

**ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАПЛАГИОРИОЛИТОВ И ТРОНДЪЕМИТОВ
ЛОСЕВСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

Р. А. Терентьев, К. А. Савко

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 15 января 2015 г.

Аннотация: с целью уточнения U-Pb изотопного возраста лосевской серии предпринята попытка определения генетической природы цирконов с помощью морфо-анатомического анализа и исследования в них состава и распределения элементов-примесей. Геохимические и морфо-анатомические характеристики цирконов можно интерпретировать как: (1) кристаллизацию из расплава (осцилляционно-зональные участки цирконов из плагиориолитов), (2) рост при метаморфизме (секториально- или блоково- зональные ядра цирконов трондjemитов) и (3) дорастание при взаимодействии с флюидной фазой (азональные участки цирконов плагиориолитов). Разнообразие морфологических форм, внутреннего строения и содержаний элементов-примесей цирконов предполагает для большинства из них ксеногенную природу. Перекристаллизованные азональные области и оболочки дорастания имеют поздние- или постмагматический генезис, связанный с кристаллизацией субвулканических плагиориолитов лосевской серии. При этом возраст плагиориолитов будет соответствовать изотопной дате около 2140 млн лет. Возраст накопления терригенной толщи лосевской серии ограничен интервалом 2168–2175 млн лет. Ксеногенные цирконы по геохимическим критериям относятся к двум контрастным источникам: (1) континентальная кора архейско-палеопротерозойского возраста и (2) магматические палеопротерозойские породы океанических областей.

Ключевые слова: циркон, геохимия, плагиориолит, трондjemит, палеопротерозой, лосевская серия, усманский комплекс, Восточно-Сарматский ороген.

THE GEOCHEMISTRY OF ZIRCONS FROM METAPLAGIORHYOLITE AND TRONDHJEMITE OF LOSEVO STRUCTURAL AND FORMATIONAL ZONE, VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

Abstract: we have attempted to clarify the U-Pb isotopic age of the Losevo series rocks using the zircon morpho-anatomical analysis and examination in it the rare elements distribution. Geochemical and morpho-anatomical features are interpreted as: (1) crystallization from melt (sections of crystal with the oscillatory zoning from plagioryholites), (2) growth during metamorphism (the sectorial or blocking zoned zircons cores from trondhjemites), (3) overgrowth by the fluid phase interrelations (unzoning parts of zircons from plagioryholites). The morphological forms diversity, internal structure, and the rare elements composition suggest their xenogenic genesis. Recrystallized unzoning areas and overgrowing rims have late- or postmagmatic genesis related with the subvolcanic plagioryholites crystallization. Wherein the plagioryholites age will 2140 m.a. The Losevo terrigenous rocks accumulation age is restricted 2168-2175 m.a. On geochemical criteria xenogenic zircons are two sources: (1) Archean-Paleoproterozoic continental crust, and (2) Paleoproterozoic magmatic rocks from ocean areas.

Keywords: zircon, geochemistry, plagioryholite, trondhjemite, Paleoproterozoic, Losevo series, Usman complex, East Sarmatian Orogen.

Введение

Лосевский вулканический пояс (также называемый Лосевской структурно-формационной зоной) вместе с Воронцовским террейном является частью палеопротерозойского Сарматско-Уральского складчатого пояса, разделяющего архейские ядра Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона. Реконструкция развития этой тектонической структуры дает ключ к пониманию палеопротерозойских геодинамических процессов на границе архейских континентов. В настоящее время выполнены геохронологические исследования по U-Pb изотопному датированию цирконов из метапла-

гиориолитов лосевской серии и гранитоидов усманского комплекса [1–4].

Нерешенным остался вопрос генезиса датированных цирконов, что влечет за собой сомнения о достоверности интерпретации изотопного возраста кристаллизации кислых вулканитов и/или осадко-накопления граувакк лосевской серии.

В данной статье выполнены морфо-анатомический анализ, изучение состава и распределения элементов-примесей в кристаллах циркона методом вторично-ионной масс-спектрометрии с целью установления генетической природы датированных ранее цирконов.

Геологическая позиция, петрография и химизм объектов исследования

Лосевская структурно-формационная зона (ЛСФЗ) входит в состав Восточно-Сарматского орогена [5] в полосе сочленения Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона [6]. Эта структурно-формационная зона выполнена породами лосевской серии, в разрезе которой среди метатерригенных образований присутствуют метавулканикиты контрастной базальт-плагииориолитовой и полимодалной базальт-андезит-плагииориолитовой ассоциаций [2] (рис. 1). Широко распространенные в ЛСФЗ гранитоидные интрузии относят к усманскому комплексу. Эти гранитоиды занимают около 20 % территории ЛСФЗ, образуя крупные массивы площадью до 540 км².

