в палеозое на активных или пассивных континентальных окраинах (Zlobin et al., 2002). U–Pb возраст метаморфизма метапелитов составляет 1928 ± 21 млн лет (Гусев и др., 2023).

Метапелиты хапчанской серии были изучены в пределах Хардахской площади в районе впадения р. Хардах в р. Бол. Куонамка, где Ю. П. Куликовым (Строение ..., 1986) была закартирована антиклинальная складка, в ядре которой залегают породы верхнеанабарской серии (по нашим данным, хардахского комплекса), на крыльях — хатасыннахская толща хапчанской серии (рис. 1). В западном крыле складки из типичных метапелитов Н. И. Гусевым был отобран образец 225–2 (силлиманит-биотит-гранатовый гнейс), являющийся предметом настоящего исследования. Структура породы разнотекстурная, нематогранобластовая, текстура гнейсовидная. Рассланцевание

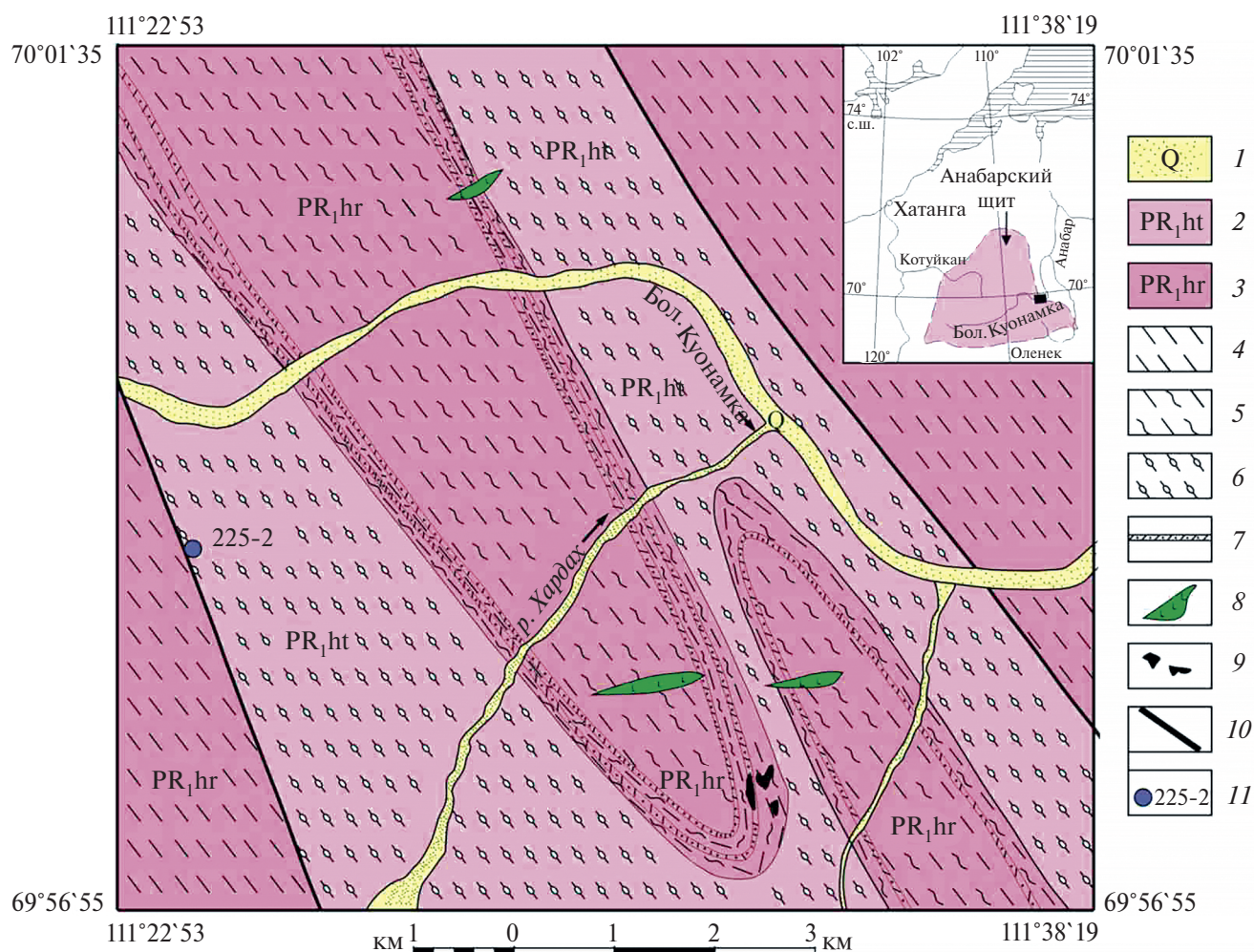


Рис. 1. Геологическая карта участка Хардах (составлена Н. И. Гусевым по материалам полевых работ 2014 года при составлении ГК-1000/3 листа R-49). 1 — аллювиальные отложения квартера (Q); 2 — хатасыннская толща хатчанской серии (PR₁ht); 3 — хардахский комплекс (PR₁hr); 4 — двупироксеновые плагиогнейсы биотитизированные; 5 — двупироксеновые кристаллосланцы мигматизированные, калишпатизированные и амфиболитизированные; 6 — гранатые и пироксен-гранатые гнейсы, силлиманит- и кордиеритсодержащие; 7 — мраморы, карбонатно-силикатные породы и брекчии; 8 — дайки долеритов (предположительно RF); 9 — кимберлиты (T₃); 10 — разрывные нарушения; 11 — место отбора пробы.

подчеркнуто вытянутыми кристаллами (иголками) силлиманита, порфиробласты граната (до 7 мм) также вытянуты в направлении рассланцевания. Калиевый полевой шпат с обилием пертитов присутствует как в матрице породы, так и во включениях в гранате. По краю зерен гранатов образуется силлиманит в результате реакции плагиоклаза с гранатом. Во включениях в краевой части гранатов встречается зеленая шпинель с кварцем, эта ассоциация встречается и в матрице породы, где часто замещается магнетитом. Методом TWQ были определены пиковые параметры метаморфизма (около 850 °C и 7 кбар), на регрессивной стадии температура снижалась до 600–700 °C.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Циркон для исследования был выделен из образца 225–2 с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в минералогической лаборатории ВСЕГЕИ. Локальное U–Pb датирование циркона выполнено на ионном зонде высокого разрешения SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике, следуя процедуре, приведенной в (Larionov et al., 2004). Размер аналитического кратера составлял около 20 мкм. Полученные данные обработаны с помощью программы SQUID. Величины U–Pb изотопных отношений нормированы на значения, характерные для стандартов циркона TEMORA и 91500. Ошибки единичных анализов (U–Pb изотопные отношения и возраст) приведены на уровне 1σ, погрешности значений возраста пересечения дискордией конкордии и эллипсы

ошибок на графике с конкордией — на уровне 2σ . Непосредственно перед датированием в ЦИИ ВСЕГЕИ была проведена съемка циркона в CL-режиме на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S.

Содержание REE и редких элементов в цирконе определено на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) в той же “точке” диаметром около 20 мкм, что и определение возраста по стандартной методике (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008). Методика измерения летучих компонентов (вода, фтор и хлор) приведена в работах (Скублов и др., 2024). 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 (McDonough, Sun, 1995). Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью “Ti-в-цирконе” термометра (Watson et al., 2006).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфология циркона. Выделенный циркон имеет округлую, реже изометричную форму (рис. 2), размер зерен варьирует от примерно 70 до 120–150 мкм в поперечнике. Некоторые зерна (например, с точками 15.1, 17.1 и 19.1) демонстрируют слабо удлиненную форму (коэффициент удлинения не превышает 1:2), но четко выраженные грани кристаллов, характерные для магматического циркона, при этом отсутствуют.

