

АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАМСКО-ВЯТСКОЙ ЗОНЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

© 2025 г. М. О. Аносова^{а, *}, О. В. Астраханцев^а, А. В. Постников^б, А. А. Федотова^а,
Т. И. Кирнозова^а, М. М. Фугзан^а, И. А. Сабиров^б

^а Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^б Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И. М. Губкина,
Ленинский пр-т., дом 65, Москва, 119991 Россия

*e-mail: anosova@geokhi.ru

Поступила в редакцию 03.02.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к публикации 23.08.2024 г.

История формирования гранулитовых комплексов имеет фундаментальное значение для понимания процессов образования ранней континентальной коры. В работе показаны результаты изотопно-геохронологического исследования пород, представляющих главные структурно-вещественные комплексы Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона — эндебитов отрадненской серии и кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива. По полученным Sm-Nd изотопным данным рассчитаны модельные возрасты кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива и эндебитов отрадненской серии — 3.2 и 3.0 млрд лет соответственно. U-Pb изотопно-геохимическое исследование циркона из кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива и эндебитов отрадненской серии выполнено методом LA-ICP-MS. Циркон из кварцевых диоритов показал архейское время формирования протолита плагиогранитоидов Танайского массива. Этот возрастной интервал — 3.04–2.98 млрд лет — включает стадию наиболее раннего гранулитового метаморфизма, следующего непосредственно за эпизодом магматизма. Циркон из слабозагнейсованных эндебитов отрадненской серии разделяется на две возрастные группы: 3.0–2.8 млрд лет и 2.75–2.60 млрд лет. В каждой из указанных возрастных групп циркона выделяется несколько генераций по совокупности морфологических особенностей, внутреннему строению кристаллов и их изотопно-геохимическим характеристикам (содержания Th, U и величина Th/U). Во временном интервале 3.0–2.8 млрд лет установленные генерации зерен циркона фиксируют следующие события: формирование первичных эндебитов, локально проявленное частичное плавление в условиях гранулитовой фации и регрессивный этап метаморфизма в пограничных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. С учетом модельного возраста эндебитов, впервые получена оценка возраста отрадненской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента — 3.0 ± 0.1 млрд лет. Во временном интервале 2.75–2.60 млрд лет циркон слабозагнейсованных эндебитов фиксирует наиболее мощный эпизод гранулитового метаморфизма, широко проявленный во всем Волго-Уральском сегменте. Его сменяет регрессивный метаморфизм, сопровождающийся привносом водосодержащего флюида и снижением температуры.

Ключевые слова: архей, протерозой, циркон, U-Pb и Sm-Nd изотопные системы, геохронология, Волго-Уральский сегмент, эндебиты, гранулиты, модельный возраст, Восточно-Европейский кратон

DOI: 10.31857/S0016752525010029, EDN: GQELAQ

ВВЕДЕНИЕ

Определение последовательности магматических и метаморфических процессов и времени их проявления позволяет понять механизмы фор-

мирования древней континентальной коры, остающиеся предметом дискуссий (например, Belousova et al., 2010; Condie, 2018; Hawkesworth et al., 2010, 2020). Время максимального проявления ареально-го гранулитового метаморфизма является ключе-

вым параметром для реконструкций, так как исследователи соотносят его со временем стабилизации континентальной коры (Hawkesworth et al., 2010). Методы локального U-Pb изотопного анализа дают возможность изучить разновозрастные зоны циркона. Вместе с тем подходы к интерпретации изотопно-геохимических данных, полученных по циркону, и их сопоставление с процессами кристаллизации и перекристаллизации пород, в том числе неоднократно испытывавших метаморфизм, не всегда очевидны (Whitehouse, Kamber, 2005; Каулина, 2010; Глебовицкий и др., 2008; Kohn, Kelly, 2018; Kunz et al., 2018). Отсутствие прямых данных о возрасте пород Камско-Вятской зоны, одной из наиболее протяженных структур кристаллического фундамента Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (далее ВЕК) (Бог-

данова, 1986; Bogdanova, Gorbatshev, 2016), препятствовало расшифровке истории геологического развития региона.

Задача данного исследования состояла в определении возраста пород двух наиболее распространенных структурно-вещественных комплексов Камско-Вятской зоны — слабаразгнейсованных эндербитов отрядненской серии, представляющих гранулитовый комплекс (обр. Пр 143-1) и метаморфизованных кварцевых диоритов Танайского плагиигранитоидного массива (обр. ТБ 238-4) (рис. 1). Исследованы Sm-Nd изотопные характеристики и рассчитаны модельные возрасты, давшие возможность охарактеризовать протолит этих пород. Работа основана на взаимосвязанном изучении петрографических особенностей полихронных метаморфических пород, морфологии и внутреннего строения кристаллов цирко-

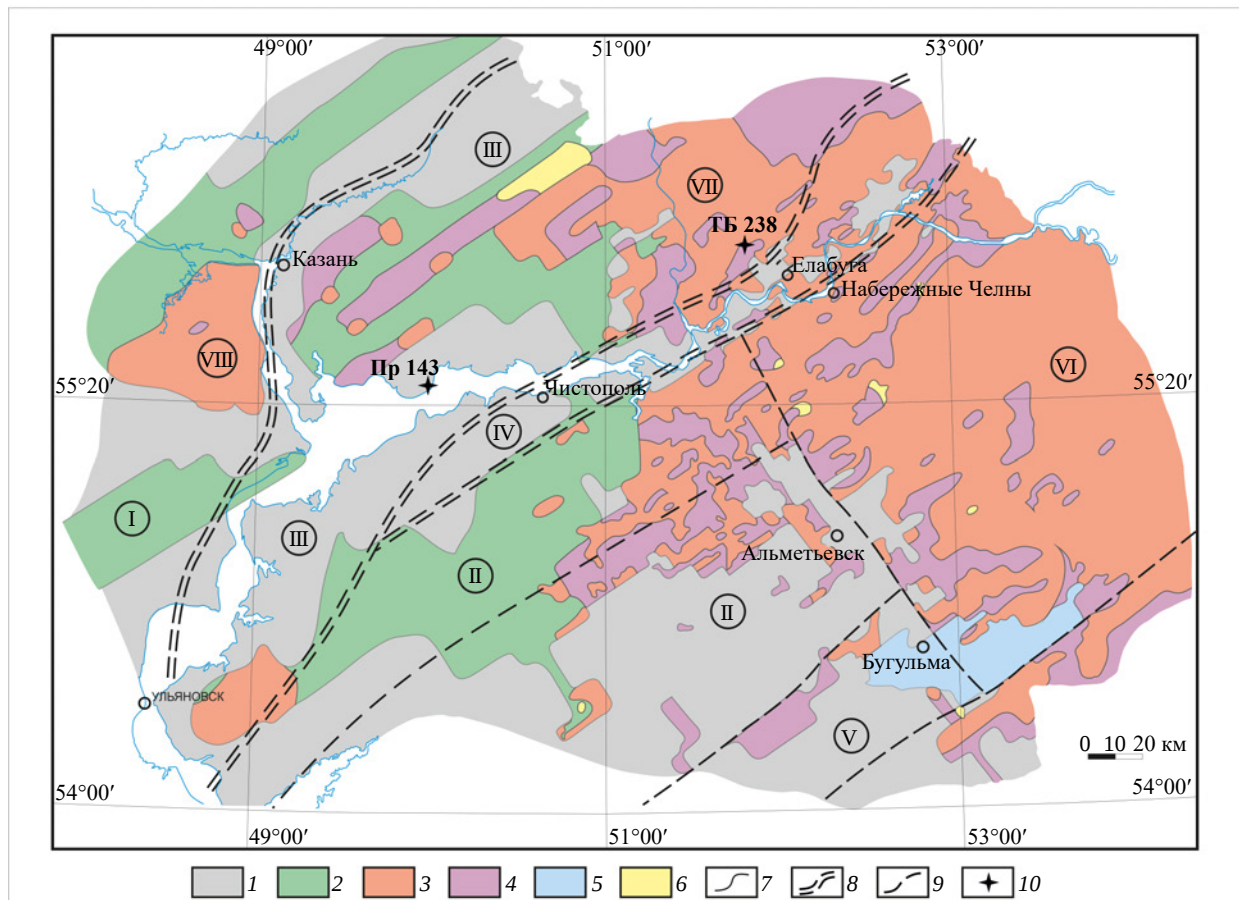


Рис. 1. Схема геологического строения кристаллического фундамента Татарстана (по материалам А. В. Постникова и С. В. Богдановой) (Богданова, 1986; Бибикова и др., 2015; Bogdanova et al., 2016, Доплатформенные..., 1992):

Условные обозначения: 1 — гранулит-гнейсы отрядненской серии, 2 — биотит-амфиболовые плагиигнейсы нерасчлененные, 3 — гранитоидные и гранито-гнейсовые комплексы, 4 — зоны мигматитов, 5 — анортозиты Туймазинского массива, 6 — вулканогенно-осадочные толщи архея и раннего протерозоя, 7 — геологические границы, 8–9 — границы крупных тектонических блоков и линейных складчатых зон: 8 — первого порядка, 9 — второго порядка, 10 — места расположения скважин.

Римские цифры — тектонические элементы кристаллического фундамента Татарстана. Тектонические блоки: I — Токмовский блок, II — Южнотатарский блок Средневолжского мегаблока; Линейно-складчатые зоны: III — Камско-Вятская зона, IV — Елабужская зона, V — Жигулевско-Туймазинский пояс; Гранитоидные и гнейсо-гранитовые комплексы: VI — Бакалинский гнейсо-гранитовый массив, VII — Танайский плагиигранитоидный массив, VIII — Свияжский гранитоидный массив.

на, содержания Th и U и данных изотопного U-Pb исследования циркона. Результаты позволили определить время образования и перекристаллизации пород главных структурно-вещественных комплексов Камско-Вятской зоны, и рассмотреть проблему восстановления ранних стадий формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента ВЕК.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Волго-Уральский сегмент является одной из трех главных составных частей Восточно-Европейского кратона (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2016). Волго-Уральский сегмент представляет собой область ареального распространения преимущественно архейских пород, испытавших тектонотермальную переработку в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в мезо-, неоархейское и палеопротерозойское время.

Архейские породы представлены гранулитогнейсами отрадненской серии, высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами большечеремшанской серии (рис. 1). Последние рассматриваются как супракrustальные образования. Восточную часть Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона составляют гранито-гнейсовые комплексы Бакалинского и Танайского массивов (Богданова, 1986; Бибикина и др., 2015; Доплатформенные..., 1992).

В силу широкого развития мощного (1.5–3 км) осадочного чехла в пределах Волго-Уральского сегмента данные о строении фундамента в его пределах основаны на результатах бурения и геофизических исследованиях. Архейские и палеопротерозойские породы составляют сводово-глыбовые структуры – мегаблоки, разделенные палеопротерозойскими линейными зонами (Богданова, 1986; Доплатформенные..., 1992). Наиболее крупными из них являются Волго-Камский и Средневожский мегаблоки (Bogdanova et al., 2016), составляющие северо-западную и юго-восточную части Волго-Уральского сегмента соответственно. Они разделены Камско-Вятской и, сменяющей ее по простиранию с северо-востока на юго-запад и запад, Владимирско-Казанской линейными зонами (Богданова, 1986; Доплатформенные..., 1992; Bogdanova et al., 2016).

Кристаллические комплексы фундамента Камско-Вятской зоны представлены двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и гнейсами, гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами, энтербитогнейсами отрадненской серии. В единичных случаях скважинами вскрываются мелкие тела габброидов и небольшие массивы чарнокитоидов. Северо-восточную часть изученной территории занимает Танайский массив, в составе которого преобладают породы гранодиорит-плагиогранитной серии. Наиболее поздними интрузиями являются тела микроклиновых гранитов, запечатывающих

архейскую и палеопротерозойскую структуру Камско-Вятской зоны.

В вещественном отношении Камско-Вятская зона тяготеет к Средневожскому мегаблоку, сложенному породами преимущественно архейского возраста. Комплексы пород, типичные для Средневожского мегаблока, распознаются в Камско-Вятской зоне наряду с породами не выявленными или менее распространенными в Средневожском мегаблоке (Бибикина и др., 2015).

Гранулитогнейсовая область Средневожского мегаблока сформирована, по всей видимости, в основном в неоархейское время. Магматические образования различного состава (энтербиты, чарнокитоиды, кварцевые диориты) кристаллизовались около 2.7 млрд лет назад (данные ID-TIMS, (Бибикина и др., 1994)). Однако детальное изучение магматических и метаосадочных комплексов позволяет выявить и более ранние эпизоды формирования коры. Бакалинский массив Средневожского мегаблока, изученный U-Pb (ID-TIMS), U-Th-Pb (SIMS) и Lu-Hf методами, включает четыре комплекса гранитоидов, отличные по возрасту, породы кристаллизовались в интервале 3.3–2.6 млрд лет (Бибикина и др., 2008; Bogdanova et al., 2010). Изучение разрезов с доминирующими высокоглиноземистыми гнейсами, объединенными в большечеремшанскую серию (Лапинская, Богданова, 1976), изотопно-геохимическими и геохронологическими методами (U-Pb данные по обломочным цирконам и Sm-Nd данные по породам), показало, что раннеархейский материал широко представлен в составе терригенного протолита метаморфических пород большечеремшанской серии. Выявлены обломочные цирконы с возрастом более 3 млрд лет (Бибикина и др., 2015).

Вдоль юго-восточной границы Камско-Вятской зоны со Средневожским мегаблоком выделяется Елабужский пояс сдвиговых и надвиговых дислокаций. Он представляет собой систему узких тектонических клиньев, ориентированных согласно простиранию структур Камско-Вятской линейной зоны. Разломы и приуроченные к ним зоны диафтореза срезают архейскую складчатую структуру. Отмечаются четкие признаки палеопротерозойской перестройки архейского структурного плана (Богданова, 1986; Федотова и др., 2019).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика и петрографическое описание образцов

Танайский плагиогранитоидный массив исследован на примере пород, вскрытых Танайско-Бехтеревской скважиной 238 в интервале 1772.7–1776.7 м (4 м) и представляющих типичный разрез фундамента Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента. В разрезе преоблада-

ют кварцевые диориты, полосами переходящие в биотит-роговообманковые (иногда куммингтоновые) плагиогнейсы и включающие тонкие (до 2 см) прожилки плагиогранитов (рис. 2а, б, в, г). Участками, преимущественно в лейкократовых обособлениях, присутствует до 15 об. % микроклина.