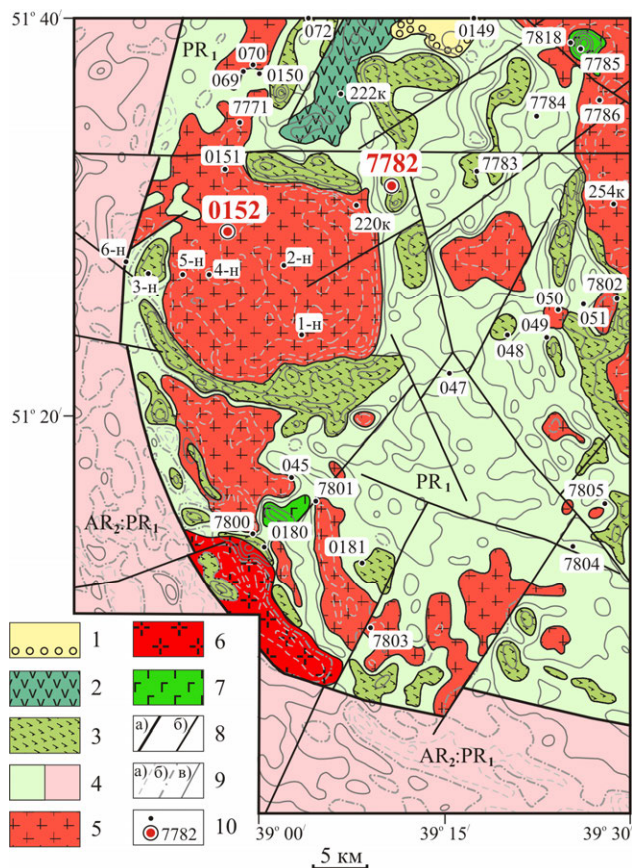


Рис. 1. Геолого-геофизическая схема строения докембрийского фундамента района центральной и западной частей Лосевского террейна: 1 – терригенные отложения воронежской свиты с метаконгломератами в основании, 2 – метавулканогенная (подгоренская) толща лосевской серии с преобладанием пород среднего состава, 3 – амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы стрелицкой толщи лосевской серии, 4 – нерасчлененные породы (метаграувакки, гнейсы) Лосевского террейна (PR₁), гнейсы Донского террейна и ассоциирующие с ними гранитоиды (AR₂:PR₁), 5 – трондьемиты и гранодиориты усманского комплекса; 6 – монцограниты Девидского массива, 7 – габброиды, 8 – тектонические нарушения: главные (а) и второстепенные (б), 9 – аномалии гравитационного поля (Δg, мГал): отрицательные (а), нулевые (б) и положительные (в), 10 – положение и номер скважин.

Плагииодациты, их дифференциаты – плагииориодациты и плагииориолиты и фациальные аналоги – туфы, слагают верхние части разреза стрелицкой толщи лосевской серии, где переслаиваются с зеленокаменны-

ми породами (метабазиты толеитовой серии [2]). Контакты пород четкие, резкие; в приконтактовых частях палеоэффузивных и палеосубвулканических тел присутствуют включения метабазитов в виде линз размером до 2 x 4 см. Преобладающая часть кислых пород обладает реликтовой порфиоровой структурой; вкрапленники представлены кварцем и плагииодацитом при преобладании последнего. Гранобластовая, лепидобластовая основная ткань сложена (объем. %) кварцем 40–60, альбит-олигоклазом 50–30, серицитом 10–15, хлоритом и эпидотом 0–10. По петрохимическому составу рассматриваемые породы представляют собой сингенетический ряд плагииодацит-плагииориодацит-плагииориолит (SiO₂ = 64,8–73,5 мас. %) и относятся к семейству высокоглиноземистых Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) = 2,1–6,9 низкощелочных (Na₂O+K₂O < 7 мас. %) риодацитов с низким (< 0,5) K₂O/Na₂O отношением. Плагииориолиты обогащены относительно примитивной мантии в 40–50 раз крупноионными литофильными элементами Rb, Ba, K, обладают сильно фракционированными спектрами РЗЭ ((La/Yb)_N = 21±4) без европиевых аномалий (Eu/Eu* = 1,0±0,13), высоким отношением Sr/Y = 74±22. Наиболее близким геохимическим аналогом метаморфизованных кислых пород стрелицкой толщи лосевской серии являются плагииодациты-плагииориолиты надсубдукционных обстановок (высококременеземистые адакиты по [7]).

Преобладающая часть площади массивов усманского комплекса сложена трондьемитами (Pl 51,4–64,8, Qtz 23,2–34,3, Mc 0,2–6,2, Bt 4,7–10,0 об. %), которые по данным бурения по мере удаления от кровли вглубь интрузий с уменьшением содержания биотита и увеличением количества микроклина [1] постепенно переходят в гранодиориты и лейкогранодиориты (Pl 47,5–56,1, Qtz 25,3–36,7, Mc 6,1–15,6, Bt 3,8–8,6 об. %). По петрохимическому составу интрузивные образования усманского комплекса при среднем содержании SiO₂ 70,91±1,77 мас. % (здесь и далее X_{ср.}±σ, n=81) относят к насыщенным глиноземом Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)= 1,05±0,13, умеренно железистым Fe/(Fe+Mg)=0,64±0,09, низкокальциевым Ca/(Ca+Na)=0,22±0,06, высоконатровым Na/(Na+K)= 0,75±0,06 (до 0,84) гранитоидам. Геохимической спецификой гранитоидов усманского комплекса является их обогащенность крупноионными литофильными элементами с уменьшением индикаторных отношений K/Rb (349±48) и Zr/Hf (39±1) и увеличением Th/U (4,2±1,1) в 1,5–2 раза по сравнению с кремнекислыми натровыми вулканическими породами и их интрузивными аналогами тоналит-трондьемитового состава современных и молодых островных дуг. Рассматриваемые гранитоиды отличаются также от трондьемитов и химически эквивалентных им дацитов мезокайнозойских островных дуг дифференцированным распределением редкоземельных элементов (La/Yb= 31±5). Эти образования характеризуются полным соответствием спектру распределения РЗЭ внутриконтинентальных трондьемитов [8].

Методы исследования

Кристаллооптические исследования осуществлены на оптическом поляризационном микроскопе

OLYMPUS BX51-P.

Цирконы для изотопного датирования [1–4] и последующего определения элементов примесей выделяли из образцов весом около 1 кг по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и электромагнитного сепаратора в ВГУ (минералог Г. С. Золотарева) и ИГЕМ РАН (минералог Ю. С. Балашова).

Содержания РЗЭ и других элементов примесей в цирконах определялись методом Вторично-Ионной Масс-Спектрометрии в Ярославском Филиале Физико-Технологического Института РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием вторично-ионного микрозонда CAMECA IMS-4F. Методика измерений в основном соответствовала методике, изложенной в [9, 10].

Кристаллы цирконов для анализа закреплялись эпоксидной смолой в цилиндрических шашках с отполированными верхними поверхностями. На поверхность шашек была напылена тонкая пленка золота толщиной 0,03 мкм. Основные пункты методики измерений изложены в [11]. Первичный пучок ионов O_2^- достигал поверхности образца под углом в 25° относительно нормали, с энергией, приблизительно равной 14,5 кэВ, и фокусировался в пятно диаметром $25 \div 30$ мкм. Интенсивность тока бомбардирующих ионов составляла $3 \div 4$ нА. Область сбора вторичных ионов ограничивалась полем зрения, задаваемым левой диафрагмой и настройкой вторичной ионной оптики, и составляла 25 мкм в диаметре, что, наряду с фокусировкой первичного пучка, определяло локальность анализа.