Практически для всех зерен свойственно гетерогенное строение — в центральной части (реже — смещенное к краю зерна) наблюдается ядро, размер которого существенно варьирует — от 20–30 до 80 мкм в поперечнике. В ряде зерен площадь ядра не превышает 10–15 % от площади сечения всего зерна (например, 9.1, 5.1, 2.1, 11.1), в других — составляет значительную часть, до 30 % и более (14.1, 18.1). У мелких по размеру ядер граница с основной частью зерен проявлена нечетко (например, 5.1 и 16.1), для более крупных ядер граница достаточно

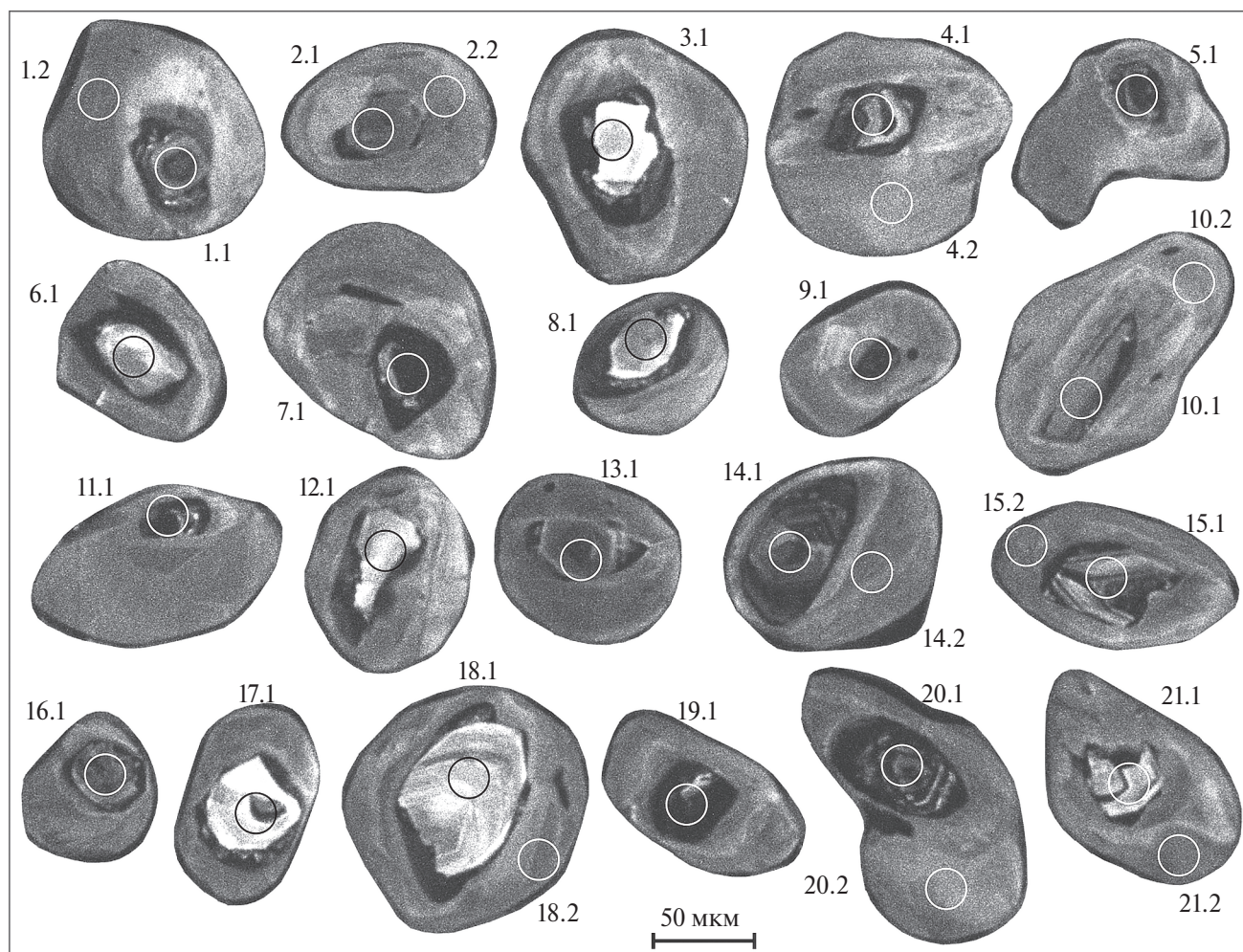


Рис. 2. Изображение зерен циркона из гнейсов (образец 225–2) в режиме катодолуминесценции. Здесь и ниже номера точек анализа совпадают с табл. S1 и S2. Диаметр кратера соответствует примерно 20 мкм.

контрастная (17.1, 18.1). Внутреннее строение ядер различное — в некоторых ядрах наблюдается контрастная ростовая осцилляционная зональность (например, ядра с точками 18.1, 21.1, 20.1), характерная для циркона магматического происхождения, рисунок которой не согласен с положением границ ядра. Осцилляционная зональность может быть в CL-изображении как в светло-серых тонах (18.1, 21.1), так и в темно-серых (20.1, 1.1). В других случаях в ядрах зональность отсутствует, а интенсивность и характер окраски в режиме CL у ядра и основной массы циркона достаточно схожи (например, 10.1 и 2.1). Зачастую границы ядер корродированы и несут следы растворения. Общей закономерностью является присутствие окаймляющих ядра зон и участков, практически черных в CL изображении. Мощность этих зон варьирует от первых до 10–15 мкм, в результате “изъеденная” часть ядра с осцилляционной зональностью дополняется до округлых очертаний с относительно плавными границами.

Основная часть зерен, без учета ядер, достаточно однородная в CL изображении с преобладающей окраской в темно-серых тонах. В некоторых зернах наблюдается слабо выраженная секториальность (зерно с точкой 14.2) или пятнистая зональность с участками в более светлых тонах (7.1). В ряде случаев светло-окрашенные участки формируют подобие “тени”, повторяющей очертания ядер (например, зерна с точками 10.2, 1.2, 4.2). По совокупности признаков, в частности, присутствующая секториальность и характер окраски в CL, основная часть (“мантия” в зарубежной терминологии) зерен, не относящаяся к ядрам и/или каймам, является типичным гранулитовым цирконом (Vavra et al., 1999). Для некоторых зерен, в которых

ядра занимают существенную часть объема и граница ядра отчетливо читается (зерна с точками 18.1 и 14.1, основная часть зерен может быть проинтерпретирована как кайма (оболочка) вокруг ядер. В остальных случаях, когда вклад ядра в общий объем несущественен (5.1, 4.1), или его границы не контрастны (9.1, 2.1), ядро выглядит скорее ксеногенным, захваченным и позднее переработанным при кристаллизации гранулитового циркона, составляющего основной объем зерен. Поэтому использование распространенной для гетерогенного циркона терминологии ядро-кайма/оболочка (core-rim) будет для образца 225–2 не вполне корректным, хотя для некоторых зерен наблюдается именно такое соотношение обсуждаемых выше доменов циркона.

Геохимия циркона. Спектры распределения REE для ядер циркона делятся на две неравноценные группы — для точки 18.1 и остальные (рис. 3а). Спектр для точки 18.1 отличается выположенным распределением в области легких REE, Sm_N/La_N отношение равняется 2.0 (табл. S1). Тяжелые REE дифференцированы в большей степени ($Lu_N/Gd_N = 30.5$). Суммарное содержание REE составляет 581 ppm. Положительная Ce-аномалия редуцирована, Ce/Ce^* равняется 2.50. Проявлена отрицательная Eu-аномалия, Eu/Eu^* составляет 0.44.