Для анализа выбран образец слабо разгнейсованного и мигматизированного кварцевого диорита (далее ТБ 238-4), обладающего среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой, обусловленной гипидиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза (An 26-32) (45–50 об. %), призматическими — роговой обманки (15–20 об. %) и пластинчатыми — биотита (10–15 об. %) и ксеноморфным кварцем (15–20 об. %). Акцессорные и рудные — циркон, апатит, алланит (ортит), магнетит.

Ориентировка зерен роговой обманки (плеохроизм от светло-желтого до бутылочно-зеленого) и, в особенности, биотита (плеохроизм от светло-желтого до темно-бурого, с красноватым оттенком) отчасти подчинена направлению гнейсовидности.

Переменный состав плагиоклаза и наличие в нем слабо выраженной зональности, при которой в центральных частях зерен отмечаются антипертитовые вроски, позволяет предположить формирование породы за счет переработки (частичного плавления?) эндербитового субстрата (рис. 2д).

Зерна циркона могут находиться как между зернами пороодообразующих минералов, так и в качестве включений в биотите, окруженных плеохроичными “двориками”. При этом в кристаллах циркона иногда отмечается зональность, отражающая многостадийность их образования (рис. 2е).

Гранулитовый комплекс Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента исследован на примере типичного разреза фундамента, вскрытого Приказанской скважиной 143 в интервале 1826.9–1829.1 м (2.2 м). Породы, выбранного для исследования образца (далее Пр 143-1), представляют собой однородные слабаразгнейсованные эндербиты. Структура породы гипидиоморфнозернистая, с элементами лепидогранобластовой в тонких зонах проявления бластокатакластических преобразований. Пороодообразующие минералы представлены плагиоклазом (45–50 об. %), кварцем (30–35 об. %), ортопироксеном (10–15 об. %), биотитом (5–10 об. %), роговой обманкой (до 5 об. %), калиевым полевым шпатом. Акцессорные и рудные минералы: апатит, циркон, магнетит (рис. 3а).

Плагиоклаз в породе распределен равномерно, образует зерна, размерами 0.05–1.5 мм, со средними значениями 0.5–0.9 мм. Плагиоклаз представлен двумя разновидностями — An 34 (андезин) и An 27 (олигоклаз). Андезин преобладает в породе, образует более крупные зерна гипидиоморфных очертаний, включающие, как правило, мелкие антипертитовые вроски (рис. 3б). В результате бластокатакла-

стических преобразований зерна частично деформированы, что выражено в плавном изгибе полисинтетических двойников. Олигоклаз представлен недеформированными изометричными зернами более мелкого размера, не имеющими антипертитовых вросков, приурочен к зонам бластокатаклаза.

Кварц в виде ксеноморфных зерен (до 2 мм) сконцентрирован в зонах неправильной конфигурации, носящих черты окварцевания по отношению к плагиоклазу ранней генерации. Помимо этого, в зонах бластокатаклаза развиваются мелкозернистые (до 0.05 мм) скопления деформированных зерен.

Гиперстен представлен двумя генерациями — более крупными (0.5–1.2 мм) зернами, возможно магматической природы, и окружающими их скоплениями мелких (0.02–0.07 мм) зерен, сформированных в результате бластокатакластических преобразований (рис. 3в).

Биотит (до 0.7 мм) в ассоциации с амфиболом (до 0.8 мм), по-видимому, образуется при преобразовании ортопироксена первой генерации в результате наложенных метаморфических процессов.

Наблюдаемые при микроскопических исследованиях зерна циркона, встречаются в виде вросков в плагиоклазе первой генерации или в интерстициях. Часто имеют отчетливо выраженное зональное строение, различного ранга (рис. 3г).

Методы исследования

Аналитические исследования Sm-Nd изотопной системы образцов пород (кварцевых диоритов ТБ 238-4 и слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1) выполнены на масс-спектрометре TRITON (ГЕОХИ РАН), детально методика приведена в (Ревяко и др., 2012). Воспроизводимость измерений контролировалась по международному стандарту JNdi-1 (Tanaka et al., 2000).

Из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 и образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1 по стандартной методике, основанной на использовании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях, в ИГГД РАН выделен акцессорный циркон. Минеральная фракция циркона изучена под бинокулярном Zeiss Stemi 2000-C, кристаллы вмонтированы в стандартную 25 мм шашку из эпоксидной смолы, пришлифованы и затем поверхность отполирована. Для определения участков кристаллов, пригодных для анализа, зерна циркона изучены на первом этапе на электронном микроскопе JEOL JSM 6610 LV (РГУ нефти и газа (НИУ) им. Губкина) в режиме катодолуминесценции (CL).

Исследования U-Pb изотопной системы циркона методом LA-ICP-MS проведены на масс-спектрометре ELEMENT XR с лазерной приставкой UP-213 (ГЕОХИ РАН) по методике, описанной в работе (Костицын, Аносова, 2013). В качестве

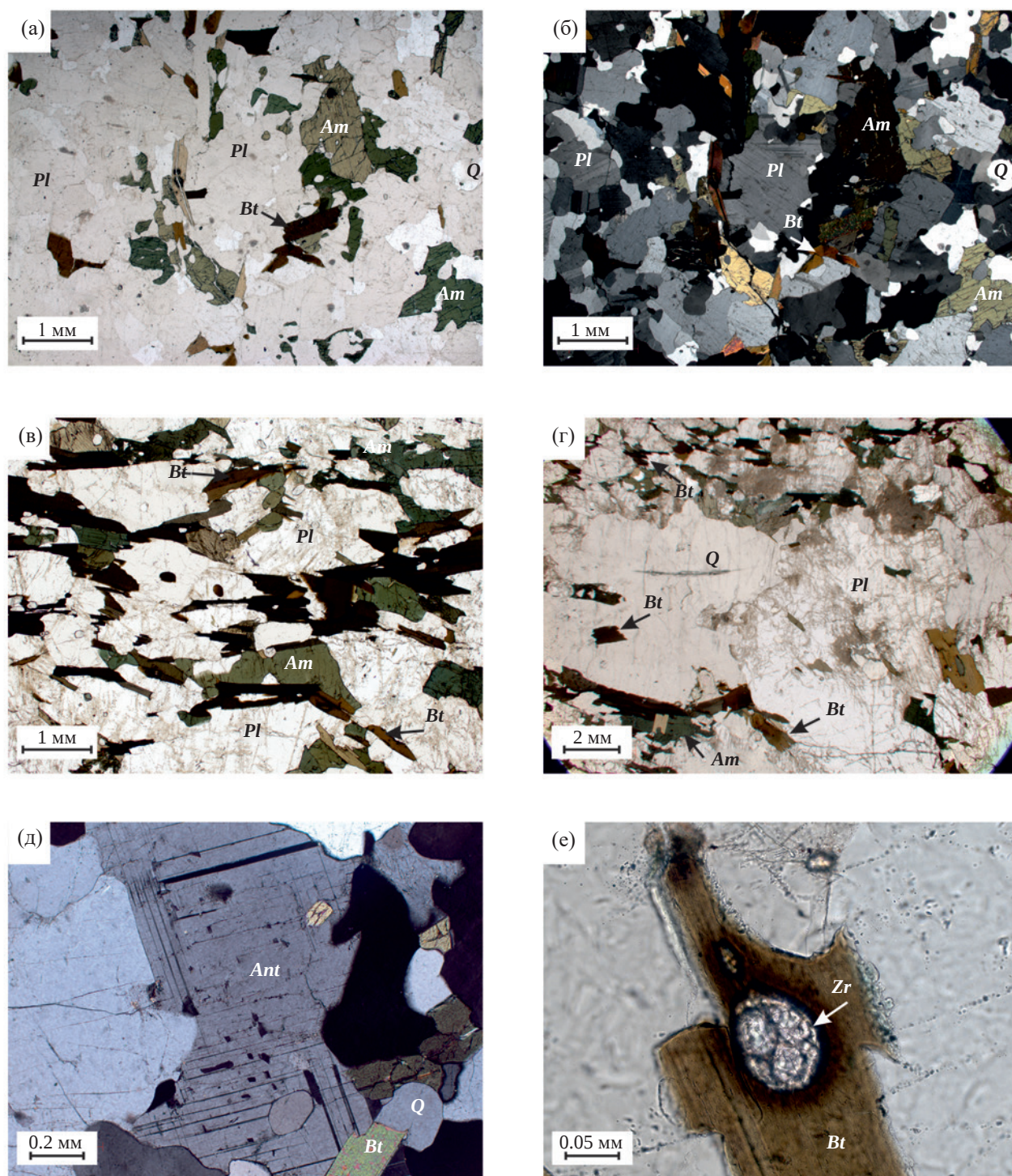


Рис. 2. Петрографические особенности пород Танайского плагиогранитоидного массива Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента: (а) кварцевый диорит, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора; (б) кварцевый диорит, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид с анализатором; (в) биотит-амфиболовый гнейс, гнейсовая текстура, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора; (г) прожилок плагиогранитного состава, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора; (д) антипертитовая структура внутренней части зерна плагиоклаза, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид с анализатором; (е) новообразованная каемка вокруг зерен циркона ранней генерации в биотите, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора.

Am — амфибол, *Ant* — антипертит, *Bt* — биотит, *Pl* — плагиоклаз, *Q* — кварц, *Zr* — циркон.

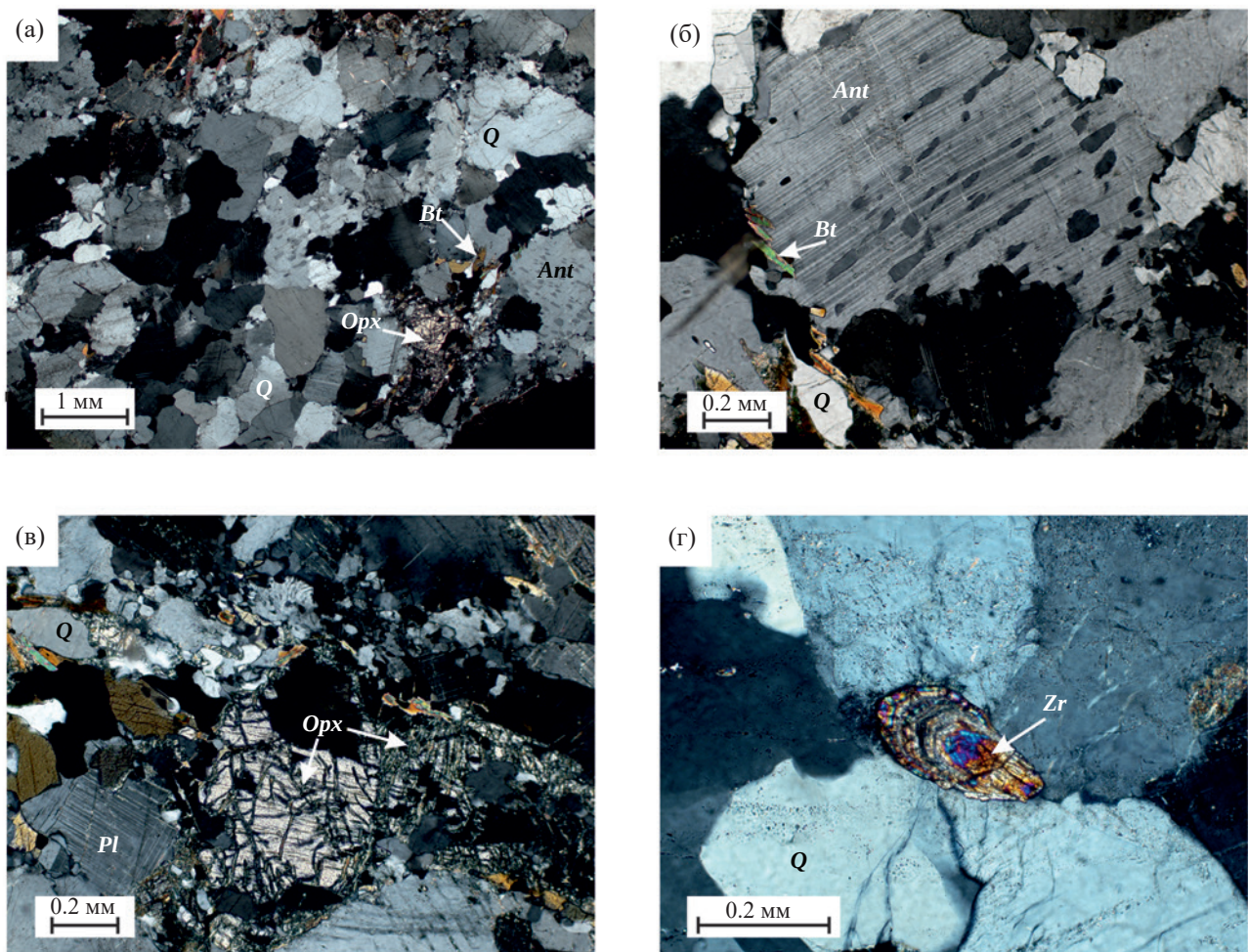


Рис. 3. Петрографические особенности эндербитов гранулитового комплекса Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента: (а) слаборазгнейсованный эндербит, Приказанская скв. 143, вид с анализатором; (б) плагиоклаз первой генерации с антипертитовыми вростками, заметен плавный изгиб двойников, Приказанская скв. 143, вид с анализатором; (в) гиперстен первой генерации в зоне бластокатаклаза, Приказанская скв. 143, вид с анализатором, (г) зональный направленный рост циркона, Приказанская скв. 143, вид с анализатором.

Ant — антипертит, *Bt* — биотит, *Opx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Q* — кварц, *Zr* — циркон.