При формировании аналитического сигнала использовался диапазон энергий вторичных ионов $75 \div 125$ эВ, для чего на образец, находящийся под базовым потенциалом в 4500 В, подавалось смещение – 100В, а энергетическая щель ограничивалась величиной 50 эВ. Изменение потенциала анализируемой области, связанное с зарядкой образца под действием ионной бомбардировки, корректировалось за счет использования специальной процедуры автоподстройки потенциала образца.

Выбранная для анализа область в течение 2-х \div 3-х минут подвергалась распылению пучком, развернутым в растр 30×30 мкм, так что от проводящей пленки освобождалась площадка размерами приблизительно 50×50 мкм, при этом также производилось удаление слоя поверхностных загрязнений. Измерение производилось в виде пяти циклов накопления сигнала с дискретным переключением масс-пиков в пределах заданного набора. Время накопления изменялось в зависимости от интенсивности сигнала и задавалось автоматически посредством контроля статистики. Максимальное время накопления для каждого компонента не превышало 30 секунд за один цикл.

Абсолютные концентрации для каждого элемента вычислялись на основе измеренных интенсивностей положительных атомарных вторичных ионов, нормированных на интенсивность вторичных ионов $^{30}Si^+$, с использованием коэффициентов относительной чувствительности (КОЧ): $C_i = I_i / I^{30}Si^+ \cdot K_i$. Калибровочные зависимости получены экспериментально для наборов (7 \div 13) известных, хорошо аттестованных стандартных образцов [12].

Сигналы $^{153}Eu^+$, $^{174}Yb^+$, $^{158}Gd^+$ и $^{167}Er^+$ очищались от интерферирующих молекулярных ионов оксидов Ва и более легких РЗЭ с использованием схем вычитания, предложенных в [13]. Дополнительные процедуры вычитания, специфичные для циркона, были использованы для коррекции сигналов $^{138}Ba^+$, $^{139}La^+$, $^{140}Ce^+$, $^{141}Pr^+$ с учетом вклада интерферирующих ионов вида $ZrSiO$ [14]. Сигнал $^{174}Yb^+$ корректировался на величину интенсивности изотопа $^{174}Hf^+$, дающего вклад в интенсивность масс-пика на 174 а.е.м. Интенсивность $^{174}Hf^+$ вычислялась из измеренной интенсивности $^{178}Hf^+$ с использованием известного значения отношения природных изотопов циркония $^{178}Hf^+ / ^{174}Hf^+ = 170,5$. Кроме того, сигналы $^{88}Sr^+$ и $^{89}Y^+$ корректировались с учетом изобарных наложений двухзарядных ионов $^{176}Hf^{++}$ и $^{178}Hf^{++}$, присутствующих в области 88 а.е.м и 89 а.е.м. Отношение интенсивностей однозарядных и двухзарядных положительных вторичных ионов гафния, определенное экспериментально для 177-го изотопа гафния составило $^{177}Hf^+ / ^{177}Hf^{++} = 581$.

Интенсивность $^{92}Zr^1H^+$ определялась исходя из известных значений природной распространенности изотопов путем измерения интенсивности $^{94}Zr^1H^+$ на 95 а.е.м. Данная величина использовалась для коррекции сигнала $^{93}Nb^+$:

$$I(95 \text{ a.m.u.}) = ^{94}Zr^1H^+ \\ ^{92}Zr^1H^+ = ^{94}Zr^1H^+ * 0,9868 \\ ^{93}Nb^+ = I(93 \text{ a.m.u.}) - ^{92}Zr^1H^+$$

При этом предел обнаружения ниобия в цирконе ограничивается величиной ~ 10 wt ppm ввиду высокой интенсивности соседнего $^{92}Zr^+$.

Проводилась оценка содержания фосфора в образце на основе процедуры вычитания гидридного иона $^{30}Si^1H^+$. Вклад $^{30}Si^1H^+$ в интенсивность ионного тока, измеряемого в области 31 а.е.м., определялся через интенсивность $^{28}Si^1H^+$, определяемую как разность измеренной интенсивности масс-пика в области 29 а.е.м., нормированной на интенсивность сигнала $^{30}Si^+$, и известного отношения природных изотопов кремния $^{29}Si^+ / ^{30}Si^+ = 1,517$:

$$^{28}Si^1H^+ / ^{30}Si^+ = I(29 \text{ a.m.u.}) / ^{30}Si^+ - 1,517; \\ ^{30}Si^1H^+ / ^{30}Si^+ = ^{28}Si^1H^+ / ^{30}Si^+ / 29,875 \\ 31P^+ / ^{30}Si^+ = I(31 \text{ a.m.u.}) / ^{30}Si^+ - ^{30}Si^1H^+ / ^{30}Si^+$$

**Результаты исследования
Характеристика образцов**

Метаплагиориолит лосевской серии (отобран из керна скважины 7782, глубина 188,5–193,0 м, проба Т-7 (рис. 2а)), массивный розоватого цвета с тонкозернистой гипидиоморфной, переходящей в гранобластовую основной массой и реликтовыми фенокристаллами плагиоклаза. Однородность пород, порфиридность и раскристаллизованность основной массы свидетельствуют в пользу субвулканической природы опробованного тела, которое залегает среди сланцеватых толеитовых метатифитов. Из образца весом около 800 г выделено до 20 зерен циркона.

Биотитовый трондьемит усманского комплекса отобран из дифференцированного трондьемит-гранодиоритового петротипического Костенковского массива с глубины 1000 м скважины 0152, расположенной

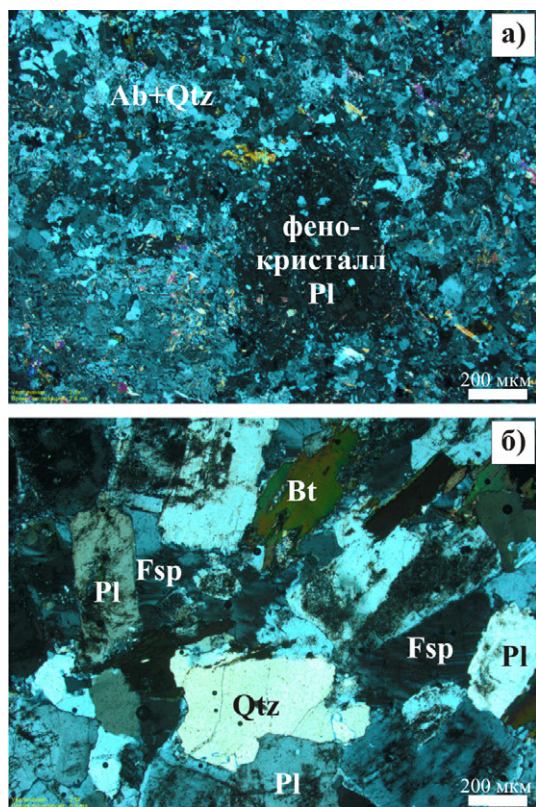


Рис. 2. Фотографии пород под микроскопом (никколи скрещены): (а) – метаплагиориолит лосевской серии (скв. 7782, глубина 188,5–193,0 м); (б) – биотитовый тронджемит усманского комплекса (скв. 0152, 1000 м).