Спектры распределения REE для остальных ядер подобны друг другу, отличаясь только уровнем суммарного содержания REE, которое изменяется от 906 до 3861 ppm (в среднем 2358 ppm). Спектры имеют нетипичный для циркона профиль в области легких REE с уменьшением нормированных содержаний от Ce к Eu, осложненный слабо проявленной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем 1.70). Тяжелые REE дифференцированы

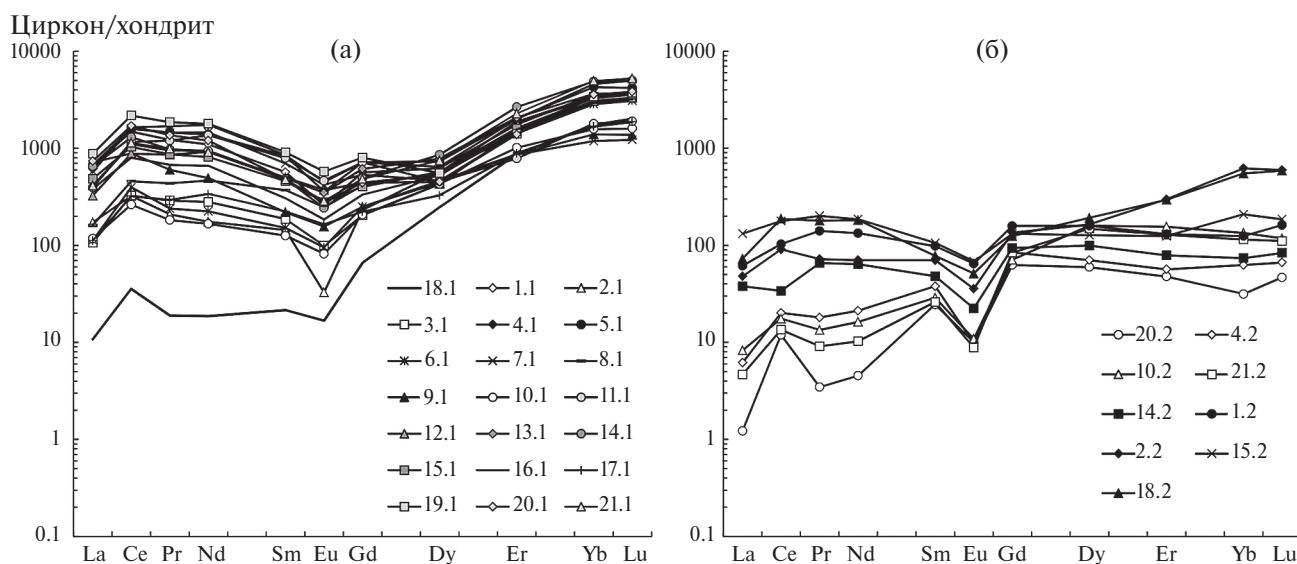


Рис. 3. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, для циркона из гнейсов (образец 225–2): (а) для ядер; (б) для основной части зерен.

в обычном для циркона направлении, с ростом от Gd к Lu (Lu_N/Gd_N в среднем составляет 8.09). Амплитуда отрицательной Eu-аномалии изменяется в широких пределах, Eu/Eu^* находится в диапазоне от 0.18 до 0.79, составляя в среднем 0.60. Если сравнивать ядра циркона с точкой 18.1, то содержание легких REE в среднем увеличилось в 36 раз, тяжелых REE — в 2 раза. Последнее хорошо заметно на рис. 3а, спектр для точки 18.1 практически сливается со спектрами для остальных ядер в области тяжелых REE (Dy—Lu).

Ядро циркона в точке 18.1 отличается от остальных ядер пониженным содержанием редких элементов (табл. S1). В наименьшей степени это проявлено для Hf — 9916 и 11980 ppm, соответственно. Содержание Th и U (по данным геохимического исследования циркона) отличается в 5–7 раз. Наиболее масштабно в остальных ядрах, по сравнению с точкой 18.1, увеличивается содержание Ca (от 22.6 до 555 ppm). В 6–8 раз возрастает содержание других неформальных элементов (Ti, Ba, Sr, Li). Содержание P увеличивается от 283 до 1072 ppm. Содержание Y, которое положительно коррелирует с тяжелыми REE, как и они, возрастает в 2 раза. Показательно поведение летучих компонентов. Содержание бора возрастает в 36 раз (от 3.15 до 113 ppm), воды — в 10 раз (от 1668 до 16239 ppm), фтора — в 18 раз (от 32.9 до 601 ppm), хлора — в 3 раза (от 21.4 до 74.1 ppm).

Для точки 18.1 температура кристаллизации циркона, определенная по “Ti-в-цирконе” термометру, составляет 819 °C. Для остальных ядер содержание Ti превышает пределы калибровки термометра и не может быть использовано в качестве оценки температуры (Fu et al., 2008).

Суммарное содержание REE для основной части зерен циркона варьирует от 55.1 до 468 ppm, составляя в среднем 143 ppm. Спектры распределения REE для основной части зерен демонстрируют широкий разброс в области легких REE (рис. 3б). В точках 20.2, 4.2, 10.2 и 21.2 содержание легких REE варьирует от 9.98 до 25.1 ppm, при этом спектры дифференцированы с увеличением от La к Sm. Положительная Ce-аномалия редуцирована (Ce/Ce^* составляет 5.81 для точки 20.2 с минимальным содержанием легких REE и в среднем 1.88 для остальных трех точек). Для этих точек проявлена заметная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем равняется 0.21).

В точках 14.2, 2.2, 1.2, 18.2 и 15.2 содержание легких REE варьирует от 65.0 до 244 ppm, спектры в этой области субгоризонтальные и имеют выпуклую форму для точек с максимальным уровнем легких REE. Положительная Ce-аномалия практически отсутствует (Ce/Ce^* составляет в среднем 1.21). В этих точках отрицательная Eu-аномалия проявлена менее существенно (Eu/Eu^* в среднем равняется 0.46).

В области тяжелых REE спектры образуют более компактную область. Для точек 2.2 и 18.2 наблюдается умеренная дифференциация от Gd к Lu. В остальных точках спектры распределения тяжелых REE субгоризонтальны. Суммарное содержание тяжелых REE составляет 103 ppm.

Сравнение содержания редких элементов для основной части зерен циркона и ядер (исключая точку 18.1) демонстрирует существенные отличия этих групп по составу (табл. S2). В основной части зерен выше содержание Hf (в среднем 14548 и 11980 ppm, соответственно), содержание Li находится примерно на одном уровне, около 10–13 ppm. Содержание Th и U в ядрах больше, чем в основной части зерен, в 5–7 раз. Содержание Ca в основной части зерен составляет в среднем 26.9 ppm, что существенно ниже, чем в ядрах. Аналогично, в 6–8 раз ниже содержание других неформальных для циркона элементов (Ti, Ba, Sr, Li). Содержание P составляет в среднем 262 ppm. Содержание Y составляет в среднем всего 254 ppm, что ниже содержания в ядрах, включая точку 18.1. Содержание бора, воды и фтора в основной части зерен сопоставимо с содержанием этих компонентов в точке 18.1. Содержание хлора существенно выше (120 ppm по сравнению с 21.4 ppm в точке 18.1 и 74.1 ppm в остальных ядрах циркона).

Оценка температуры кристаллизации основной части зерен по “Ti-в-цирконе” термометру наиболее корректна для точек с пониженным уровнем содержания легких REE, поскольку содержание Ti положительно коррелирует с LREE. Соответственно, вероятно совместный привнос этих элементов под воздействием флюида при метаморфизме. В точках 20.2, 4.2, 10.2 и 21.2 значения температуры варьируют в узком диапазоне от 803 до 826 °C, составляя в среднем 814 °C.