стандартов использован циркон GJ (Jackson et al., 2004) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). По результатам измерения в данной работе нами получено конкордантное значение возраста стандарта циркона 91500: 1058 ± 5 млн лет, СКВО конкордантности: 2. Полученные данные обрабатывались в программе Glitter (van Achterbergh et al., 1999). Для интерпретации полученных данных и построения диаграмм использовалась программа Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

Детальные изображения циркона для изучения внутреннего строения кристаллов получены на втором этапе на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 (ГЕОХИ РАН) в режиме катодолюминесценции (CL) при ускоряющем напряжении 20 кВ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты исследования Sm-Nd изотопной системы образцов пород, характеризующих основные структурно-вещественные комплексы Камско-Вятской зоны, представлены в таблице 1. Рассчи-

танные модельные возрасты кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива и слабо-разгнейсованных эндербитов отрядненской серии составили 3.2 и 3.0 соответственно. Изотопный состав Nd изученных пород показывает, что протолит мог формироваться вследствие переработки мезоархейской коры или за счет смешения ювенильного мезоархейского материала с добавкой палеоархейского корового вещества. Полученные значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (табл. 1) более низкие, по сравнению со среднекоровым (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Taylor, McLennan, 2009; Chauvel et al., 2014), в большей степени согласуются со вторым предположением.

Циркон из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 представлен изометричными, иногда слабо удлинёнными зёрнами эллипсоидальной формы, реже встречаются призматические кристаллы, изредка — кристаллы короткопризматического габитуса. $K_{\text{удл}}$ зёрна составляет 1:1 до 1:3. Ребра и грани кристаллов

Таблица 1. Результаты Sm-Nd изотопного исследования образцов кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива и Пр 143-1 — слабозагнейсованных эндербитов отрядненской серии

Образец	Порода	[Sm], ppm	[Nd], ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	T_{Nd} , млрд лет
ТБ 238-4	кварцевые диориты	5.06	32.58	0.0939	0.510634	0.000004	3.2
Пр 143-1	эндербиты	6.53	37.64	0.1049	0.510954	0.000004	3.0

Примечания. ¹ Среднее значение по результатам измерения изотопного состава JNdi-1 за период исследования составило $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512113 \pm 4$ (2σ , $N = 11$). Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0.1 %.

² Модельные параметры: мантийный резервуар (конвектирующая мантия) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513099$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.212$. T_{Nd} — модельный возраст.

циркона сглажены. Зерна трещиноваты. Примерно в трети зерен отчетливо выделяется центральная часть (ядро) и оболочки нескольких генераций. Наиболее представительные, пригодные для геохронологического анализа кристаллы были отобраны и смонтированы в шашку в количестве 136 штук. Для всех этих кристаллов проведено катодолюминесцентное исследование (см. Приложение 1; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи), где показаны изображения кристаллов циркона во вторичных электронах (SE) и катодолюминесцентные (CL). Кольцами на рисунках обозначены кратеры в точках анализа LA-ICP-MS). По внутреннему строению и зональности ядер выделяется несколько типов зерен циркона, изображения наиболее характерных представлены на рис. 4.

Первый тип зерен имеет ядра с продольно-параллельной зональностью, характерной для диоритов, габбро-диоритов и более основных пород (рис. 4а, б, в, г). В таких ядрах хорошо различимы грани призмы, острой и тупой бипирамид (рис. 4а, в). В целом, это наиболее вытянутые зерна с $K_{\text{удл}} = 1:2 - 1:3$. Количество таких зерен в выборке составляет 5–7 %.

Часть зерен этого типа имеет хорошо выраженную оболочку, толщиной до 20–40 мкм (рис. 4а, в). Оболочка имеет серые и светло-серые тона катодолюминесценции и отчетливое блочное строение. Подобная структура характерна для циркона, сформированного в условиях высокотемпературного метаморфизма (Каулина, 2010). Вероятно, такая оболочка — сингенетичная ядрам третьего типа зерен, описанного далее.

Второй тип зерен имеет ядра с отчетливо различимыми двумя зонами роста — внутренней и внешней (рис. 4д, ж, и, к). В некоторых зернах проявлена только одна из этих зон роста (рис. 4е). Внутренние зоны роста ядер на катодолюминесцентных изображениях выглядят однородными, темно-серыми. По форме внутренние зоны ядер отвечают сочетанию призмы и тупой бипирамиды. Правильные кристаллографические формы указывают на свободный рост кристалла в расплаве. Средняя и низкая интенсивность катодолюминесценции (темно-серые тона) свидетельству-

ет об относительно высоком содержании урана во внутренних зонах ядер циркона по сравнению с внешними.

Внешние зоны роста ядер имеют отчетливую осцилляторную зональность и более светлые тона. Осцилляторная зональность повторяет контуры внутреннего ядра, но в некоторых случаях подчеркивает ассиметричный рост. Это может быть следствием кристаллизации в стесненных условиях, например, в расплаве с высоким процентным содержанием кристаллической фазы. Более светлый оттенок CL, чем у внутренних зон роста циркона, свидетельствует об относительно понижении содержания урана в расплаве в процессе роста циркона (например, рис. 4и, табл. 2: 238-4-09а, 238-4-09б). Зерна с ядрами этого типа имеют, как правило, изометричную форму — $K_{\text{удл}} = 1:1 - 1:2$ и составляют около 50 % от выборки.

Чуть более одной трети зерен второго типа имеют оболочки (обрастания) двух генераций. Оболочки первой генерации тонкие — толщиной до 10 мкм, прерывистые, с неровными внешними границами (рис. 4ж, к, л, м). Они имеют светлые до белого тона в катодолюминесценции, что свидетельствует об относительно малых содержаниях урана, и, вероятно, отсутствии или малом количестве водосодержащего флюида в момент их кристаллизации. Это, в свою очередь, характерно для гранулитовой фации метаморфизма (Каулина, 2010; Rubatto et al., 2001).

Оболочки второй генерации имеют толщину до 25 мкм, темно-серых тонов в катодолюминесценции, однородные по внутренней структуре или с неясной зональностью (рис. 4з, л). Насыщенный серый цвет свидетельствует об относительно высоком содержании урана и присутствии водного флюида, что характерно для амфиболитовой стадии метаморфизма (Rubatto et al., 2001).

Третий тип зерен имеет ядра с ярко выраженной секториальной зональностью и зигзагообразными границами между секторами типа “fir-tree” (рис. 4н, о, п, р), что характерно для циркона, сформированного при метаморфизме в условиях гранулитовой фации (Harley et al., 2007). Расположение секторов роста внутри ядер радиальное (рис. 4н, о, р) или беспорядочное, “лоскутное” (рис. 4л, п). Центр

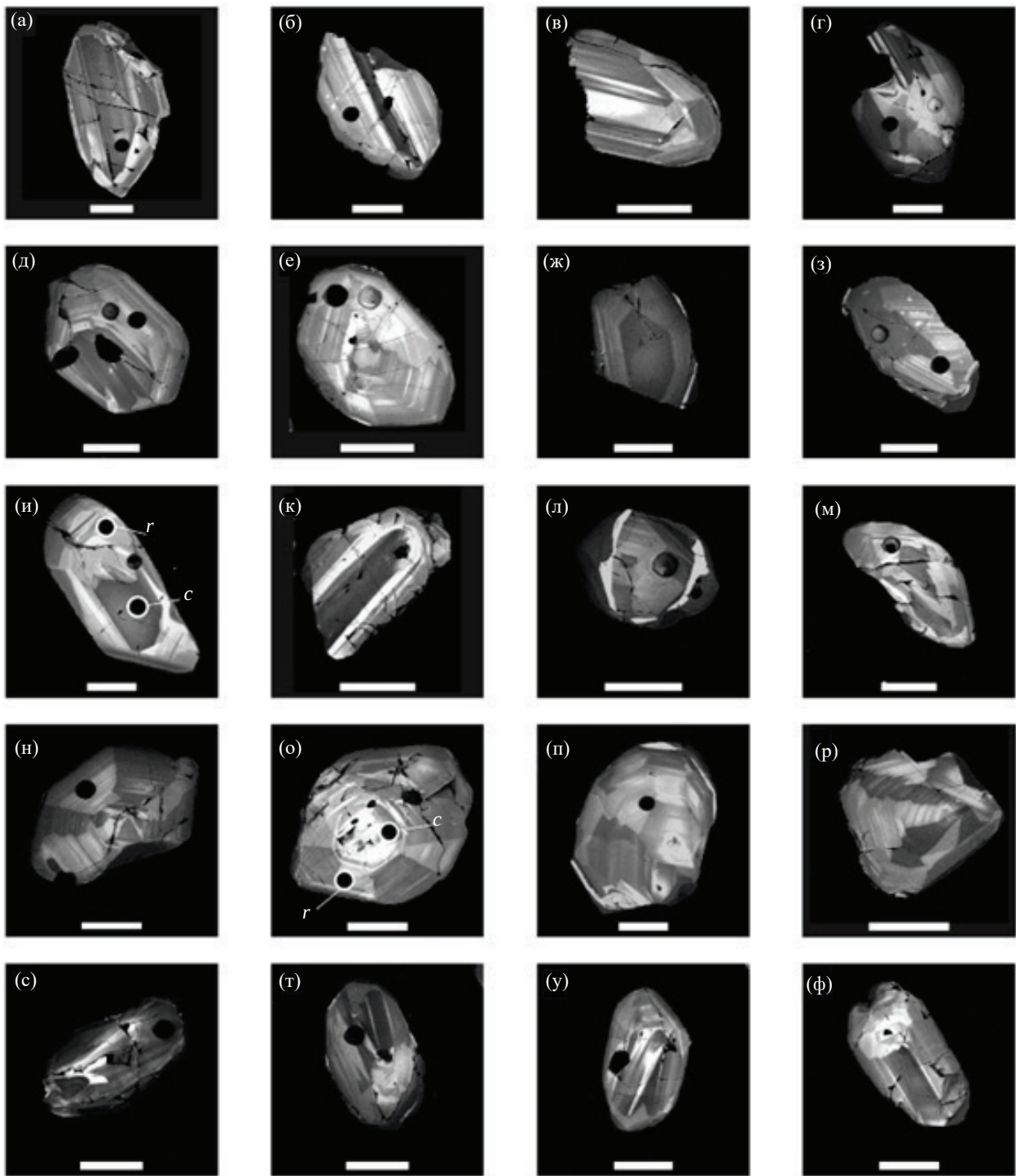


Рис. 4. Католюминесцентные изображения типичных зерен циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива.

(а)–(г) — цирконы с ядрами первого типа, имеющими продольно-параллельную зональность, характерную для габброидов и габбро-диоритов; (д)–(м) — цирконы с ядрами второго типа, имеющими осцилляторную зональность, характерную для гранитоидов и свидетельствующую о кристаллизации из расплава. Часть кристаллов имеет отчетливо выраженное внутреннее и внешнее ядро (д, ж, и, к). Кристалл (м) несет следы хрупких гранобластовых деформаций; (н)–(р) — цирконы с ядрами третьего типа, обладающими секториальной зональностью и границами типа “fir-tree”, характерными для гранулитовой фации метаморфизма; (с)–(ф) — цирконы с полностью перекристаллизованными ядрами четвертого типа, первичная природа которых полностью стерта. Латинские буквы “с” — ядро, “г” — кайма. Величина масштабной линейки 100 мкм.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива, полученные методом LA-ICP-MS

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
238-4-01	0.227	0.002	18.83	0.19	0.602	0.006	0.65	80	85	0.9	3 029	33	0.3
238-4-02	0.226	0.003	18.46	0.21	0.593	0.006	0.66	89	91	1.0	3 022	36	-0.6
238-4-03	0.225	0.002	16.37	0.16	0.527	0.005	0.65	138	115	1.2	3 020	34	-9.7
238-4-04	0.226	0.002	19.46	0.19	0.623	0.006	0.65	87	86	1.0	3 027	33	3.2
238-4-06	0.226	0.002	19.05	0.19	0.610	0.006	0.65	50	76	0.7	3 027	34	1.5
238-4-08a	0.226	0.002	17.29	0.17	0.556	0.005	0.65	72	85	0.9	3 020	34	-5.6
238-4-08b	0.228	0.002	19.16	0.19	0.609	0.006	0.65	45	62	0.7	3 040	34	0.8
238-4-09a	0.225	0.002	18.34	0.18	0.591	0.006	0.65	189	161	1.2	3 017	34	-0.8
238-4-09b	0.227	0.002	18.90	0.19	0.604	0.006	0.65	51	61	0.8	3 030	34	0.6
238-4-10	0.220	0.002	17.61	0.19	0.580	0.006	0.65	133	130	1.0	2 981	35	-1.1
238-4-11	0.224	0.002	18.43	0.19	0.597	0.006	0.65	40	61	0.7	3 010	35	0.2
238-4-12	0.224	0.003	18.31	0.24	0.593	0.006	0.65	49	83	0.6	3 010	41	-0.3
238-4-13	0.224	0.002	18.31	0.19	0.592	0.006	0.65	69	95	0.7	3 011	35	-0.4
238-4-14	0.226	0.002	18.53	0.19	0.594	0.006	0.65	59	76	0.8	3 025	35	-0.6
238-4-15	0.223	0.002	18.48	0.18	0.600	0.006	0.65	46	68	0.7	3 006	33	0.8
238-4-16	0.223	0.002	18.10	0.18	0.590	0.006	0.65	65	75	0.9	3 000	33	-0.4
238-4-18a	0.224	0.002	17.69	0.17	0.572	0.005	0.65	111	113	1.0	3 011	33	-3.1
238-4-18b	0.225	0.002	19.06	0.19	0.613	0.006	0.65	77	85	0.9	3 019	33	2.1
238-4-19	0.225	0.002	18.36	0.18	0.593	0.006	0.65	51	64	0.8	3 013	34	-0.4
238-4-20	0.225	0.002	18.15	0.18	0.586	0.006	0.65	54	72	0.8	3 015	33	-1.4
238-4-21	0.224	0.002	18.36	0.18	0.593	0.006	0.65	48	60	0.8	3 013	34	-0.3
238-4-22	0.225	0.002	16.80	0.17	0.541	0.005	0.65	95	114	0.8	3 018	33	-7.6
238-4-23	0.225	0.003	18.49	0.21	0.597	0.006	0.65	58	96	0.6	3 013	37	0.2
238-4-24	0.224	0.002	18.80	0.19	0.608	0.006	0.65	47	60	0.8	3 011	34	1.7
238-4-25	0.222	0.002	18.36	0.18	0.599	0.006	0.65	64	79	0.8	2 998	34	0.9
238-4-27	0.224	0.002	18.54	0.19	0.599	0.006	0.65	86	89	1.0	3 013	34	0.5
238-4-29	0.222	0.002	18.03	0.18	0.589	0.006	0.65	97	100	1.0	2 994	34	-0.3
238-4-30	0.224	0.002	18.46	0.19	0.599	0.006	0.65	95	92	1.0	3 007	34	0.6
238-4-31	0.222	0.002	18.48	0.18	0.603	0.006	0.65	69	84	0.8	2 997	33	1.5
238-4-32	0.225	0.002	18.78	0.18	0.605	0.006	0.65	50	64	0.8	3 018	33	1.1
238-4-33	0.186	0.002	4.36	0.05	0.170	0.002	0.66	98	365	0.3	2 708	38	-63
238-4-34	0.221	0.002	17.88	0.19	0.588	0.006	0.66	67	91	0.7	2 985	34	-0.2
238-4-35	0.225	0.002	18.44	0.19	0.595	0.006	0.66	122	115	1.1	3 015	34	-0.1
238-4-38	0.225	0.002	18.71	0.18	0.604	0.006	0.65	146	152	1.0	3 014	33	1.1
238-4-39	0.224	0.002	18.47	0.18	0.599	0.006	0.65	71	90	0.8	3 007	33	0.6
238-4-40	0.223	0.002	18.36	0.18	0.598	0.006	0.65	107	138	0.8	3 000	33	0.8
238-4-41	0.225	0.002	18.47	0.18	0.596	0.006	0.65	65	81	0.8	3 015	34	0.0
238-4-42	0.221	0.002	17.95	0.18	0.589	0.006	0.65	78	112	0.7	2 987	34	0.0
238-4-43	0.161	0.002	9.31	0.11	0.419	0.005	0.66	62	172	0.4	2 469	40	-8.7
238-4-44	0.222	0.002	18.16	0.18	0.593	0.006	0.65	51	70	0.7	2 996	34	0.2
238-4-45	0.225	0.002	18.81	0.19	0.607	0.006	0.65	63	78	0.8	3 014	34	1.5