в центре массива (рис. 2б). Тронджемит светло-розовато-серого цвета массивный, средне-мелкозернистый. Из образца весом около 1 кг было выделено 65 зерен циркона, 22 % которых включают древние ядра.

Морфология, анатомия и возраст цирконов

Циркон из метаплагиориолитов лосевской серии характеризуется высоким идиоморфизмом, многообразием морфологических форм, представленных призматическими, коротко-призматическими и изометричными кристаллами (коэффициент удлинения K_y варьирует от 1 до 2), и относительно крупными размерами (50–

165 мкм в поперечнике и 95–335 мкм в длину). Часть кристаллов несет следы механической абразии – окатаны. По морфолого-анатомическим и возрастным признакам выделены несколько типов зерен:

1) Почти бесцветные обломки с тонкой осцилляционной зональностью (зерна 7 и 9 в верхнем ряду, рис. 3), для которых характерна хорошая прозрачность и отсутствие включений. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст их составил 2730 ± 12 – 2724 ± 13 и 2229 ± 22 млн лет, соответственно.

2) Бесцветное крупное (165x335 мкм), относительно остальных, зерно хорошо окатанное и трещиноватое. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст его составил 2199 ± 15 – 2200 ± 13 .

3) Полупрозрачные желтоватые с рыжеватыми пятнами вдоль трещин и включений идиоморфные кристаллы, часто со сглаженными гранями. В полупрозрачных кристаллах видны редкие относительно крупные (до 15 мкм) зерна минералов-узников и расплавные включения. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст таких цирконов варьирует от 2133 ± 19 до 2206 ± 20 млн лет.

Циркон третьего типа – самый распространенный. По внутреннему строению изученные цирконы близки и характеризуется тонкой осцилляционной зональностью (см. рис. 3), что предполагает их исходную магматическую природу. Обильные минеральные включения сопровождаются метамиктизацией внешней части циркона и делают его непрозрачным. Такие оболочки дорастания изотропные в катодолюминесцентном свечении (см. рис. 3) наблюдаются в пяти зернах цирконов. Границы между изотропными оболочками и зональными частями зерен четкие, иногда неровные, со следами резорбции центральных частей. В одном из кристаллов (шестой в верхнем ряду на рис. 3) субизотропная область наблюдается ближе к центру, что может быть связано с перекристаллизацией вдоль трещин, которые отчетливо видны в отраженном свете и BSE-изображении (рис. 4).

Циркон из тронджемитов усманского комплекса представлен прозрачными с бледной желтоватой или розовой окраской идиоморфными кристаллами удлиненно-призматического габитуса ($K_y = 2,28\pm 0,40$; $n=62$) длиной 152 ± 6 мкм и шириной 67 ± 2 мкм. По интенсивности люминесцентного свечения в катод-

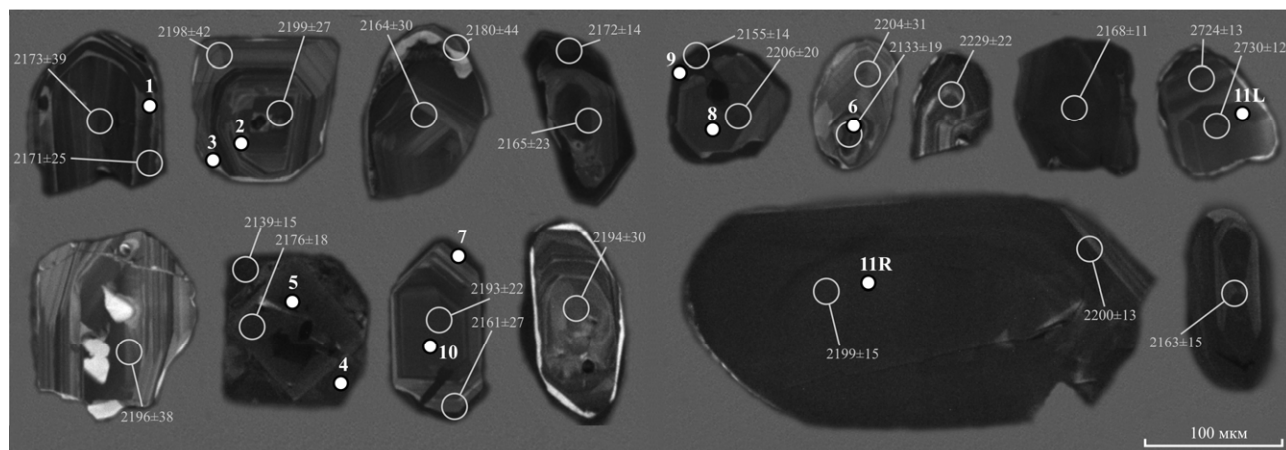


Рис. 3. Цирконы в метаплагиориолите лосевской серии (катодная люминесценция). Здесь и на рис. 5 кругами отмечены места U-Pb изотопных исследований и подписаны значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в млн лет. Жирными точками показаны локальность геохимических исследований методом вторично-ионной масс-спектрометрии (номера точек соответствуют табл. 1).

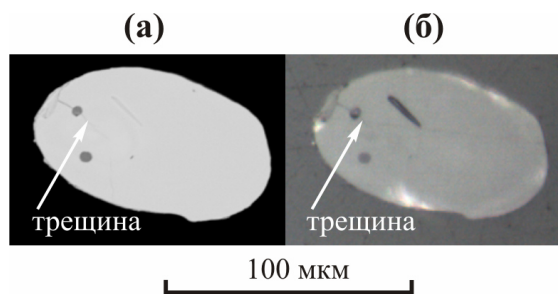


Рис. 4. Циркон с перекристаллизованной центральной частью в отраженном свете (а) и BSE-изображении (б).