U-Th-Pb систематика циркона. При локальном датировании было выполнено 30 определений возраста — 21 точка в ядра и 9 точек в основную часть зерен циркона (табл. S2). Содержание U, по данным SHRIMP-II, в ядрах варьирует от 44 (точка 18.1) до 1959 ppm (точка 20.1), составляя в среднем 430 ppm (здесь и далее в качестве среднего используется медианное значение), и отрицательно коррелируя с интенсивностью окраски в CL. Содержание Th находится в диапазоне от 18 до 242 ppm (в среднем 88 ppm). Th/U отношение для ядер изменяется от 0.04 до 0.72 при среднем значении 0.22. При этом минимальное (меньше 0.10) значение Th/U отношения установлено для ядер (точки 7.1, 9.1, 19.1 и 20.1), в которых наблюдается значительное количество черного в CL циркона, обогащенного ураном, а количество серого в CL циркона со следами осцилляционной зональности минимальное или отсутствует (точка 9.1). Отличительной особенностью всех ядер является повышенное содержание доли общего (нерадиогенного)

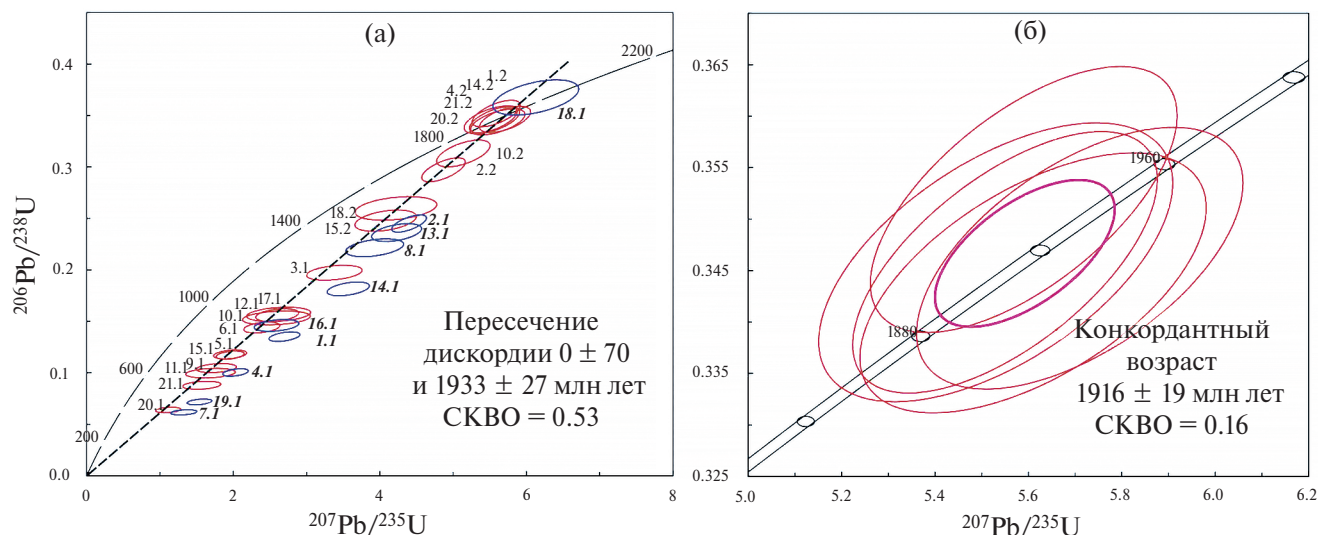


Рис. 4. График с конкордией для циркона из гнейсов (образец 225–2): (а) для всех точек (жирным курсивом подписаны точки, не использованные для построения дискордии); (б) для конкордантного кластера точек из основной части зерен (точки 4.2, 14.2, 21.2, 1.2, 20.2).

^{206}Pb — в среднем 7.57 %. Минимальное содержание, 1.23 %, зафиксировано для крупного по размеру ядра светло-серого оттенка с ростовой осцилляционной зональностью, проанализированного без захвата черного в СЛ циркона, окаймляющего ядро (точка 18.1, рис. 2). Аномально высокое содержание более 10 % (12.0, 13.9 и 19.0 %) установлено для точек, где в поле анализа в основном попал черный в СЛ циркон (точки 20.1, 19.1 и 7.1 соответственно).

Циркон, представляющий основную часть зерен, отличается выдержанным и умеренным содержанием U (от 91 до 198 ppm, в среднем 122 ppm) и Th (от 11 до 66 ppm, в среднем 39 ppm). Th/U отношение варьирует от 0.08 до 0.65, составляя в среднем 0.27. Содержание доли общего ^{206}Pb изменяется от 0.39 до 3.55 % (в среднем 0.75 %).

На диаграмме с конкордией Везерилла (рис. 4а) 29 точек, кроме 18.1, образуют линейный тренд, направленный от конкордии с отметками возраста около 1920–1930 млн лет к нулевому значению. При этом фигуративные точки для ядер циркона расположены в нижней части тренда — чем выше содержание U и доля общего ^{206}Pb , тем ближе точка к началу конкордии. Четыре точки для основной части зерен (15.2, 18.2, 2.2 и 10.2) расположены в верхней части тренда, остальные пять образуют конкордантный кластер. Четыре точки, не находящиеся на конкордии, отличаются повышенным содержанием U и общего ^{206}Pb , по сравнению с пятью конкордантными.

Для 5 точек, измеренных в основной части зерен циркона, возможно определить конкордантный возраст 1916 ± 19 млн лет (СКВО = 0.16, рис. 4б). По 20 точкам (всем 9 из основной части зерен и 11 ядрам) проводится дискордия со значением верхнего пересечения 1933 ± 27 млн лет

(СКВО = 0.53) и нулевым нижним пересечением (рис. 4а). Фигуративная точка 18.1, относящаяся к крупному по размеру ядру с сохранившейся осцилляционной зональностью, также расположена на конкордии, несколько выше, чем верхнее пересечение дискордии. Для этой точки индивидуальное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1971 ± 19 млн лет даже с учетом погрешности отличается в большую сторону от конкордантного возраста для основной части зерен, рассчитанного по 5 точкам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При оценке степени изменения состава циркона при перекристаллизации и кристаллизации новообразованных доменов наиболее информативными являются диаграммы сопоставления индикаторных элементов, чутко реагирующих на изменения среды кристаллизации циркона. На бинарном графике соотношения содержания Р и Y (рис. 5а) наблюдается положительная корреляция между этими элементами. При этом фигуративные точки, отвечающие составу основной части зерен, расположены в области умеренных содержаний. Точки, относящиеся к ядрам, образуют обособленное поле с широким разбросом содержания Р и Y. В отличие от них, точка 18.1, соответствующая ядру с характеристиками магматического циркона в распределении REE, расположена в нижней части этого поля, граничащей с точками основной части циркона. Одновременное обогащение циркона фосфором, с одной стороны, и геохимически близкими Y и тяжелыми REE, с другой стороны, показывает, что эти элементы входят в структуру циркона в соответствии со схемой гетеровалентного изоморфизма $(Y + \text{REE})^{3+} + \text{P}^{5+} = \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$, известной

под названием “ксенотимовое” замещение (Finch, Hanchar, 2003).

Индикатором флюидного воздействия на циркон является повышенное содержание в нем неформульных элементов, таких как Ca, Sr, Ba. Содержание Ca около 100 ppm можно считать условным порогом для установления факта воздействия флюидов на циркон (Geisler, Schleicher, 2000). Из девяти проанализированных основных частей циркона в шести точках содержание Ca существенно меньше этого порога, а в трех — незначительно превышает его (104–122 ppm). Ядро с точкой 18.1 также имеет низкое содержание Ca. Остальные ядра характеризуются повышенным содержанием Ca (в среднем 550 ppm), указывающим на сильное флюидное воздействие.