Таблица 2. Окончание

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$\frac{\text{по } ^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
238-4-48	0.223	0.002	18.64	0.20	0.605	0.006	0.65	52	74	0.7	3 005	35	1.5
238-4-49	0.224	0.002	17.66	0.18	0.572	0.005	0.65	100	104	1.0	3 009	34	-3.1
238-4-50	0.223	0.002	17.99	0.18	0.586	0.006	0.65	79	93	0.8	2 999	35	-0.8
238-4-50b	0.226	0.003	17.38	0.22	0.558	0.006	0.66	87	99	0.9	3 023	39	-5.4
238-4-51	0.193	0.002	8.03	0.10	0.302	0.003	0.65	296	403	0.7	2 768	41	-39
238-4-52	0.167	0.002	7.86	0.10	0.342	0.004	0.66	122	460	0.3	2 525	41	-25
238-4-54	0.192	0.002	8.60	0.11	0.325	0.003	0.66	367	416	0.9	2 758	40	-34
238-4-57	0.213	0.003	5.97	0.08	0.204	0.002	0.64	63	149	0.4	2 925	45	-59
238-4-60	0.228	0.003	18.59	0.24	0.593	0.006	0.66	162	180	0.9	3 035	40	-1.2
238-4-68	0.218	0.003	15.90	0.23	0.529	0.006	0.65	550	396	1.4	2 966	44	-7.7
238-4-70	0.181	0.002	11.78	0.16	0.472	0.005	0.65	161	393	0.4	2 662	43	-6.4
238-4-71	0.228	0.003	18.63	0.24	0.594	0.007	0.65	86	90	1.0	3 035	41	-1.0
238-4-73	0.216	0.003	15.80	0.22	0.532	0.006	0.65	186	203	0.9	2 948	43	-6.8

Примечания. Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, D — степень дискордантности: $((\text{возраст по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст по } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1) \cdot 100$.

кристаллизации в некоторых случаях смещен к краю метаморфических ядер, демонстрирует асимметричность, что также указывает на стесненные условия роста кристалла, как внешняя зона роста ядер зерен второго типа. Форма зерен этого типа, как правило, изометричная, $K_{\text{удл}} = 1:1$. Их количество составляет до 40 % от выборки.

Единичные зерна третьего типа (например, рис. 4п) имеют оболочки (обрастания) двух генераций, аналогичные таковым в зернах второго типа, описанного выше (см. рис. 4ж, к, л, м и рис. 4з, л, соответственно). Их мощность крайне мала и не превышает 10 мкм. Контуры оболочек отчетливо не согласны с внутренней секториальной структурой метаморфических ядер и секут ее, что указывает на их формирование в отдельном процессе кристаллизации.

В некоторых случаях секториальная — “гранулитовая” — зональность накладывается на продольно-параллельную зональность в зернах первого типа (рис. 4г) и осцилляторную зональность зерен второго типа (рис. 4е, з, м), частично затушевывая первичную структуру ядер циркона. Крайним проявлением такого процесса можно считать полностью перекристаллизованные ядра зерен четвертого типа (рис. 4с, т, у, ф), восстановить первичную зональность которых не представляется возможным. Их количество в выборке не превышает 5 %. Некоторые зерна имеют следы хрупких деформаций (например, рис. 4м).

Оболочки в зернах четвертого типа представлены фрагментарными, прерывистыми обрастаниями толщиной до 10 мкм, серых и темно-серых от-

тенков на катодолюминесцентных изображениях (рис. 4т, ф). Вероятно, они тождественны “амфиболитовым” оболочкам второй генерации на зернах второго и третьего типа.

Исследования U-Pb изотопной системы циркона.

Методом LA-ICP-MS проанализировано 50 зерен циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4; в 4 кристаллах циркона сделан анализ в двух точках — центральная часть-край (рис. 5а, табл. 2 (номера в таблице совпадают с номерами точек, представленных в электронном Приложении). Содержания U отвечают диапазону от 60 до 460 мкг/г, Th — 40–550 мкг/г, величина Th/U — 0.27–1.39. 17 определенных значений дискордантны $D > 2\%$. Полученные, по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, значения возрастов с $D \leq 2\%$ располагаются в интервале 3.04–2.98 млрд лет (рис. 5 а (врезка), 5 б).

Зерна циркона, выделенные из образца слабо-разгнейсованных эндробитов Пр 143-1, имеют цвет от почти прозрачного с розовато-коричневым оттенком до сиренево-коричневатого. Преобладают зерна овальной формы с удлинением $K_{\text{удл}} = 1:2 - 1:3$ и без явно выраженных граней. Встречены единичные зерна эллипсоидальной формы с удлинением $K_{\text{удл}} = 1:4 - 1:5$, и хорошо проявленными гранями призмы и острой бипирамиды.

Следов растворения внутренних или внешних частей зерен при этом не наблюдается. Из этого можно предположить, что округлая форма зерен образовалась вследствие формирования гранобластовой структуры пород при деформациях, синхронных процессам метаморфизма.

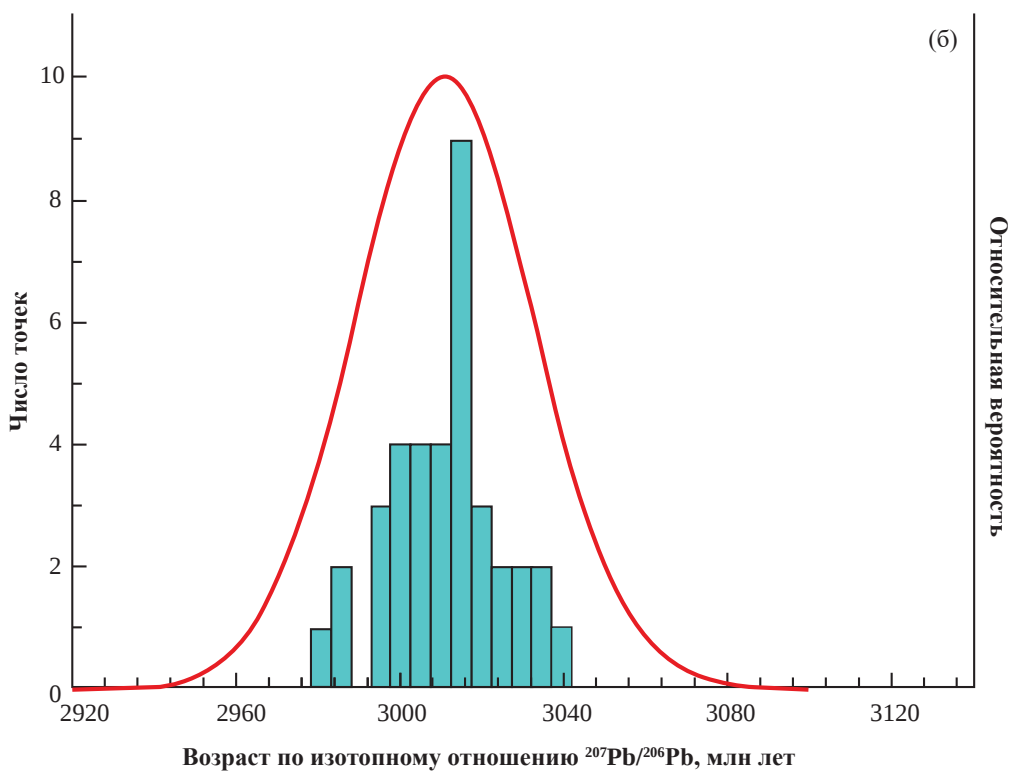
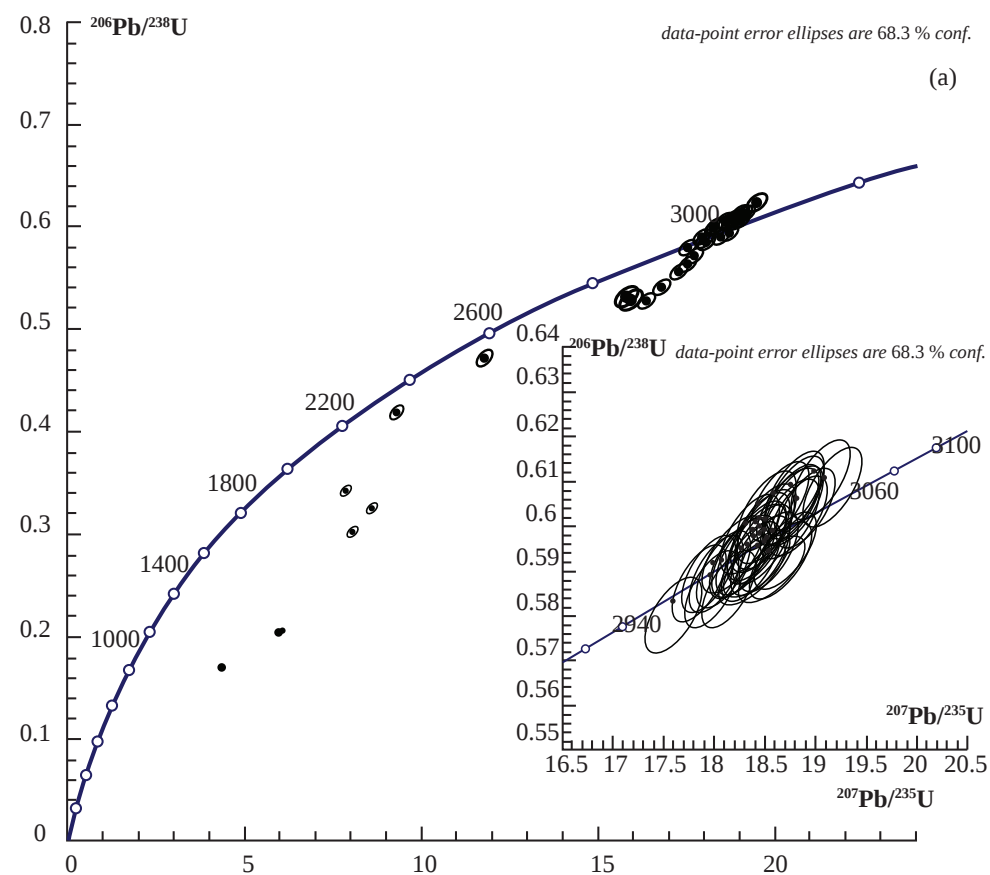


Рис. 5. (а) Диаграмма с конкордией для циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива (на врезке: точки с $D \leq 2\%$); (б) гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D \leq 2\%$).

В шашку было отобрано и вмонтировано 172 кристалла для катодолюминесцентных и геохронологических исследований. На рис. 6 представлены изображения наиболее характерных зерен циркона.