ных лучах во всех кристаллах циркона хорошо видна тонкая ритмичная концентрическая (осцилляционная) зональность роста (рис. 5). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (при низкой дискордантности) ритмично-зональных кристаллов и оболочек составил 2049 ± 29 –

2080 ± 35 млн лет. Ядра (см. рис. 5), которые интерпретируются как ксеногенные, захваченные из метаграувак лосевской серии [1], в отличие от оболочек часто имеют блоковое или секториальное строение. На границе ядер и оболочек нарастания иногда наблюдаются кристаллики минералов-спутников и флюидные включения. Сами границы часто неровные, секущие внутреннюю структуру центральных частей таких зерен циркона, что указывает на кластогенную природу ядер и/или их резорбцию трондьемитовым расплавом. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст ядер значительно древнее чем возраст ритмично-зональных оболочек и кристаллов без ядер – 2175 ± 24 – 2196 ± 27 млн лет.

Все изученные цирконы имеют умеренные концентрации Th и U, Th/U отношения варьируют от 1 до 0,15 и обычно уменьшаются во внешних частях кристаллов.

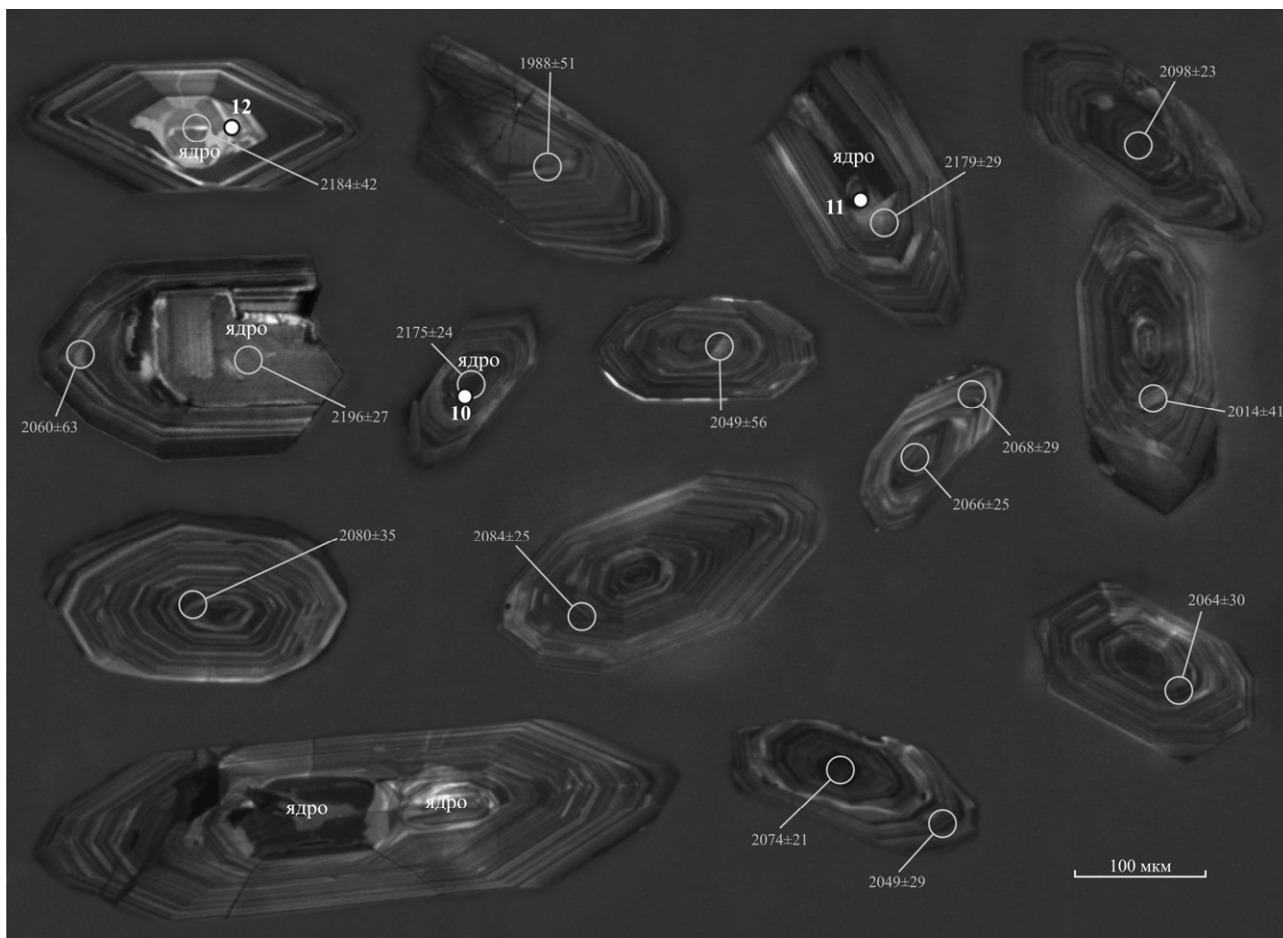


Рис. 5. Цирконы в трондьемите усманского комплекса (катодная люминесценция).

Геохимия цирконов

Первые два типа цирконов из метаплагиориолитов – обломки зерен с возрастными 2730–2724 млн лет и крупное окатанное зерно с возрастом 2200 млн лет имеют различный спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (табл. 1, рис. 6), в первом случае с положительной Ce-аномалией, а во втором случае без Ce-аномалии, обогащенный легкими РЗЭ. Для обоих цирконов характерны отрицательные Eu-аномалии, низкие содержания элементов-примесей таких как Ca, P, Sr, Y.