На графике соотношения содержания Ca и Ti (рис. 5б) все точки образуют единый тренд совместного увеличения этих элементов. Если основная часть циркона и ядро с точкой 18.1 демонстрируют пониженное содержание как Ca, так и Ti, то остальные ядра отличаются значительным ростом содержания этих элементов с широкими вариациями. Соответственно, для таких точек возросшее содержание Ti является результатом привноса флюидом, совместно с другими неформульными элементами, а не отражением роста температуры.

Аналогичная ситуация наблюдается и на бинарном графике соотношения Sr и Ba (рис. 5в). Уровень содержания Sr в цирконе, как правило, на

порядок меньше содержания Ca. Все проанализированные точки демонстрируют равномерное увеличение содержания Sr — не более 1.2 ppm для основной части циркона и точки 18.1, и от 1.2 до 8.2 ppm для остальных ядер. Содержание Ba варьирует в более широких пределах, соответственно, до 4.4 ppm и до 25.8 ppm (за исключением двух точек в ядрах с аномально высоким содержанием 61 и 83 ppm).

Показательным является соотношение содержания Hf и отношения Lu_N/Gd_N , являющегося индикатором степени выполаживания спектра распределения REE в области тяжелых редкоземельных элементов (рис. 5г). Горизонтальный характер распределения HREE указывает, прежде всего, на совместную кристаллизацию циркона и метаморфического граната (Rubatto, 2002; Скублов и др., 2012). Образованный при метаморфизме циркон, как правило, отличается от магматического циркона повышенным содержанием Hf. Компактное положение фигуративных точек основной части циркона в правом нижнем углу диаграммы Hf– Lu_N/Gd_N подтверждает предположение о кристаллизации этой популяции при метаморфизме совместно с гранатом. Менее высокое содержание Hf и дифференцированный характер распределения HREE указывают на магматическую природу ядер циркона, хотя и нарушенную в разной степени в результате воздействия флюида. Примечательно, что на данном графике точка ядра 18.1 заметно дистанцирована от точек, относящихся к метаморфической

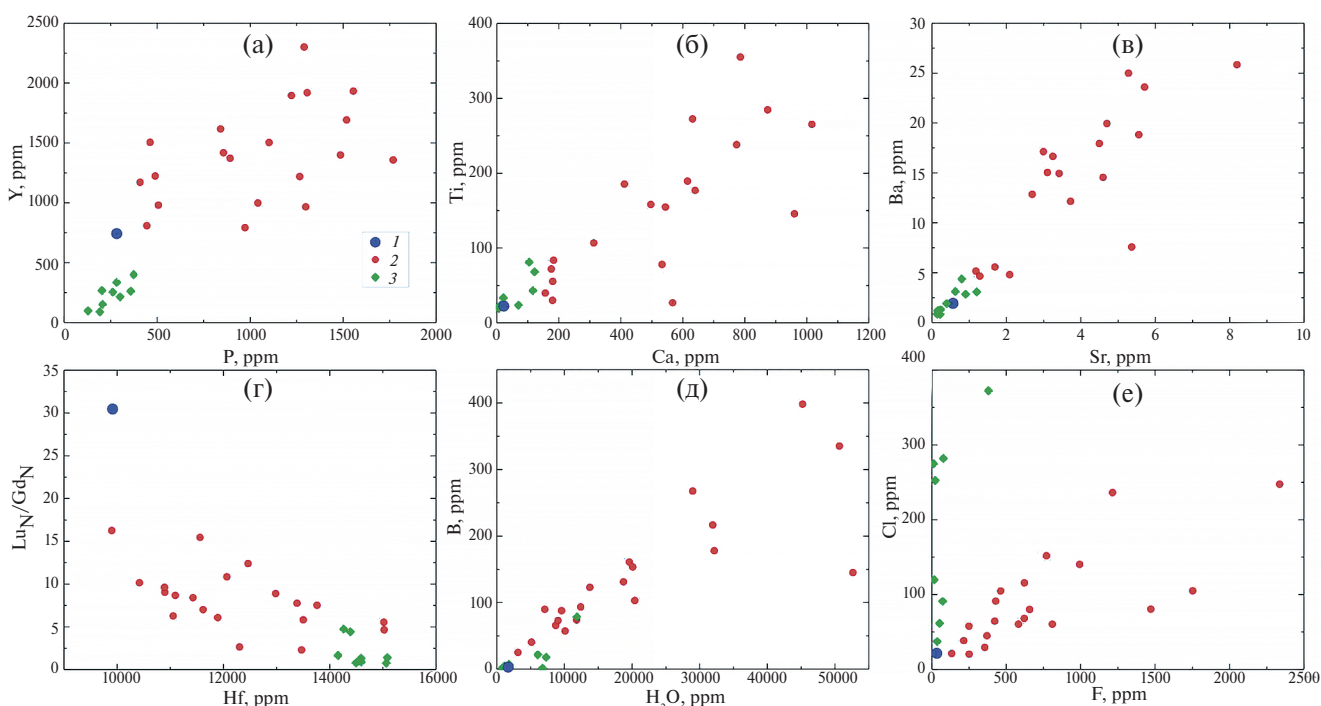


Рис. 5. Соотношение редких элементов (P–Y (а); Ca–Ti (б); Sr–Ba (в); Hf– Lu_N/Gd_N (г); H_2O –B (д); F–Cl (е) для зерен циркона из гнейсов хапчанской серии (образец 225–2). Условные обозначения (рис. 5 и 6): 1 — минимально измененное ядро (точка 18.1); 2 — измененные ядра; 3 — основная часть зерен циркона.