Все зерна циркона, независимо от морфологии, имеют хорошо выраженное ядро и оболочки одной или двух генераций (см. электронное Приложение 2, где показаны изображения кристаллов циркона во вторичных электронах (SE) и катодолюминесцентные (CL). Кольцами на рисунках обозначены кратеры в точках анализа LA-ICP-MS). Ядра в овальных зернах также имеют округлую форму без явно

выраженных граней. В CL-изображениях они имеют в основном однородную серую окраску. Лишь в нескольких кристаллах наблюдаются неясные следы осцилляторной зональности (рис. 6, зерна 1б, 2а, 2в, 3а, 4а), свидетельствующей о кристаллизации циркона из расплава и вероятном магматическом генезисе циркона. Часть зерен циркона (рис. 6, зерна 1а, 1в, 1г) на CL-изображениях имеет ядра интенсивной светлой окраски, свидетельствующей о низких содержаниях в них урана. Это характерно для циркона, образованного в условиях гранулитовой фации (Каулина, 2010; Rubatto et al., 2001). В отдель-

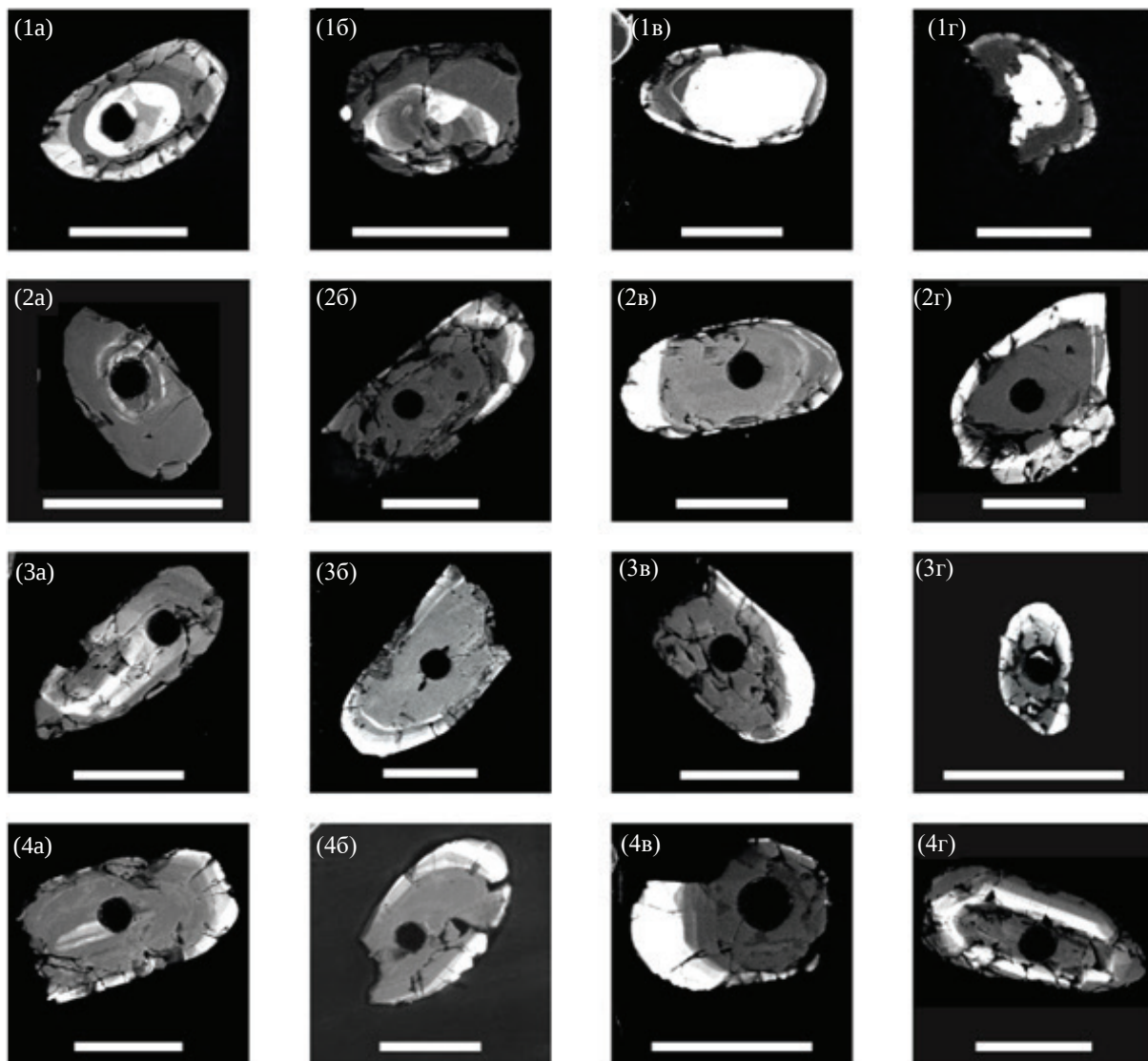


Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения типичных зерен циркона из образца слабозагнейсованных эндербитов Пр 143-1 отрядненской серии Камско-Вятской зоны.

(1 а-г) — цирконы с древними ядрами наиболее ранней - первой генерации, сформированными в магматическом процессе и перекристаллизованными на заключительных этапах формирования в условиях гранулитовой фации; (2 а) — ядро второй генерации имеет теньовую осцилляторную зональность, свидетельствующую о кристаллизации данного зерна циркона из расплава, возможно, при частичном плавлении в условиях гранулитовой фации метаморфизма; (2 б-г) — цирконы с ядрами третьей генерации, сформированными при ультраметаморфизме в условиях амфиболитовой фации; (3 а-г) — цирконы с ядрами и оболочками четвертой генерации, сформированными в условиях гранулитовой фации метаморфизма; (4 а-г) — цирконы с перекристаллизованными ядрами наиболее поздней — пятой, генерации. Величина масштабной линейки 100 мкм.

ных случаях хорошо видно наложение секториальной метаморфической зональности на осцилляторную магматическую зональность (рис. 6, зерно 1б). Возможно, это является следствием перекристаллизации магматического циркона на заключительных этапах его образования в *P-T* условиях гранулитовой фации.

Наиболее ранние обрастания на ядрах циркона представлены темно-серыми в CL-изображениях оболочками. Это свидетельствует об относительно высоких содержаниях в них урана, что характерно для метаморфизма амфиболитовой фации. По видимому, одновременно формируются и новые кристаллы циркона, соответствующие этой стадии, имеющие насыщенно серые на CL-изображениях центральные части зерен (рис. 6, зерна 2б, 2в, 2г) — циркон второй генерации.

Циркон следующей — третьей, генерации представлен относительно тонкими очень светлыми на CL-изображениях оболочками (рис. 6, зерна 1а, 1в, 1г, 2в, 2г, 3б, 3г, 4а, 4б, 4в, 4г). Светлый тон свидетельствует о малых концентрациях урана в таких оболочках. В отдельных случаях можно увидеть нечетко проявленную секториальную структуру новообразованных кайм с зигзагообразными границами типа “fir-tree”, что характерно для циркона, кристаллизовавшегося в условиях гранулитовой фации метаморфизма (рис. 6, зерна 1а, 2б, 2г, 4б).

Наиболее поздние обрастания представлены преимущественно темными на CL-изображениях, и, следовательно, высокоурановыми тонкими оболочками (рис. 6, зерно 4г). В отдельных случаях происходит перекристаллизация ядер циркона предшествующих генераций. На рис. 6 (зерна 4а, 4б, 4в, 4г) представлены зерна циркона с ядрами, перекристаллизованными в амфиболитовой фации.

Исследования U—Pb изотопной системы циркона. Методом LA-ICP-MS проанализирована U—Pb изотопная система циркона из образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1 в 74 зернах; из них в 12 зернах измерения проведены в двух точках, отвечающих разным зонам кристалла (рис. 7а, табл. 3 (номера в таблице совпадают с номерами точек, представленных в электронном Приложении 2). Гистограмма и кривые распределения плотности вероятности значений возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ построены для 40 точек с дискордантностью $D < 2\%$ (рис. 7б). На рис. 7б можно видеть, что полученные значения возрастов распределены в интервалах 3.0–2.8 и 2.75–2.60 млрд лет (значения рассчитаны по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

ОБСУЖДЕНИЕ

Совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик зерен циркона, катодолюминесцентных изображений этих кристаллов и петрографических особенностей пород позволила вы-

явить закономерности генезиса исследованного циркона.

Катодолюминесцентные изображения (CL) являются источником обширной информации об онтогенезе кристаллов циркона и ряда других минералов, часто не имеющих выраженную зональность в оптическом диапазоне. Зональность кристаллов циркона в катодолюминесценции и ее связь с условиями и процессами кристаллизации интенсивно изучалась в последние десятилетия. Полученные результаты позволяют делать более или менее уверенные выводы о генезисе этого минерала (Носырев и др., 1989; Corfu et al., 2003; Каулина, 2010). В частности, осцилляторная зональность в цирконе рассматривается как признак кристаллизации циркона из расплава в магматических процессах или при частичном плавлении пород в условиях высоких температур и давлений — например, ультраметаморфизм и формирование мигматитов или палингенез (например, Носырев и др., 1989). Секториальная зональность с зубчатыми границами секторов — типа “fir-tree” — указывает на кристаллизацию циркона при метаморфизме относительно высоких температур — например, в условиях гранулитовой фации (Corfu et al., 2003; Каулина, 2010).

К настоящему времени накоплен большой объем данных по геохимии U и Th в цирконе. Установлено, что для акцессорного циркона из пород, сформированных при температурах и давлениях гранулитовой фации, характерны низкие концентрации U и Th. (Бибикова, 1989; Ножкин, Туркина, 1993). При этом отношения Th к U в цирконе может варьировать от средних до высоких > 1 (Rubatto et al., 2001; Каулина, 2010; Harley et al., 2007). В условиях гранулитовой фации торий и уран проявляют либо сходное геохимическое поведение, либо разделяются вследствие появления минералов — концентраторов тория, что отображает величина Th/U (Bea, 1996; Rubatto, 2017; Yakymchuk et al., 2018; Ewing et al., 2023).

Циркон метаморфических пород и мигматитов амфиболитовой фации, для которой характерно присутствие водосодержащего флюида, отличается низкими — часто ниже 0.1 — значениями Th/U (Глебовицкий и др., 2008), обусловленными склонностью урана образовывать комплексные соединения (Ножкин, Туркина, 1993). Торий не обладает способностью транспортировки в водном флюиде, поэтому присутствие водосодержащего флюида при метаморфизме может обеспечивать заметные различия геохимического поведения рассматриваемых элементов (Hazen et al., 2009).

Изложенные выше закономерности использованы при интерпретации полученных результатов.

Так циркон из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4, относящийся к возрастному интервалу 3.04–2.98 (рис. 5, табл. 2), разделяется на группы.

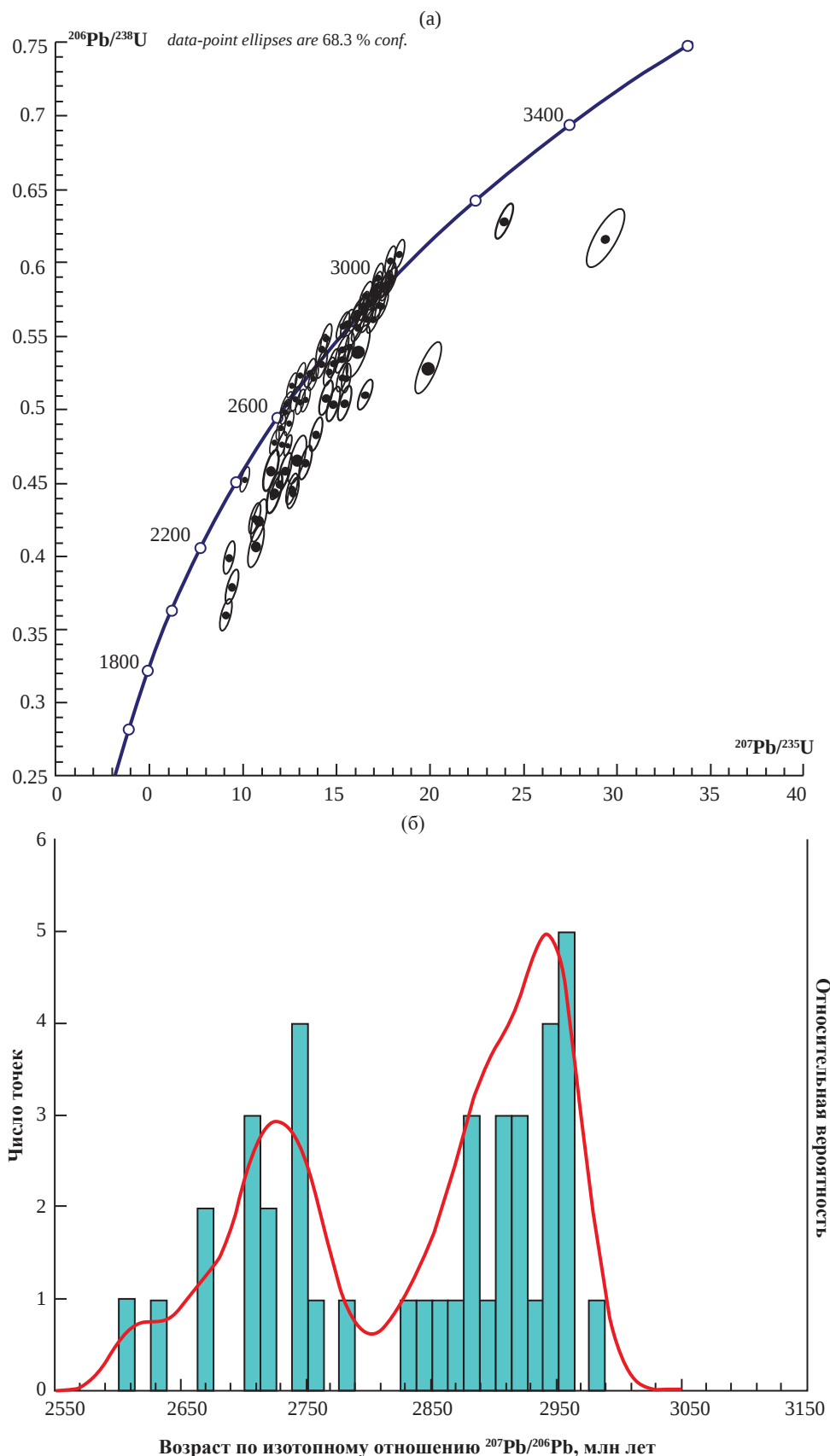


Рис. 7. (а) Диаграмма с конкордией для циркона из образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1, изученного методом LA-ICP-MS. (б) Гистограмма и кривая распределения плотности вероятности значений возрастов циркона из образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1, рассчитанного по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $D < 2\%$.