Третий тип цирконов из метаплагиориолитов –

наиболее распространенный, как было указано выше, по анатомическим особенностям характеризуется осцилляционно-зональными центральными частями и оболочками и азональными почти изотропными в катодной люминесценции оболочками и реже изотропными внутренними областями. По распределению РЗЭ зональные и азональные участки цирконов не отличаются (см. рис. 6). Для них характерно обогащение тяжелыми РЗЭ и отрицательные Eu-аномалии, а Ce-аномалия редуцирована в азональных областях. По сравнению с зональным цирконом в азональных областях фиксируется более низкое содержание Ca, Y, Sr и

Таблица 1

Содержание редких и рассеянных элементов (з/м) в цирконе металагаириолитов и трондьяемитов Лосевского террейна

Скважина	7782												0152		
	плагиоориолит												трондьяемит		
	зональные участки						азональные участки						ядра		
Примечание	PR	AR	зональные участки			зональные участки			азональные участки			ядра			
№ точки	11R	11L	1	2	3	5	7	8	10	4	6	9	10	11	12
Положение	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр	центр	край	центр	край	центр	центр	центр
P	281,6	73,93	382,4	3333	582,5	596,2	396,0	474,8	356,8	392,2	197,6	288,1	1147	106,2	131,9
Ca	16,53	8,64	32,19	5693,2	909,2	715,2	10,05	21,87	21,19	29,94	28,16	585,9	1586	30,21	1,74
Sm	17,35	1,51	21,56	15,74	7,43	135,3	7,10	13,93	14,82	12,46	5,46	127,7	14,81	3,82	2,59
Th	45,91	113,6	114,1	35,43	27,54	237,7	90,84	79,64	80,13	35,76	24,59	135,8	173,5	87,84	25,47
U	329,8	188,7	222,8	79,92	91,92	470,3	215,3	215,7	213,9	322,1	77,13	485,7	314,3	242,2	88,10
Hf	11078	9170	7725	6207	7996	7777	7968	8395	8736	12502	7226	12492	9045	9812	7653
Lu	91,83	34,83	200,9	115,6	109,1	278,2	148,0	181,0	244,6	230,4	70,21	119,1	62,66	32,27	35,42
Dy	62,85	35,75	348,9	191,3	138,9	551,4	230,1	279,3	409,3	112,5	81,71	209,4	88,39	38,21	45,06
Nd	52,55	0,90	29,09	30,85	13,51	740,7	6,25	46,75	9,48	40,65	26,55	816,8	40,36	18,62	1,38
Ti	5,85	14,49	7,75	9,25	8,57	86,76	6,02	7,69	4,89	8,71	11,83	58,31	55,71	4,50	8,84
Str	1,08	0,34	1,05	11,61	1,54	32,25	1,14	2,68	1,22	2,32	0,74	43,50	5,14	0,95	0,20
Y	934,8	476,1	4011	2202	1774	6144	2884	3488	5012	1535	1128	2153	1090	484,6	550,5
Nb	нд	нд	31,61	13,64	12,23	нд	нд	нд	нд	115,21	нд	нд	10,08	10,95	11,47
Ba	нд	нд	3,46	21,79	1,66	нд	нд	нд	нд	3,95	нд	нд	3,17	1,20	0,81
La	1,62	0,24	0,92	11,61	2,19	87,17	0,52	4,24	0,17	2,72	1,35	88,38	6,65	2,69	0,09
Ce	35,97	24,96	32,96	43,08	18,62	847,0	25,99	70,07	21,57	61,63	20,61	1183	78,95	41,62	9,66
Pr	6,59	0,13	2,98	5,29	1,52	137,5	0,80	9,66	0,69	5,85	4,12	180,72	4,52	2,70	0,09
Gd	23,34	7,97	86,56	57,33	30,97	224,4	46,57	66,37	88,25	22,46	20,19	136,4	34,38	12,03	12,61
Yb	451,1	199,0	1280	729,6	652,7	1824	923,1	1119	1507	1270	400,7	706,5	356,3	181,2	191,7
Eu	2,87	0,20	2,91	1,87	0,92	16,91	0,66	1,90	1,42	1,64	1,20	18,25	6,94	4,34	0,98
Er	166,9	86,77	736,9	416,0	332,6	1112	541,3	642,5	916,7	366,8	205,7	368,9	180,9	87,62	98,55
T(°C) ¹	725	809	750	766	759	1023	727	749	710	760	789	969	963	703	761
T(°C) ²	729	819	755	773	765	1053	731	754	713	766	797	993	986	706	768
U/Yb	0,73	0,95	0,17	0,11	0,14	0,26	0,23	0,19	0,14	0,25	0,19	0,69	0,88	1,34	0,46
U/Th	7,18	1,66	1,95	2,26	3,34	1,98	2,37	2,71	2,67	9,01	3,14	3,58	1,81	2,76	3,46
Ce/Ce*	1,50	32,95	2,98	1,32	2,36	1,49	7,84	1,87	8,57	2,69	1,34	1,66	3,34	3,34	23,33
(Sm/La) _N	17,01	10,01	37,29	2,16	5,39	2,47	21,83	5,23	136,33	7,28	6,45	2,30	3,54	2,26	48,15

Примечание: T °C – температура кристаллизации пород (T в цирконе), рассчитанная по¹ [16] и² [17]