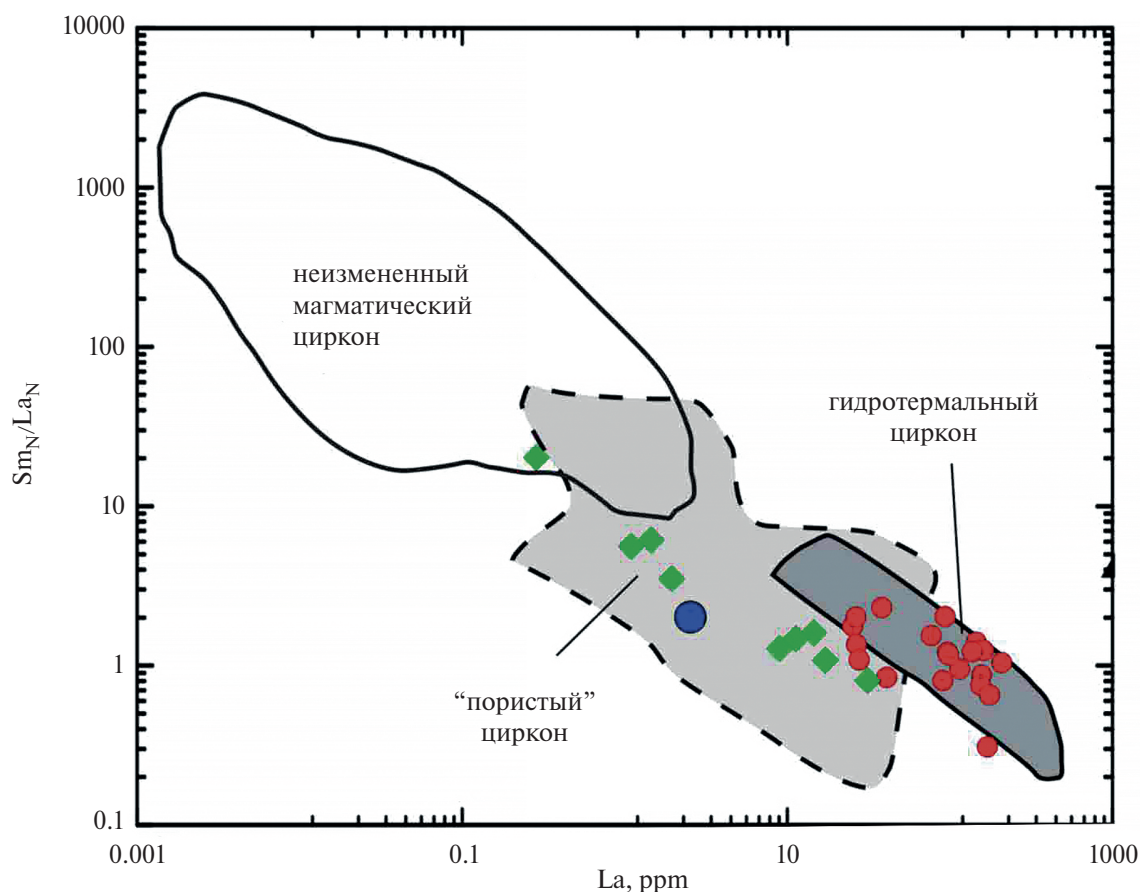


Рис. 6. Соотношение La и Sm_N/La_N -отношения для циркона из гнейсов хапчанской серии (образец 225–2). Поля составов приведены по (Hoskin, 2005; Grimes et al., 2009; Bouvier et al., 2012). Условные обозначения см. на рис. 5.

основной части циркона, что говорит о максимально сохранившихся в точке 18.1 геохимических магматических характеристиках.

Соотношение содержания в цирконе H_2O и V, элемента-индикатора флюидного воздействия, также указывает на меньшую степень изменения состава под влиянием флюида для основной части циркона, и более значительную степень изменения — для ядер, кроме точки 18.1, отличающихся от основной части циркона существенным увеличением содержания этих компонентов (рис. 5д).

На диаграмме соотношения галогенов в составе циркона (F и Cl) тренды для составов основной части и ядер разделяются (рис. 5е). Основная часть циркона демонстрирует рост содержания Cl (до 372 ppm) при относительно низком и постоянном содержании F. Ядра циркона отличаются пропорциональным увеличением содержания галогенов, при этом содержание Cl не превышает 250 ppm.

На диаграмме соотношения содержания La и отношения Sm_N/La_N , предложенного (Hoskin, 2005), характеризующего степень фракционирования LREE, половина фигуративных точек для основной части циркона и ядро с точкой 18.1 расположены в области пересечения полей неизменного

магматического и “пористого” циркона, преобразованного под воздействием флюида (рис. 6). Остальные точки компактно сгруппированы в поле гидротермального циркона, отличающегося максимальным уровнем содержания легких REE и пологим спектром их распределения. Эволюция составов циркона от магматических в сторону гидротермальных характеристик в результате воздействия флюидов и/или флюидонасыщенных расплавов наблюдается как на позднемагматических этапах, так и при аллохимическом метаморфизме и постмагматических процессах (Zhao et al., 2022; Скублов и др., 2024).

Ранее было установлено, что циркон из гранулитов далдынской серии Анабарского щита, по сравнению с цирконом из гранулитов других регионов мира, имеет геохимические признаки, отражающие воздействие флюида, обогащенного несовместимыми элементами (инверсию Eu-аномалии и редукцию Ce-аномалии, выполаживание спектра в области LREE, обогащение неформальными элементами — Ca, Ti, Sr; Сергеева и др., 2016). По-видимому, такие особенности являются региональными, и фиксируются также в рассмотренном выше гранулитовом цирконе.

В итоге возможно предположить следующую модель (рис. 7) образования гетерогенного циркона, обнаруженного в метапелитах (гнейсах) хапчанской серии Хапчанского террейна Анабарского щита. Вначале был образован магматический циркон (I на рис. 7), протолит и область сноса для которого конкретизировать сложно. После размытия неустановленного кристаллического массива, зерна циркона попали в состав осадочной породы. Единственным наименее измененным представителем этой группы (протолита) является ядро (точка 18.1 на рис. 2), индивидуальное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста для которого составляет 1971 ± 19 млн лет. Содержание Hf около 10000 ppm и дифференцированный характер распределения тяжелых REE в этой точке позволяют предположить, что протолитом выступили гранитоиды.

Во время гранулитового метаморфизма осадочных пород магматический циркон подвергся интенсивному воздействию флюида. Изменения коснулись как U–Pb изотопной системы (возраст циркона был “перезагружен” на время метаморфизма около 1920–1930 млн лет, за исключением одного зерна, точка 18.1), так и состава самого циркона — магматические ядра были в значительной степени перекристаллизованы в твердом виде (II, по механизму, изложенному в (Hoskin, Black, 2000)). Далее, некоторые ядра были растворены вплоть до практически полного исчезновения первичного магматического циркона (III). В обоих случаях состав циркона был резко обогащен несовместимыми

элементами (Ca, Ti, Pb, Sr, Ba и ряд других), а сохранившиеся ядра оказались окаймлены новой популяцией циркона (черной в CL-изображении). Образование черного в CL циркона, повсеместно присутствующего в ядрах, вероятно, было связано непосредственно с метаморфическим флюидом, на что указывает аномально высокое содержание летучих компонентов (H_2O , V и галогенов). Хотя гранулитовый метаморфизм и считается условно “сухим”, а связанный с ним флюид — преимущественно углекислотным, были получены данные о возможных вариациях его состава: возрастание активности воды и возникновение щелочных концентрированных рассолов (Touret, Huizenga, 2011; Бушмин и др., 2020). Следует отметить преобладание F над Cl в процессе преобразования магматических ядер. Спектры распределения REE в перекристаллизованных ядрах приобрели нетипичный для циркона профиль “крыльев птицы”, ранее установленный для минералов, испытывших интенсивное флюидное воздействие. На дискриминационной диаграмме (рис. 6) фигуративные точки для ядер попадают в поле циркона гидротермально-метасоматического генезиса.

После ослабления реакционной способности флюида, произошла кристаллизация основной части зерен циркона (IV на рис. 7). Ее особенностью является характерное внутреннее строение с незакономерной секториальностью и окраской в серых тонах в CL-изображении, типичное для гранулитового циркона (Finch, Hanchar, 2003). По составу