Таблица 3. Результаты U–Pb изотопных исследований зерен циркона из образца Пр 143-1 слабобразгнейсованных эндербитов отраденской серии, полученные методом LA-ICP-MS

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
143-1-line5-02	0.208	0.002	15.98	0.18	0.559	0.006	0.66	73	546	0.134	2 886	36	–0.9
143-1-line5-03	0.210	0.002	16.37	0.18	0.566	0.006	0.67	184	701	0.263	2 903	35	–0.4
143-1-line5-04	0.186	0.002	13.11	0.16	0.511	0.006	0.67	30	2014	0.015	2 707	37	–1.7
143-1-line5-05	0.211	0.002	15.74	0.19	0.540	0.006	0.66	160	1423	0.112	2 915	38	–4.5
143-1-line5-06b	0.188	0.002	12.35	0.14	0.476	0.005	0.66	86	804	0.107	2 727	38	–8.0
143-1-line5-06c	0.206	0.002	15.99	0.18	0.564	0.006	0.66	331	3302	0.100	2 871	36	0.4
143-1-line5-07b	0.212	0.002	17.12	0.21	0.584	0.007	0.68	165	513	0.321	2 924	35	1.5
143-1-line5-07c	0.211	0.002	17.15	0.21	0.590	0.007	0.69	271	676	0.401	2 910	35	2.8
143-1-line5-08	0.205	0.002	15.22	0.18	0.538	0.006	0.67	79	421	0.187	2 867	36	–3.2
143-1-line5-10b	0.184	0.002	12.45	0.16	0.490	0.005	0.65	99	91	1.094	2 690	42	–4.4
143-1-line5-10c	0.202	0.003	15.45	0.21	0.555	0.006	0.65	136	664	0.204	2 842	42	0.1
143-1-line5-11	0.188	0.002	13.58	0.17	0.525	0.006	0.68	132	138	0.960	2 722	37	0.0
143-1-line5-14	0.187	0.002	13.21	0.15	0.512	0.005	0.67	42	1048	0.040	2 716	36	–1.8
143-1-line5-15	0.212	0.002	16.12	0.19	0.552	0.006	0.66	383	2805	0.136	2 920	37	–3.0
143-1-line5-16	0.182	0.002	13.09	0.15	0.523	0.006	0.66	2817	16084	0.175	2 667	37	1.7
143-1-line5-17	0.191	0.002	13.33	0.15	0.506	0.005	0.67	345	6503	0.053	2 750	36	–4.0
143-1-line5-20	0.176	0.002	12.03	0.14	0.497	0.005	0.66	233	2133	0.109	2 612	38	–0.4
143-1-line5-22b	0.191	0.002	14.20	0.18	0.539	0.006	0.68	114	152	0.747	2 750	37	1.1
143-1-line5-22c	0.219	0.002	18.31	0.23	0.606	0.007	0.68	260	1322	0.197	2 975	36	2.6
143-1-line5-25	0.219	0.003	17.84	0.23	0.590	0.007	0.68	68	115	0.588	2 976	37	0.4
143-1-line5-26b	0.190	0.002	14.13	0.18	0.539	0.006	0.68	124	426	0.292	2 743	37	1.4
143-1-line5-26c	0.215	0.002	17.78	0.22	0.600	0.007	0.68	256	596	0.430	2 942	37	3.1
143-1-line5-28	0.215	0.002	16.78	0.20	0.567	0.006	0.67	87	383	0.226	2 940	36	–1.4
143-1-line5-29	0.211	0.002	16.34	0.19	0.562	0.006	0.67	105	926	0.114	2 912	36	–1.2
143-1-line5-30	0.216	0.003	17.00	0.21	0.571	0.006	0.67	83	354	0.233	2 950	38	–1.3
143-1-line5-31	0.203	0.002	15.66	0.18	0.560	0.006	0.66	180	1261	0.143	2 851	37	0.5
143-1-line5-32	0.216	0.002	16.91	0.20	0.569	0.006	0.67	94	390	0.242	2 947	36	–1.5
143-1-line5-33	0.186	0.002	13.17	0.17	0.514	0.006	0.67	72	1038	0.069	2 705	39	–1.2
143-1-line5-34	0.187	0.002	11.58	0.15	0.449	0.005	0.66	894	1127	0.793	2 717	40	–12
143-1-line5-35	0.208	0.002	16.54	0.20	0.578	0.006	0.66	88	828	0.106	2 886	39	1.9
143-1-line5-36	0.177	0.002	12.64	0.15	0.518	0.005	0.66	127	3156	0.040	2 626	39	2.4
143-1-line5-37	0.277	0.004	23.98	0.32	0.628	0.007	0.65	317	812	0.391	3 344	41	–6.0
143-1-line5-38	0.219	0.003	16.97	0.22	0.562	0.006	0.65	759	656	1.156	2 972	40	–3.2
143-1-line5-39	0.214	0.002	16.78	0.21	0.569	0.006	0.67	129	1042	0.124	2 935	37	–1.1
143-1-line5-40	0.220	0.003	17.31	0.24	0.571	0.007	0.65	15	38	0.398	2 980	43	–2.3
143-1-line5-42	0.200	0.003	15.37	0.21	0.557	0.006	0.64	69	494	0.141	2 826	44	1.0
143-1-line5-43	0.207	0.003	16.20	0.20	0.568	0.006	0.66	186	1164	0.160	2 881	40	0.6
143-1-line5-44	0.208	0.002	16.12	0.20	0.563	0.006	0.67	86	754	0.113	2 888	39	–0.3
143-1-line5-45	0.186	0.002	13.11	0.17	0.512	0.006	0.67	286	145	1.974	2 705	40	–1.5
143-1-line5-49	0.217	0.003	17.76	0.22	0.594	0.007	0.67	100	944	0.106	2 957	38	1.7
143-1-line5-49b	0.162	0.003	10.11	0.16	0.452	0.006	0.65	62	21	2.923	2 479	52	–3.0

Таблица 3. Продолжение

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$\frac{\text{по } ^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
143-1-line5-50b	0.192	0.002	14.49	0.18	0.549	0.006	0.67	111	491	0.226	2 756	39	2.3
143-1-line5-50c	0.216	0.003	17.10	0.22	0.575	0.007	0.67	135	217	0.623	2 948	38	-0.6
143-1-line5-54	0.217	0.003	17.26	0.23	0.577	0.007	0.67	96	342	0.281	2 958	40	-0.7
143-1-line5-55	0.212	0.003	16.43	0.21	0.561	0.006	0.67	484	704	0.688	2 923	39	-1.8
143-1-line6-01	0.180	0.002	12.26	0.21	0.495	0.008	0.73	79	3114	0.025	2 651	41	-2.3
143-1-line6-02	0.216	0.003	17.41	0.35	0.584	0.010	0.71	3843	2357	1.631	2 952	48	0.4
143-1-line6-06	0.187	0.003	13.08	0.19	0.506	0.006	0.64	218	125	1.751	2 720	46	-3.0
143-1-line6-07	0.215	0.003	17.29	0.29	0.582	0.009	0.73	79	416	0.190	2 946	39	0.4
143-1-line6-08	0.213	0.003	15.16	0.27	0.517	0.009	0.73	755	969	0.779	2 927	42	-8.2
143-1-line6-10	0.206	0.003	12.65	0.22	0.446	0.007	0.72	320	710	0.451	2 873	42	-17
143-1-line6-12	0.211	0.003	15.04	0.26	0.518	0.008	0.73	407	3291	0.124	2 910	39	-7.5
143-1-line6-14b	0.190	0.002	13.87	0.18	0.530	0.006	0.66	171	470	0.365	2 742	41	-0.1
143-1-line6-14c	0.212	0.003	16.71	0.21	0.573	0.006	0.66	167	606	0.276	2 918	39	0.1
143-1-line6-17	0.206	0.003	14.47	0.27	0.509	0.008	0.72	308	2356	0.131	2 877	44	-7.9
143-1-line6-17b	0.191	0.002	13.77	0.18	0.522	0.006	0.65	110	144	0.761	2 752	42	-1.5
143-1-line6-22b	0.182	0.002	13.07	0.17	0.521	0.006	0.66	65	1226	0.053	2 671	41	1.2
143-1-line6-22c	0.195	0.002	14.27	0.19	0.531	0.006	0.65	196	421	0.466	2 783	41	-1.3
143-1-line6-27	0.209	0.002	13.90	0.23	0.483	0.008	0.73	188	668	0.282	2 894	39	-12
143-1-line6-28	0.222	0.003	15.43	0.27	0.505	0.008	0.73	301	516	0.582	2 992	40	-12
143-1-line6-30	0.207	0.003	12.69	0.23	0.444	0.007	0.72	823	3592	0.229	2 885	43	-18
143-1-line6-31	0.181	0.003	10.61	0.20	0.426	0.007	0.71	930	2282	0.407	2 659	48	-14
143-1-line6-32	0.208	0.003	13.31	0.23	0.464	0.007	0.73	982	1891	0.519	2 892	39	-15
143-1-line6-33	0.168	0.003	9.24	0.19	0.399	0.007	0.71	2496	6854	0.364	2 537	53	-15
143-1-line6-34	0.194	0.003	12.27	0.24	0.459	0.008	0.72	8234	5250	1.568	2 777	47	-12
143-1-line6-35	0.178	0.003	12.20	0.28	0.497	0.010	0.74	143	2634	0.054	2 634	50	-1.2
143-1-line6-36b	0.183	0.003	9.10	0.22	0.361	0.008	0.75	19	805	0.024	2 680	50	-26
143-1-line6-36c	0.345	0.006	29.39	0.70	0.617	0.013	0.73	484	494	0.980	3 687	50	-16
143-1-line6-37	0.179	0.003	9.40	0.24	0.380	0.008	0.75	766	1358	0.564	2 647	53	-22
143-1-line6-40	0.235	0.004	16.56	0.29	0.510	0.007	0.64	5	14	0.356	3 088	54	-14
143-1-line6-41	0.217	0.003	17.55	0.23	0.586	0.006	0.66	138	1231	0.112	2 962	40	0.3
143-1-line6-44	0.273	0.004	19.88	0.46	0.529	0.011	0.76	71	574	0.123	3 320	44	-18
143-1-line6-45	0.192	0.003	11.78	0.28	0.445	0.010	0.76	236	1627	0.145	2 760	48	-14
143-1-line6-46	0.191	0.003	10.68	0.27	0.406	0.009	0.75	7	379	0.018	2 748	53	-20
143-1-line6-47	0.185	0.003	10.85	0.29	0.425	0.010	0.75	223	3658	0.061	2 701	57	-16
143-1-line6-48	0.182	0.003	11.53	0.31	0.459	0.011	0.75	98	1445	0.068	2 673	55	-8.9
143-1-line6-49	0.200	0.004	12.81	0.39	0.465	0.012	0.73	138	2915	0.047	2 826	66	-13
143-1-line6-55	0.204	0.004	15.04	0.48	0.535	0.014	0.72	266	584	0.455	2 858	71	-3.3
143-1-line6-56	0.213	0.004	15.34	0.50	0.522	0.014	0.74	132	1019	0.129	2 928	68	-7.5
143-1-line6-58	0.214	0.004	15.05	0.41	0.511	0.012	0.75	81	368	0.219	2 934	54	-9.3
143-1-line6-58b	0.181	0.002	11.83	0.16	0.475	0.005	0.65	60	177	0.342	2 660	43	-5.9
143-1-line6-59	0.217	0.004	16.22	0.46	0.542	0.013	0.76	100	785	0.128	2 958	55	-5.6
143-1-line7-1-4	0.210	0.003	16.42	0.22	0.567	0.007	0.67	61	279	0.218	2 905	39	-0.2

Таблица 3. Окончание

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
143-1-line7-7-1	0.190	0.003	13.95	0.20	0.531	0.006	0.64	17	377	0.045	2 746	46	0.1
143-1-line7-9-2	0.203	0.003	14.84	0.21	0.531	0.006	0.65	92	174	0.526	2 848	45	-3.6
143-1-line7-9-4b	0.178	0.003	11.75	0.17	0.478	0.005	0.64	171	97	1.762	2 636	48	-4.4

Примечания. Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. D — степень дискордантности: $((\text{возраст по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст по } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1) \cdot 100$.

Петрографические особенности пород, морфология и строение внутренних зон кристаллов циркона отражают кристаллизацию из магмы в *P-T* условиях и флюидном режиме, соответствующих гранулитовой и границе амфиболитовой и гранулитовой фаций (например, рис. 4и (с — core), табл. 2, рис. 8, 238-4-4 и 238-4-9а). Концентрации урана, полученные для таких кристаллов, имеют относительно более

высокие значения и среднюю до повышенного величину Th/U-отношения (до 1) (см. раздел Результаты и табл. 2). Другая группа проанализированных зерен, к которым относятся новообразованные ядра (например, рис. 4о, п, рис. 8, 238-4-24 и 238-4-31) и внешняя часть зерен первой группы (например, рис. 4и (r — rim), д, табл. 2, рис. 8, 238-4-9б), имеют более низкие относительно первой группы концен-