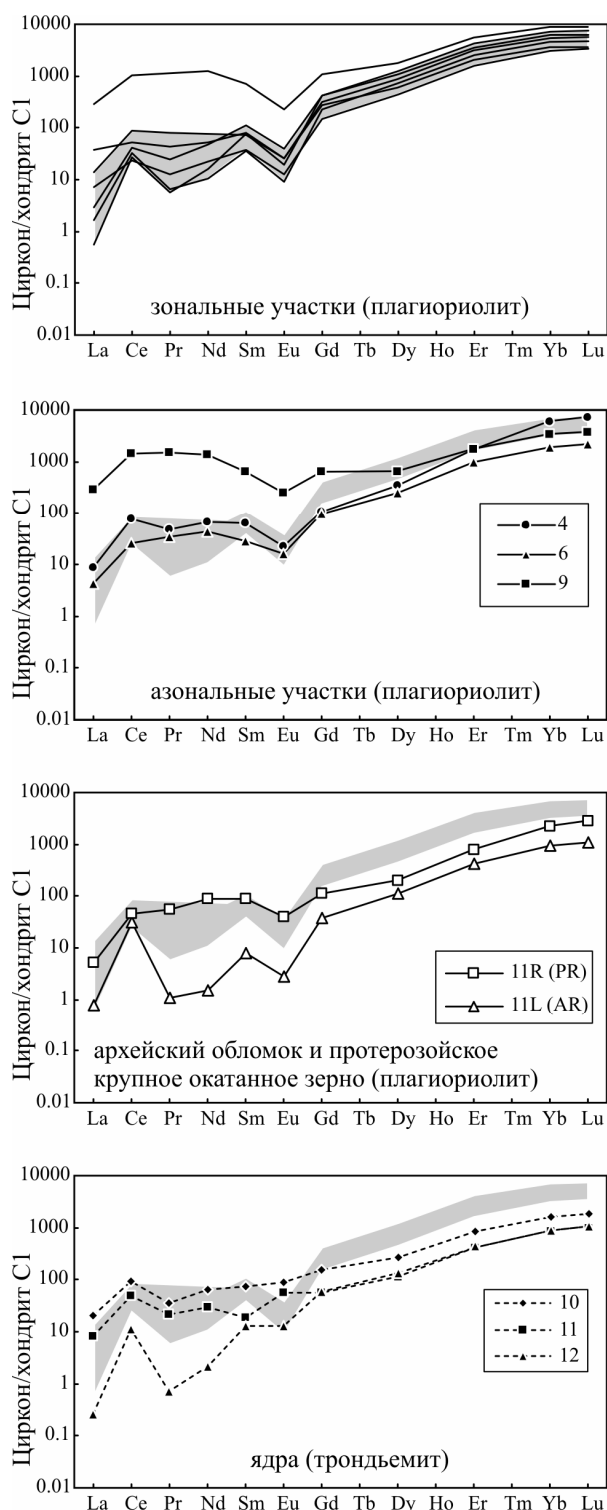


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в цирконе метаплагиориолитов и трондjemитов Лосевского террейна. Серое поле – составы зональных участков цирконов из метаплагиориолитов. Хондрит C1 по [15].

резко повышенные U до 485 г/т и Hf до 1,2 %. Сходный по составу элементов-примесей и характеру распределения РЗЭ циркон образуется при участии флюидной фазы [18, 19].

Ядра цирконов из трондjemитов характеризуются близкими спектрами распределения РЗЭ со спектрами в зональных областях цирконов из метаплагиориолитов (см. рис. 6). Главное отличие заключается в отсутствие отрицательной Eu-аномалии, такое же как

и в самом крупном цирконе из метаплагиориолита. В трех проанализированных ядрах цирконов наблюдаются широкие, иногда отличающиеся на несколько порядков, вариации несовместимых элементов – Ca, Rb, Sr, Th и U (см. табл. 1), что может свидетельствовать об их различном генезисе.

Обсуждение результатов

Важным критерием образования пород является распределение РЗЭ и других элементов-примесей в цирконе, а также морфо-анатомические особенности цирконов. Считается, что геохимические характеристики циркона зависят от его магматического, метаморфического или гидротермального генезиса [19]. Морфология циркона вместе с его изотопно-геохимическими особенностями очень важны при петрогенетических реконструкциях [20].

Большинство кристаллов циркона метаплагиориолитов или их внутренних частей обладают тонкой осцилляционной зональностью, характерной для магматических цирконов [20, 21] или цирконов из пород гранулитовой фации метаморфизма [22]. К таковым относятся обломки цирконов первой группы с изотопными возрастными 2730±12–2724±13 и 2229±22 млн лет, а также зональные полупрозрачные участки кристаллов третьей группы, которые древнее, чем изотропные участки в них. Они демонстрируют однотипные фракционированные спектры распределения РЗЭ (см. рис. 6) с умеренной величиной отношения $(Lu/Gd)_N = 10–35$, высоким содержанием тяжелых лантаноидов ($Yb_N = 952–8730$), проявленными Ce-, Eu-аномалиями ($Ce/Ce^* = 1,32–32,9$, $Eu/Eu^* = 0,14$ в среднем). Подобные характеристики свойственны магматическим цирконам [21, 22]. Однако, на дискриминационной диаграмме (рис. 7) по [23] зональные цирконы или участки в них попадают в поле цирконов гидротермального генезиса или находятся вне полей как магматических, так и гидротермальных цирконов. Такое промежуточное положение по соотношению РЗЭ характерно для метаморфических цирконов [24]. Вероятно, первично магматические цирконы впоследствии были частично перекристаллизованы при метаморфизме. Широкие вариации содержаний РЗЭ и других элементов-примесей в рассматриваемых зональных цирконах свидетельствуют об их гетерогенности и ксеногенности. Различные оценки температур кристаллизации зональных цирконов (см. табл. 1) от 700 до 1050 °С, характерные для позднемагматических этапов кристаллизации широкого спектра пород от гранитов до габброидов, подтверждают их гетерогенность и ксеногенность.

Ядра цирконов из трондjemитов усманского комплекса характеризуются секториальной или блоковой зональностью, отличаются от зональных участков цирконов метаплагиориолитов менее фракционированным спектром распределения РЗЭ с умеренной величиной отношения $(Lu/Gd)_N = 14–22$, пониженным содержанием тяжелых лантаноидов ($Yb_N = 867–1705$), положительными Ce-аномалиями и слабо проявленными отрицательными Eu-аномалиями ($Ce/Ce^* = 3,3–23,3$, $Eu/Eu^* > 0,36$), что характерно для метаморфогенных цирконов [20, 25]. Таким образом,

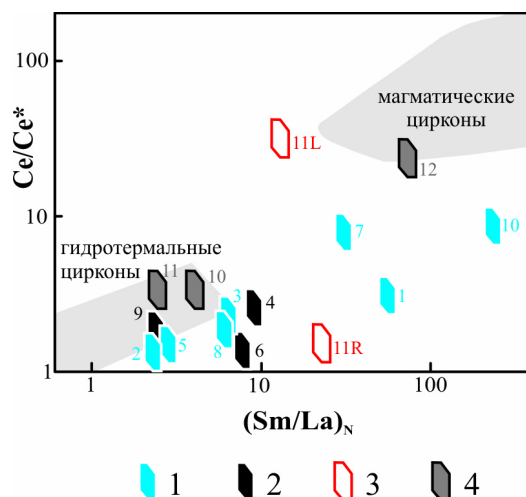


Рис. 7. Соотношение $(Sm/La)_N$ и величины Ce-аномалии в цирконе разных морфо-анатомических групп. Здесь и на рис. 8: 1 – зональные участки (плаггиориолит), 2 – азональные участки (плаггиориолит), 3 – архейский обломок и протерозойское крупное окатанное зерно (плаггиориолит), 4 – ядра (трондьемит). Номера точек соответствуют табл. 1. Закрашенные области – поля составов магматических и гидротермальных (метасоматических) цирконов по [23].