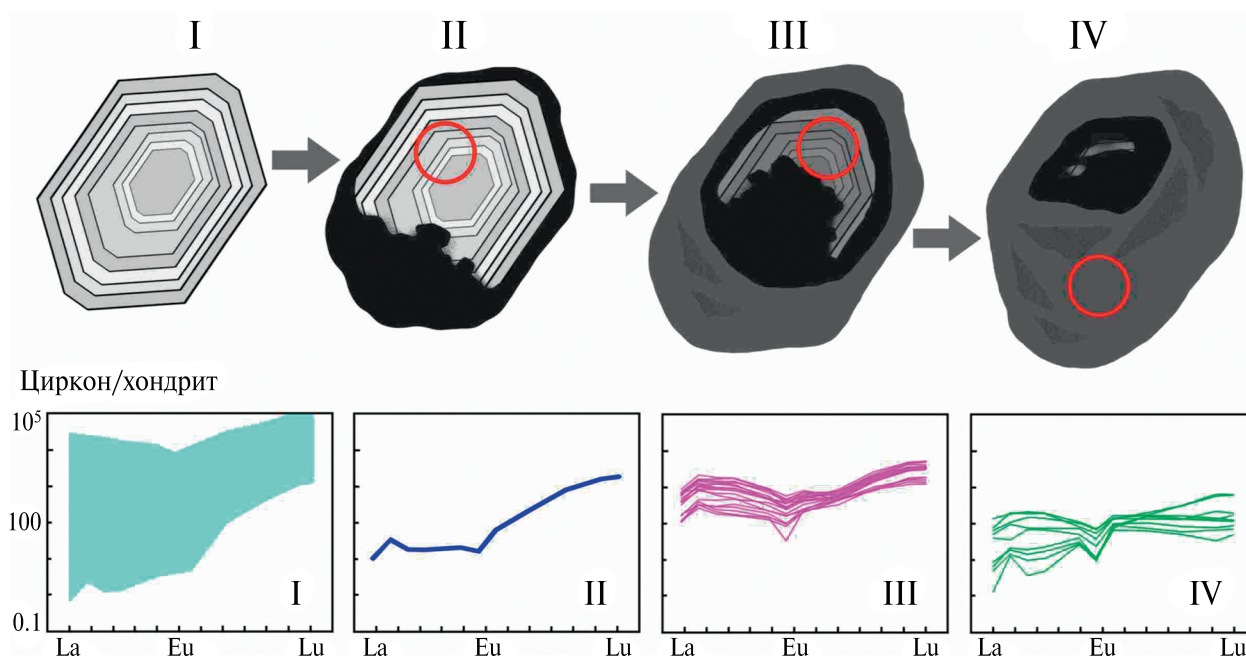


Рис. 7. Модель перекристаллизации магматического циркона в процессе палеопротерозойского гранулитового метаморфизма при активном флюидном воздействии в Хапчанском террейне Анабарского щита (пояснения приведены в тексте). Выделенная область соответствует составу цирконов из гранитоидов по (Belousova et al., 2002).

эта популяция циркона менее обогащена несовместимыми элементами, чем ядра, и более выдержанная по составу. Общее содержание REE в цирконе становится меньше, чем в ядрах, примерно в 15 раз. В области тяжелых REE устойчиво повторяется горизонтальный характер распределения, что свидетельствует о совместной кристаллизации циркона и граната. На дискриминационной диаграмме основная часть зерен находится в области “пористого” циркона (подвергнувшегося флюидному воздействию), в которую, как правило, попадает также и метаморфический циркон. Оценка температуры кристаллизации основной части зерен по “Ti-в-цирконе” термометру проведена для точек с пониженным уровнем содержания легких REE и Ti, которые могут совместно привноситься флюидом при метаморфизме. Для 4 точек значения температуры варьируют в узком диапазоне 800–830 °C, что в целом согласуется с независимыми оценками параметров гранулитового метаморфизма.

Все изученные домены циркона — как измененные при метаморфизме ядра (за исключением наименее измененного ядра с возрастом около 1970 млн лет), так и собственная популяция гранулитового циркона — основная часть зерен, на диаграмме с конкордией Везерилла образуют единый тренд, большинство точек в котором лежит на дискордии с нулевым нижним пересечением и верхним пересечением, подтвержденным конкордантным кластером со значением возраста около 1920–1930 млн лет. Это значение возраста соответствует ранее полученным для района исследования оценкам времени палеопротерозойского гранулитового метаморфизма. Совершенно нетипичным является только то, что ядра циркона не сохранили (за одним исключением) возрастные метки магматического протолита, а целиком перестроились при метаморфизме как в отношении U–Pb изотопной системы, так и в отношении редкоэлементного состава, также нехарактерного как для магматического, так и для гранулитового циркона. Единственным на данный момент объяснением наблюдаемых изотопно-геохимических особенностей циркона является исключительная интенсивность воздействия флюида при метаморфизме гранулитовой фации, наложенного на породы Хапчанского террейна Анабарского щита.

На основании проведенного исследования вытекают некоторые региональные следствия. Магматический циркон с возрастом 1971 ± 19 млн лет в ядре зерна 18.1 (рис. 2, к сожалению, единичное зерно), дает основание предполагать, что при формировании метапелитов хапчанской серии происходил размыв гранитоидов билляхского комплекса (U–Pb возраст циркона 1983 ± 3 – 1971 ± 4 млн (Смелов и др., 2012), к тому времени уже вышедших на поверхность в Билляхской тектонической зоне. Тем самым, время завершения осадконакопления в Хапчанском бассейне

ограничивается интервалом 1980–1930 млн лет. В связи с тем, что гранитоиды билляхского комплекса не подверглись существенному метаморфизму, подтверждается заключение О. М. Розена с коллегами (2006), что метаморфизм с возрастом 1920–1930 млн лет был проявлен не повсеместно.

ВЫВОДЫ

Результаты исследования редкоэлементного состава и U–Pb возраста циркона из гнейсов хапчанской серии Хапчанского террейна Анабарского щита позволяют сделать следующие выводы:

1. Гранулитовый палеопротерозойский метаморфизм оказал сильное воздействие на U–Pb систему циркона, показывающую время регионального метаморфизма около 1920–1930 млн лет.

2. В результате интенсивного воздействия флюида, обогащенного несовместимыми элементами, магматические ядра были перекристаллизованы или растворены флюидом вплоть до полного исчезновения первичного циркона. В обоих случаях состав циркона был резко обогащен несовместимыми элементами (Ca, Ti, Pb, Sr, Ba и ряд других), а сохранившиеся ядра оказались окаймлены новой популяцией циркона, черной в CL-изображении. Спектры распределения REE в перекристаллизованных ядрах приобрели нетипичный для циркона профиль “крыльев птицы”, являющийся индикатором воздействия флюида (Скублов, 2005).

3. Основная часть (“мантия”) зерен, типичная для гранулитового циркона и включающая перекристаллизованные ядра, менее обогащена несовместимыми элементами, что свидетельствует об ослаблении реакционной способности флюида. В области тяжелых REE устойчиво повторяется горизонтальный характер распределения, что свидетельствует о совместной кристаллизации циркона и граната. Оценка температуры кристаллизации циркона варьирует в узком диапазоне 800–830 °C.

Авторы признательны научному редактору журнала А. Б. Кузнецову и рецензентам Т. В. Каулиной и Е. Н. Терехову за высказанные замечания и внимание к работе. Авторы благодарят Е. В. Потапова и С. Г. Симакина (ЯФ ФТИ РАН) за помощь в аналитических исследованиях циркона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00098, <https://rscf.ru/project/23-27-00098/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бушмин С. А., Вапник Е. А., Иванов М. В., Лебедева Ю. М., Савва Е. В. (2020) Флюиды гранулитов высоких давлений. *Петрология*. **28**(1), 23–54.
- Bushman S. A., Ivanov M. V., Lebedeva Y. M., Savva E. V., Vapnik Y. A. (2020) Fluids in high-pressure granulites. *Petrology*. **28**(1), 17–46.