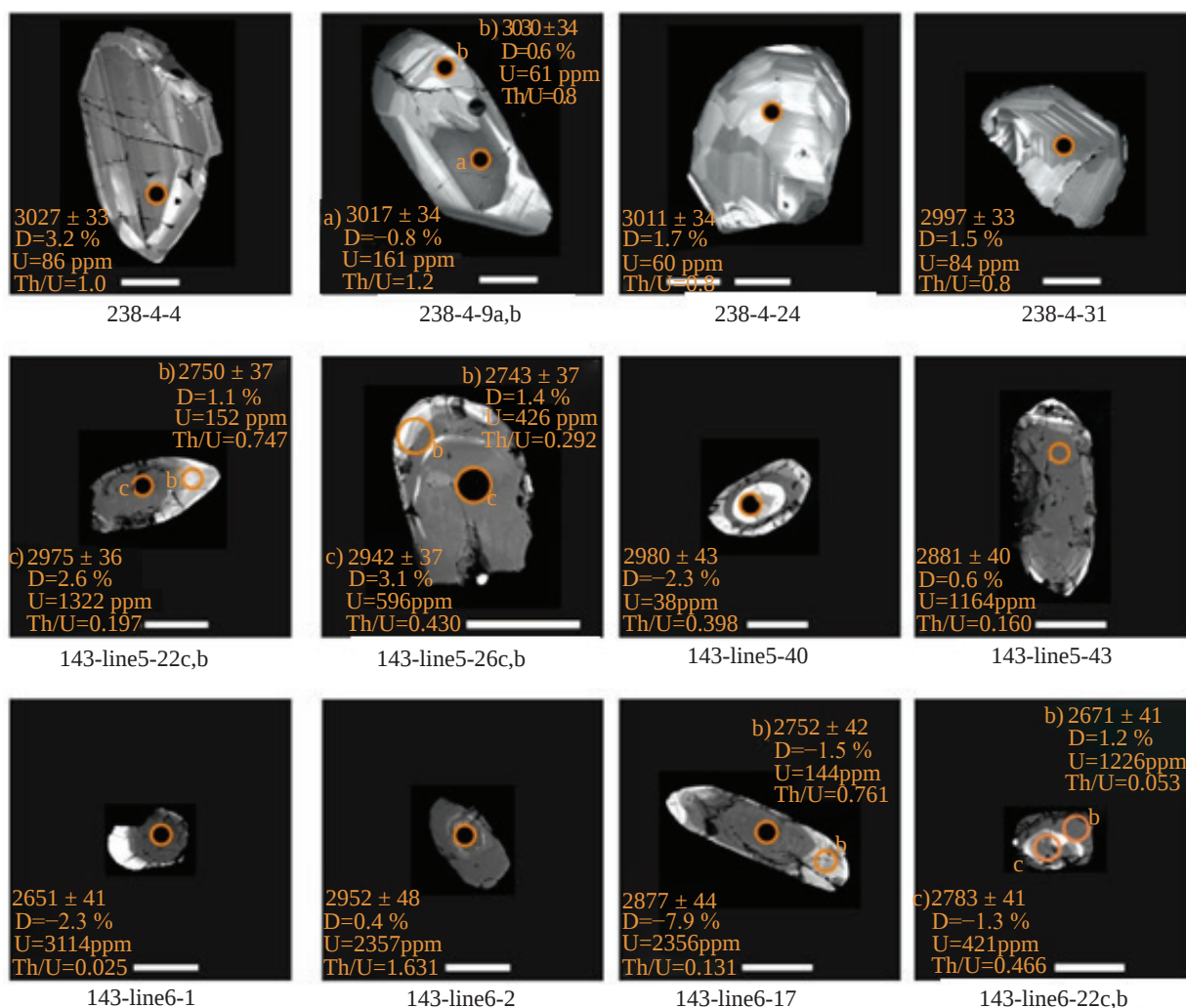


Рис. 8. Примеры (катодолюминесцентные изображения) исследованного циркона разных генераций из слабозразнействованных эндербитов отрядненской серии (обр. Пр 143-1) и метаморфизованных кварцевых диоритов Танайского плагитогранитоидного массива (обр. ТБ 238-4).

Номера зерен на рисунке совпадают с номерами точек, представленных в табл. 2 и 3 (см. электронные Приложения 1 и 2).

трации урана и среднее Th/U-отношение (см. раздел Результаты и табл. 2). Вероятно, в этом временном интервале происходило несколько последовательных процессов, фиксируемых в особенностях строения и геохимии кристаллов циркона. Первый — формирование первичных магматических пород, в ходе которого условия кристаллизации циркона существенно менялись, что отражается в различиях строения внешней и внутренней зон ядер кристаллов. Второй — метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации, выраженный в формировании кристаллов с секториальной зональностью и границами типа “fir-three”, оболочек на кристаллах ранней генерации (зерна первого типа) со сходными структурными особенностями. Перечисленные выше магматические и метаморфические события, отраженные в формировании различных генераций циркона из кварцевых диоритов Танайского массива (обр. ТБ 238-4), сохраняют историю первичных пород, являвшихся субстратом для выплавления кварцевых диоритов.

Третий, заключительный процесс — метаморфизм пород в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации, доходящий до палинггенного плавления и формирования пород гранитоидного ряда. Так, в рассматриваемых кварцевых диоритах наблюдаются только минеральные парагенезисы, соответствующие *P-T* условиям амфиболитовой фации метаморфизма. В цирконе этот процесс отражен в формировании тонких, темно-серых в CL, “амфиболитовых” обрастаний на зернах второго, третьего и четвертого типа (см. описание цирконов). Так как эти процессы сближены по времени, то эллипсы ошибок определяемых возрастов перекрываются (рис. 5а) и применяемые методы U—Pb датирования не позволяют разграничить эти процессы.

Для циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 характерны низкие концентрации U и Th, изменяющиеся в узком диапазоне (табл. 2) в процессе преобразования и смены режима протекания процесса в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, причем как для циркона первой группы — магматического генеза, так и метаморфогенного циркона. Вероятно, что это обусловлено низкими концентрациями урана и тория при формировании плагиогранитоидного Танайского массива, унаследованными от протолита.

Анализ полученных изотопно-геохронологических данных (циркон из образца слабаразгнейсованных эндебитов Пр 143-1) показал, что в каждом из выделенных узких возрастных интервалов 3.0–2.8 млрд лет и 2.75–2.60 млрд лет присутствуют зерна циркона разных генераций. Это указывает на многостадийное формирование и преобразование пород. Вследствие множественности таких процессов и их сменяемости в близком временном интервале, мы не можем только по морфологии и внутреннему строению зерен однозначно установить по-

следовательность этих процессов. Гранулитовый метаморфизм и следующий непосредственно за ним регрессивный процесс повторяется как минимум дважды. При этом в один и тот же возрастной интервал попадают зерна циркона разного происхождения — магматического и метаморфического генезиса. Их геохронологические U—Pb изотопные определения перекрываются в диапазоне ошибок. Поэтому генерации циркона удастся выделить только по совокупности изотопно-геохимических характеристик (содержанию U, Th и Th/U-отношению), структурных особенностей зерен, проявленных на CL-изображениях и петрографических особенностей пород.

Для образца слабаразгнейсованных эндебитов Пр 143-1 в возрастном интервале 3.0–2.8 млрд лет, также как и для кварцевых диоритов Танайского массива (Обр. ТБ 238-4), присутствуют несколько генераций зерен циркона, возрасты которых перекрываются в пределах погрешности, однако четко разделяются по морфологии и внутреннему строению. Первая генерация — единичные зерна с ядрами, имеющими яркую светлую окраску на CL-изображениях (например, рис. 6, зерна 1а, 1б, 1в, 1г). В них установлено низкое содержание урана и тория, среднее значение Th/U-отношения и наблюдается реликтовая осцилляторная зональность (рис. 6 — 1а, 1б, табл. 3, рис. 8, 143-line5-40). Возраст таких ядер циркона, по-видимому, отвечает кристаллизации протолита из магмы. Вероятно, сохранившиеся первые генерации породообразующих минералов (антипертитовый *Pl+OPx*, рис. 3б) сформировались на этом этапе.

Следующие две генерации циркона (вторая и третья) из возрастного интервала 3.0–2.8 млрд лет имеют практически идентичное внутреннее строение и морфологию зерен и различаются только по содержаниям Th, U и Th/U-отношению.

Вторая генерация зерен циркона обладает высоким содержанием U и Th, и Th/U больше 1 (например, рис. 6 — 2а, табл. 3, рис. 8, 143-line6-2). Для таких зерен характерен насыщенный серый тон катодолюминесценции и просвечивающая невыдержанная осцилляторная зональность, наблюдаемая в центральных частях зерен. Их количество в исследуемой выборке невелико, что может свидетельствовать об относительно слабой интенсивности и локальности проявления этого процесса. Высокое Th/U-отношение и наличие осцилляторной зональности, являющейся признаком кристаллизации из расплава, позволяет нам предполагать их происхождение в процессе частичного плавления в *P-T* условиях гранулитовой фации. Высокие содержания U в цирконе могут быть следствием смены флюидного режима с “сухого” на существенно водосодержащий. Это может рассматриваться как признак смены условий кристаллизации или рекристаллизации породы и циркона в ней.

Циркон следующей — третьей, генерации может быть соотнесен с процессом преобразования первичных эндробитов в метаморфические породы в условиях переходных между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Для такого циркона характерны высокие концентрации урана и некоторое понижение значений Th/U-отношения относительно предыдущих генераций (до 0.1–0.2) (например, табл. 3, рис. 8, 143-line5-22с, 143-line5-43, 143-line6-17). Такие характеристики свидетельствуют о присутствии водосодержащего флюида и вероятном снижении температуры метаморфического процесса. Циркон этой генерации имеет насыщенные однородные серые и темно-серые тона на катодолюминесцентных изображениях при всяком отсутствии зональности в ядрах таких зерен (рис. 6, 2б–2г).

Значения возрастов циркона из интервала 2.75–2.60 млрд лет отражают наиболее ярко проявленный процесс гранулитового метаморфизма, получивший региональное распространение на всей площади Волго-Уральского сегмента. Внутри этого возрастного интервала выделяется генерация зерен циркона, относящаяся к гранулитовой фазе ме-

таморфизма (рис. 6, 3а и 3в и оболочки в зернах). Эллипсы ошибок определения возраста таких кристаллов перекрываются с таковыми значениями для непосредственно сменяющего его процесса регрессивного метаморфизма. Их состав характеризуется относительно низкими содержаниями U (порядка ста ppm). Th/U-отношение в таких кристаллах выше среднего (~0.7) и достигает значений > 1 (табл. 3, рис. 8, 143-line5-22b, 143-line5-26b, 143-line6-17b). Петрографически это отражается в формировании гнейсовидной структуры эндробитов (рис. 3 а, в).

Регрессивная стадия вышеописанного регионального метаморфизма амфиболитовой фации маркируются образованием тонких темно-серых в CL оболочек циркона и кристаллов с однородными серыми ядрами (рис. 6, 4а–г). Циркон такой генерации характеризуется высокими содержаниями U (тысячи ppm) и крайне низкими Th/U-отношениями < 0.1 до 0.01 (табл. 3, рис. 8, 143-line6-1, 143-line6-22b).

Можно говорить о расположении групп значений возрастов циркона из образца слабобазгнейсованных эндробитов Пр 143-1 в двух основных диапазонах (рис. 7, 9, 10), описанных выше.

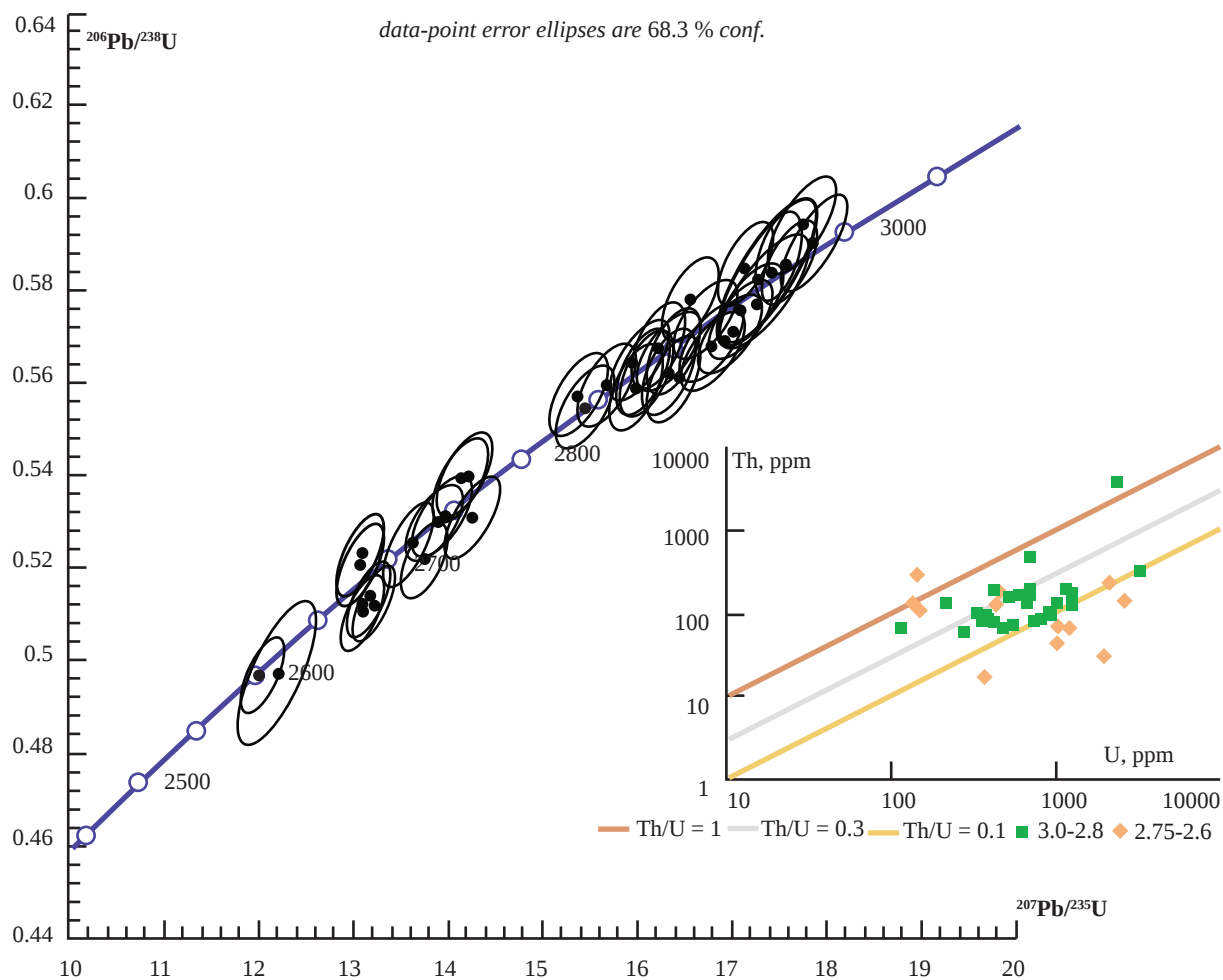
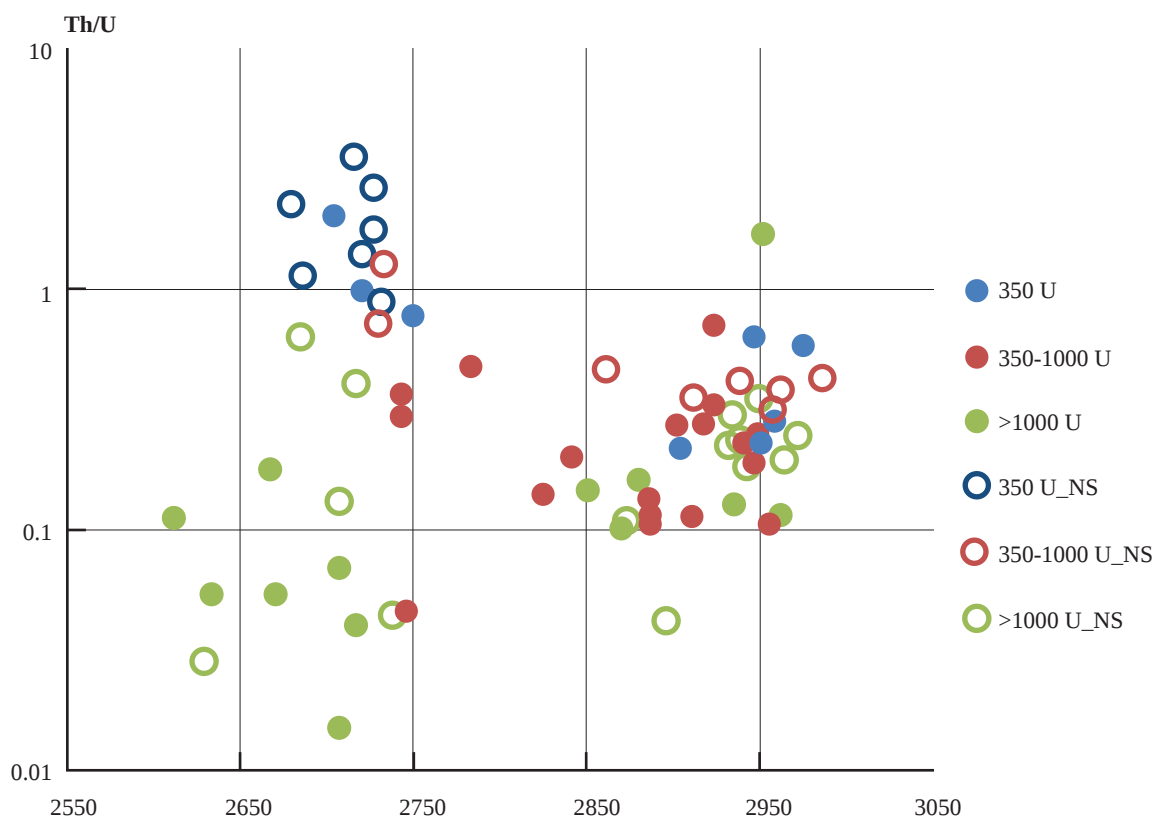