- Горохов И. М., Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Васильева И. М., Ризванова Н. Г., Липенков Г. В., Дубинина Е. О. (2019) Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия (Северная Сибирь): изотопная С—О геохимия и Pb—Pb возраст доломитов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **27**(5), 19–35.
- Горохов И. М., Кузнецов А. Б., Васильева И. М., Константинова Г. В., Дубинина Е. О., Липенков Г. В., Ризванова Н. Г. (2022) Изотопные составы Sr и Pb в доломитах билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемотратиграфии и геохронологии. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **30**(4), 22–51.
- Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Скублов С. Г., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н. (2017) Состав и соотношения ранне- и позднеархейских гранулитов в бекелехской толще Анабарского щита (Сибирский кратон). *Регион. геология и металлогения*. (70), 17–35.
- Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Ларионов А. Н., Скублов С. Г. (2020) Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон. *Петрология*. **28**(2), 115–138.
- Гусев Н. И., Романова Л. Ю., Скублов С. Г. (2023) Эволюция метаморфизма в Хапчанской зоне Анабарского щита по редкоземельному составу циркона из гнейсов. *Современные проблемы геохимии*. Материалы конференции молодых ученых (Иркутск, 11–16 сентября 2023 г.) Иркутск: Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, 48–50.
- Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Скублов С. Г. (2021) Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона. *Петрология*. **29**(2), 115–135.
- Зайцева Т. С., Семихатов М. А., Горохов И. М., Сергеев В. Н., Кузнецов А. Б., Ивановская Т. А., Мельников Н. Н., Константинова Г. В. (2016) Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **24**(6) 3–29.
- Ножкин А. Д., Лиханов И. И., Савко К. А., Крылов А. А., Серов П. А. (2019) Сапфириносодержащие гранулиты Анабарского щита. *Геохимия*. **64**(5), 486–502.
- Nozhkin A. D., Likhanov I. I., Savko K. A., Krylov A. A., Serov P. A. (2019) Sapphirine-bearing granulites of the Anabar Shield. *Geochem. Int.* **57**(5), 524–539.
- Ножкин А. Д., Туркина О. М., Сальникова Е. Б., Лиханов И. И., Савко К. А. (2022) Чарнокиты центральной части Анабарского щита: распространение, петрографический состав, возраст и условия формирования. *Геохимия*. **67**(8), 703–716.
- Nozhkin A. D., Turkina O. M., Sal'nikova E. B., Likhanov I. I., Savko, K. A. (2022) Charnockites of the central part of the Anabar Shield: distribution, petrogeochemical composition, age, and formation conditions. *Geochem. Int.* **60**(8), 711–723.
- Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К., Бибикина Е. В., Злобин В. Л. (2000) Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона. *Геология и геофизика*. **41**(2), 163–180.
- Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. (2006) *Сибирский кратон: формирование, алмазоносность*. М.: Научный мир, 212.
- Сергеева Л. Ю., Скублов С. Г., Гусев Н. И., Мельник А. Е. (2016) Геохимия циркона из гранулитов далдынской серии, Анабарский щит. *Записки РМО*. (6), 20–44.
- Скублов С. Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 147 с.
- Скублов С. Г., Левашова Е. В., Мамыкина М. Е., Гусев Н. И., Гусев А. И. (2024) Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона. *Записки Горного института*, 1–24.
- Скублов С. Г., Березин А. В., Бережная Н. Г. (2012) Общие закономерности состава цирконов из экологитов по редким элементам применительно к проблеме возраста экологитов Беломорского подвижного пояса. *Петрология*. **20**(5), 470–494.
- Смелов А. П., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Березкин В. И., Кравченко А. А., Добрецов В. Н., Великославинский С. Д., Яковлева С. З. (2012) Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит. *Петрология*. **20**(3), 315–330.
- Строение земной коры Анабарского щита (ред. В. М. Моралев) (1986). М.: Наука. 198 с.
- Турченко С. И., Розен О. М. (2012) Минерагения Анабарского щита. *Отечественная геология*. (3), 8–16.
- Федотова А. А., Бибикина Е. В., Симакин С. Г. (2008) Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. *Геохимия*. (9), 980–997.
- Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. (2008) Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochem. Int.* **46**(9), 912–927.
- Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Fisher N. L. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**(5), 602–622.
- Bouvier A. S., Ushikubo T., Kita N. T., Cavosie A. J., Kozdon R., Valley J. W. (2012) Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.* **163**(5), 745–768.
- Finch R. J., Hancher J. M. (2003) Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**(1), 1–25.

- Fu B., Page F. Z., Cavosie A. J., Fournelle J., Kita N. T., Lackey J. S., Wilde S. A., Valley J. W. (2008) Ti-in-zircon thermometry: Applications and limitations. *Contrib. Mineral. Petrol.* **156**, 197–215.
- Geisler T., Schleicher H. (2000) 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.* **163**, 269–285.
- Grimes C. B., John B. E., Cheadle M. J., Mazdab F. K., Wooden J. L., Swapp S., Schwartz J. J. (2009) On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.* **158**(6), 757–783.
- Hinton R. W., Upton B. G. J. (1991) The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **55**, 3287–3302.
- Hoskin P. W. O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **69**(3), 637–648.
- Hoskin P. W. O., Black L. P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metam. Geol.* **18**, 423–439.
- Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite Northern Timan: zircon ages of gabbros and syenites. In: The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica (Eds D. G. Gee, V. Pease). *Geol. Soc., London, Mem.* **30**, 69–74.
- McDonough W. F., Sun S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223–253.
- Möller A., O'Brien P. J., Kennedy A., Kroner A. (2002) Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J. Metam. Geol.* **20**, 727–740.
- Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D. (1994) Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. *Developments in Precambrian Geology.* **11**, 411–459.
- Rosen O. M., Turkina O. M. (2007) The oldest rock assemblages of the Siberian Craton. In: Precambrian ophiolites and related rocks. *Development in Precambrian Geology.* **15**, 793–842.
- Rubatto D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **184**, 123–138.
- Touret J. L., Huizenga J. M. (2011) Fluids in granulites. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **207**, 25–37.
- Trail D. (2018) An accessory mineral and experimental perspective on the evolution of the early crust. *Amer. Mineral.* **103**, 1335–1344.
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D. (1999) Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**, 380–404.
- Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **151**, 413–433.
- Zhao X., Li N. B., Huizenga J. M., Zhang Q. B., Yang Y. Y., Yan S., Yang W. B., Niu H. C. (2022) Granitic magma evolution to magmatic-hydrothermal processes vital to the generation of HREEs ion-adsorption deposits: Constraints from zircon texture, U–Pb geochronology, and geochemistry (2022). *Ore Geol. Rev.* **146**, 104931.
- Zlobin V. L., Rosen O. M., Abbyasov A. A. (2002) Two metasedimentary basins of the Early Precambrian granulites of the Anabar Shield (Polar Siberia): normative mineral compositions calculated by the MINLITH program and basin facies interpretations. *Fluvial Sedimentology VII. IAS Sp. Publ.* **35**, 275–291.

**TRACE ELEMENT COMPOSITION OF DISCORDANT ZIRCON
AS A REFLECTION OF THE FLUID REGIME OF PALEOPROTEROZOIC
GRANULITE METAMORPHISM
(KHAPCHAN TERRANE, ANABAR SHIELD)**

© 2024 S. G. Skublov^{a, *}, N. I. Gusev^b, L. I. Salimgaraeva^a, L. Yu. Romanova^b

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
Makarova emb. 2, Saint Petersburg, 199034 Russian*

^b*A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute,
Sredny Prospect 74, St. Petersburg, 199106 Russian*

*e-mail: skublov@yandex.ru

New data on the U–Pb age (SHRIMP-II) and anomalous trace element composition (SIMS) of zircon from gneisses of the Khapchan Group of the Khapchan terrane of the Anabar Shield are presented. The gneisses contain igneous zircon with a core whose age is 1971 ± 19 Ma. During the main stage of granulite metamorphism, the igneous zircon cores became enriched in incompatible elements (Ca, Ti, Pb, Sr, Ba) and were surrounded by a new zircon population (black in the CL image). The REE distribution patterns in the recrystallized cores acquired a “bird’s wing” profile atypical for zircon. At the final stage of metamorphism, after the fluid lost its reactivity, a new population of zircon crystallized, less enriched in incompatible elements and with a typical REE patterns for granulite zircon. The horizontal pattern of HREE distribution is consistently repeated, which indicates the co-crystallization of zircon and garnet. The estimated crystallization temperature of the main part of zircon varies in a narrow range of 800–830 °C. All zircon domains in the Wetherill diagram with concordia form a single trend with a zero lower intercept and a concordant upper intercept around 1920–1930 Ma. This value corresponds to the age of regional Paleoproterozoic granulite metamorphism. A unique feature of zircon from the Khapchan gneisses is that the zircon cores did not retain the age marks of the protolith, but were completely reset during metamorphism both in terms of the U–Pb system and the trace element composition, which can be explained by the exceptional intensity of the impact of fluid during metamorphism of the granulite facies, superimposed on the rocks of the Khapchan terrane of the Anabar Shield.

Keywords: zircon, granulites, fluid regime, U–Pb dating, zircon geochemistry, discordia, Khapchan terrane, Anabar Shield