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для точек ($D < 2\%$) циркона из образца слабобазгнейсованных эндробитов Пр 143-1 и распределение точек ($D < 2\%$) из возрастных интервалов 3.0–2.8 и 2.75–2.60 млрд лет (значения рассчитаны по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) в координатах U-Th.



Возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет

Рис. 10. Распределение точек (по содержанию U, ppm) циркона из образца слабоэрозгнейсованных эндробитов Пр 143-1 разных генераций по возрасту, определенному по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D < 2\%$) в зависимости от Th/U. Залитые символы — определения методом LA-ICP-MS, не залитые символы — определения на масс-спектрометре вторичных ионов (SIMS) Cameca IMS 1280 Nordsim по методике Whitehouse & Kamber (2005), показанные для сравнения.

Процессы кристаллизации и перекристаллизации циркона из образца слабоэрозгнейсованных эндробитов Пр 143-1 и, соответственно, этапы формирования и преобразования породы происходили неоднократно и были сближены по времени. Во-первых, каждая группа величин, полученных изотопных отношений, отвечает группе точек анализа зон и кристаллов циркона, резко различных по характеристикам излучения в режиме катодолюминесценции (рис. 6). Во-вторых, резко различаются значения концентраций U и Th, величины отношений Th/U в разных зернах и зонах циркона (табл. 3, рис. 8, рис. 9, врезка, рис. 10). При этом значения возрастов, полученные по изотопным отношениям, измеренным в разных зонах кристалла, могут перекрываться в пределах погрешностей (рис. 8, 9). Таким образом, циркон из каждого временного диапазона маркирует процессы, относящиеся именно к данному установленному временному интервалу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее значительные этапы формирования коры и возраст основных вещественных комплексов пород Средневолжского блока был обоснован рядом предшествующих исследований. Архейское время возникновения и метаморфического преоб-

разования сиалической коры Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента определено и обосновано впервые. На примере акцессорного циркона многократно метаморфизованных первично магматических пород Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы исследованы закономерности формирования зон циркона, каждая из которых соответствует определенному этапу кристаллизации и/или перекристаллизации эндробитов отрадненской серии и плагиогранитоидных пород Танайского массива в результате полиметаморфических процессов.

Циркон, выделенный из кварцевых диоритов, показал архейское время формирования протолита плагиогранитоидов Танайского массива Камско-Вятской зоны. Этот возрастной интервал — 3.04–2.98 млрд лет — включает стадию наиболее раннего гранулитового метаморфизма, следующего непосредственно за эпизодом магматизма.

По циркону из слабоэрозгнейсованных эндробитов отрадненской серии получено два возрастных интервала формирования и преобразования пород: 3.0–2.8 млрд лет и 2.75–2.60 млрд лет.

В возрастном интервале 3.0–2.8 млрд лет циркон маркирует следующие события: кристаллизацию из магмы первичных эндробитов, ультрамета-

морфизм (включающий частичное плавление низких степеней) гранулитовой фации и регрессивный этап, протекавший в пограничных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Возраст популяции самого древнего магматического циркона составляет 3.0–2.8 млрд лет, что определяет возраст выплавки первичных энтербитов отрадненской серии. С учетом модельного возраста энтербитов, впервые получена оценка возраста отрадненской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента — 3.0 ± 0.1 млрд лет.

В интервале значений возраста 2.75–2.60 млрд лет по циркону фиксируется наиболее мощный эпизод гранулитового метаморфизма, широко проявленный во всем Волго-Уральском сегменте и, сменяющий его, регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Совокупность данных по региону (Бибилова и др., 1984, 1994, 2015; Bogdanova et al., 2010) и полученных результатов по циркону из образца слабозразнейсованных энтербитов Пр 143-1 отрадненской серии позволяет утверждать, что интервал 2.75–2.60 млрд лет отвечает максимально проявленному эпизоду гранулитового метаморфизма и соответствует времени стабилизации континентальной коры Камско-Вятской зоны и Средневожского блока Волго-Уральского сегмента.

При длительной истории формирования минеральные парагенезисы отображают, как правило, наиболее поздние изменения пород. Циркон, как устойчивый минерал, часто фиксирует наиболее древние высокотемпературные преобразования, и может быть инертен к наложенным процессам, отражая историю фрагментарно. Восстановление непрерывной последовательности этапов изменения пород возможно только при комплексном исследовании минеральных парагенезисов пород и циркона. Настоящее исследование показало, что реконструкция истории формирования и преобразования пород должно проводиться при изучении циркона в совокупности с петрографическими особенностями вмещающих его пород.

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении исследований и работе на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 С. И. Демидовой, а также за консультации и обсуждение результатов Ю. А. Костицыну, В. Б. Полякову и А. В. Сомиковой, М. В. Луцкой, научному редактору А. Б. Кузнецову.

Исследования выполнены по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибилова Е.В. (1989) Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука.
- Бибилова Е.В., Богданова С.В., Ларионов А.Н., Федотова А.А., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. (2008) Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона. *ДАН*. **419**(2), 219–223.
- Бибилова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Попова Л.П. (2015) Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород большемершанской серии и их Sm-Nd модельный возраст. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **23**(1), 1–24.
- Бибилова Е.В., Богданова С.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П. (1984) Уран-свинцовый возраст черноки-тоидов Волго-Уральской области. *ДАН СССР*. **276**(4), 916–919.
- Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П., Постников А.В., Макаров В.А., Кременецкий А.А. (1994) U–Pb возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **2**(3), 3–7.
- Богданова С.В. (1986) Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). *Труды ГИН АН СССР*. **408**.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М. (2008) Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь. *Петрология*. **16**(6), 627–656.
- Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. (1992) под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. М.: Недра. 309 с.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О. (2013) U–Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки — применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. *Геохимия*. (2), 171–179.
- Kostitsyn Y.A., Anosova M.O. (2013) U–Pb age of extrusive rocks in the Uxichan caldera, Sredinnyi Range, Kamchatka: Application of laser ablation in dating young zircons. *Geochem. Int.* **51**(2), 155–163.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. (1976) Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. *Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы*. М. Недра. **1**, 106–115.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) Геохимия гранулитов Канского и Шарыжалгайского комплексов. *Труды ОИГГМ*. **817**. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН.
- Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орс В.И. (1989) Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вме-

- шающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия. *Петрология*. **20**(2), 115–135.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция: Перевод с англ., М.: Мир.
- Федотова А.А., Богданова С.В., Клаэссон С., Аносова М.О., Постников А.В., Фугзан М.М., Кириозова Т.И. (2019) Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма Елабужской зоны деформаций Волго-Уралии, Восточно-Европейский кратон. *ДАН*. **488**(3), 307–312.
- Bea F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*. **37**(3), 521–552.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*. **119**, 457–466.
- Bogdanova S.V., (1993) The three-segment hypothesis of the East European Craton. *Terra Nova*. **5**, 313–314.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. (2016) EUROPE|East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. *Elsevier*, 34–49.
- Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. (2010) Volgo-Uralia: the first U–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust. *Am. J. Sci.* **310**, 1345–1383.
- Chauvel C., Garçon M., Bureau S., Besnault A., Jahn Bor-ming, Ding Zh. (2014) Constraints from loess on the Hf–Nd isotopic composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **388**, 48–58.
- Condie K.C. (2018) A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geoscience Frontiers*. **9**, 51–60.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 469–500.
- Ewing T., Rubatto D., Lemke K., Hermann J. (2023) Timescales and mechanisms of felsic lower continental crust formation: Insights from U Pb geochronology of detrital zircon (Malenco Unit, eastern Central Alps). *Lithos*. **456–457**, 107286.
- Harley S.L., Kelly NM, Möller A. (2007) Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains. *Elements*. **3**, 25–30.
- Hawkesworth Chris J., Cawood P.A. and Dhuime B. (2020) The Evolution of the Continental Crust and the Onset of Plate Tectonics. *Frontiers in Earth Science*. **8**, 326, 1–23.
- Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A., Kemp A.I.S., Storey C.D. (2010) The generation and evolution of the continental crust. *J. Geol. Society*. **167**, 229–248.
- Hazen R., Ewing R., Sverjensky D. (2009) Evolution of uranium and thorium minerals. *American Mineralogist*. **94**, 1293–1311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geology*. **211**, 47–69.
- Kohn M. & Kelly N. (2018) Petrology and Geochronology of Metamorphic Zircon (in: Microstructural Geochronology: Planetary Records Down to Atom Scale. Eds.: Moser D., Corfu F., Darling J., Reddy S., Tait K.), 35–61. doi.org/10.1002/9781119227250.ch2
- Kunz B., Regis D., Engi M. (2018) Zircon ages in granulite facies rocks: decoupling from geochemistry above 850 °C? *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**, 26.
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ.* (4).
- Rubatto Daniela. (2017) Zircon: The Metamorphic Mineral. *Rev. Mineral. Geochem.* **83**(1), 261–296.
- Rubatto D., Williams I. and Buick I. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 458–468.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La-Jolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**(3–4), 279–281.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (2009) Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge: Cambridge University Press.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. (1999) GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe. Proc. the 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts, 305.
- Whitehouse M.J. & Kamber B.S. (2005) Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: a cautionary tale from Akilia, Southwest Greenland. *J. Petrol.* **46**, 291–318.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A.V., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three Natural Zircon Standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostand. Newsletters*. **19**, 1–23.
- Yakymchuk C., Kirkland C., Clark C. (2018) Th/U ratios in metamorphic zircon. *J. Metamorph. Geol.* **36**(6), 715–737.

THE ARCHEAN AGE OF GRANITE-GNEISS COMPLEXES FROM THE KAMA-VYATKA ZONE (THE VOLGA-URAL SEGMENT, EAST EUROPEAN CRATON)

© 2025 M. O. Anosova^{a, *}, O. V. Astrakhantsev^a, A. V. Postnikov^b, A. A. Fedotova^a, T. I. Kirnozova^a,
M. M. Fugzan^a, I. A. Sabirov^b

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
Kosygin str., 19, Moscow, 119991 Russia*

^b*Gubkin Russian State University of Oil and Gas,
Leninsky Prospekt, 65, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: anosova@geokhi.ru

Received February 3, 2024

Revised July 7, 2024

Accepted August 23, 2024

The formation history of granulite complexes is fundamental to understanding the processes of early continental crust origins. The work presents the results of an isotope-geochronological study of rock samples from the main complexes of the Kama-Vyatka zone (the Volga-Ural segment, the East European craton) — enderbites of the Otradnensky series and quartz diorites of the Tanai plagiogranitoid massif. The Sm-Nd isotopic data were used to calculate model ages of quartz diorites of the Tanaysky plagiogranitoid massif and enderbites of the Otdnenskaya series — 3.2 and 3.0 Ga, respectively. The U–Pb isotope system of zircon was investigated by LA-ICP-MS. The zircon of quartz diorites indicated the Archean age of protolith formation of the plagiogranitoids of the Tanaysky Massif. This time interval — 3.04–2.98 Ga — includes the stage of the earliest granulite metamorphism immediately following the episode of magmatism. There are several generations of zircon grains from a sample of weakly gneissed enderbites of the Otradnensky series in the 3.0–2.8 Ga age interval, which record the following events: the formation of primary enderbites, locally manifested partial melting under granulite facies conditions and regressive stage of metamorphism in the transitional conditions of granulite to amphibolite facies. Considering to model age of enderbites, for the first time, an estimate of the age of the Otradnensky Group of the Kama-Vyatka zone of the Volga-Ural segment was obtained — 3.0 ± 0.1 Ga. In the 2.75–2.60 Ga age interval, zircon from a sample of weakly gneissed enderbites records the most significance episode of granulite metamorphism, widely manifested throughout the Volga-Ural segment and, replacing it, regressive metamorphism with the input of water-bearing fluid and temperature decreasing.

Keywords: Archean, Proterozoic, zircon, U–Pb isotope system, geochronology, Volga-Ural segment, enderbites, granulites, Sm-Nd, model age