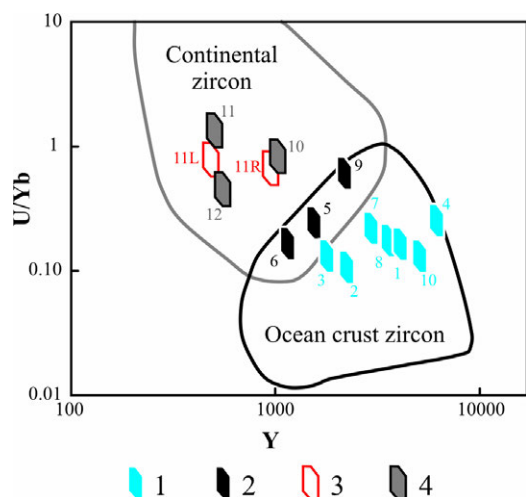


Рис. 8. Соотношение U/Yb и Y в цирконе разных морфо-анатомических групп (условные обозначения см. на рис. 7). Поля континентальных и океанических цирконов по [27].

подтверждается предположение о том, что ядра цирконов представляют собой ксеногенные цирконы из метаграувакк лосевской серии, захваченные трондьемитовым расплавом [1] с более поздними магматическими оболочками.

Признаки, свидетельствующие о перекристаллизации циркона, установлены для азональных кайм и внутренних участков цирконов из метаплаггиориолитов. Отмечаются зоны с границами извилистой формы, срезающие первичную ростовую зональность, иногда с пятнистой структурой. Наличие таких структур означает, что ксеногенные кристаллы магматического циркона не всегда были в равновесии с окружающей средой. Азональные участки обладают низкими отношениями Ce/Ce^* и $(Sm/La)_N$ (см. рис. 7), характерными для цирконов кристаллизовавшихся из растворов или подвергшихся изменениям под

действием флюидов [19]. В так называемых гидротермальных или метасоматических цирконах наблюдаются обогащение легкими РЗЭ и, соответственно, плоские спектры РЗЭ и небольшая положительная Ce-аномалия. Схожие характеристики и, вероятно, генезис свойственны крупному окатанному циркону с возрастом 2200 млн лет. Вероятность изменения внутреннего строения циркона возрастает у кристаллов с нарушенной структурой вследствие механической трещиноватости или пластической деформации [26]. Трещиноватостью можно объяснить наличие азональной области в центральной части одного из кристаллов (шестой в верхнем ряду на рис. 3 и рис. 4).

По морфо-анатомическим и геохимическим особенностям цирконов и по значениям измеренных в них возрастов выделяются: (1) ксеногенные цирконы с осцилляционной зональностью, (2) секториально- или блоково-зональные ядра цирконов магматического и метаморфического генезиса с тремя кластерами значений изотопного возраста (около 2730, 2205 и 2170 млн лет) и (3) азональные перекристаллизованные участки цирконов, вероятно поздние или постмагматического генезиса, связанные с кристаллизацией субвулканических плаггиориолитов лосевской серии с изотопным возрастом около 2140 млн лет. Относительно высокие температуры кристаллизации таких азональных участков 760–970 °С (см. табл. 1) также свидетельствуют об их кристаллизации из магматического расплава. На классификационной диаграмме [27, 28] составы цирконов пестрого облика (обломок циркона с архейским возрастом), палеопротерозойское крупное окатанное зерно метаплаггиориолитов и ядра цирконов трондьемитов) попадают в поля континентальных цирконов (рис. 8), все осцилляционно-зональные кристаллы цирконов или их участки находятся в поле океанических цирконов. Азональные в люминесцентном свечении оболочки и внутренние части цирконов занимают промежуточное положение как между полями континентальных и океанических цирконов, так и между составами других групп цирконов из метаплаггиориолитов и трондьемитов Лосевского террейна. Интерпретация описанных особенностей цирконов представляется нам следующим образом:

(1) Кислые расплавы (в нынешнем виде – метаплаггиориолиты лосевской серии), по мере продвижения через литосферу, захватывали цирконы из континентальных осадков и цирконы из мантийных магматических пород океанической коры. Геохимические метки океанической коры ксеногенных цирконов в метаплаггиориолитах лосевской серии – является свидетельством вероятного существования океана в палеопротерозое между Сарматией и Волгоуралией. Трондьемитовые расплавы (усманский комплекс) захватывали преимущественно детритовые цирконы из метаграувакк лосевской серии.

(2) При последующем региональном метаморфизме могла происходить твердофазная перекристаллизация цирконов или же часть захваченных секториально- и блоково-зональных цирконов относится к метаморфогенным.

(3) В результате воздействия флюидов произошла перекристаллизация цирконов и/или дорастание аazonальными оболочками, возраст которых соответствует возрасту кристаллизации плагиориолитов лосевской серии. А геохимические особенности цирконов промежуточного состава, не попадающие в поля, характерные для цирконов из континентальной или океанической коры, могут свидетельствовать о пограничном субконтинентальном-субокеаническом геотектоническом положении плагиориолитов, чему отвечают, например, надсубдукционные комплексы.

Выводы

1. По морфологическим особенностям выделены окатанные и идиоморфные цирконы в метаплагиориолитах лосевской серии. Первые характеризуются осцилляционной магматической зональностью, вторые часто обрастают аazonальными изотропными в катоднолюминесцентных лучах оболочками. Ядра цирконов из трондьемитов усманского комплекса характеризуются секториальной или блоковой метаморфогенной зональностью.

2. Геохимические характеристики цирконов можно интерпретировать как (1) кристаллизацию из расплава (зональные кристаллы и участки цирконов плагиориолитов), (2) рост при метаморфизме (ядра цирконов трондьемитов) и (3) дорастание при взаимодействии с флюидной фазой (азональные оболочки и реже центральные области цирконов плагиориолитов).

3. Разнообразие морфологических форм, внутреннего строения и содержаний элементов-примесей цирконов предполагает для большинства из них ксеногенную природу. Перекристаллизованные аazonальные области и оболочки дорастания имеют поздне- или постмагматический генезис, связанный с кристаллизацией субвулканических плагиориолитов лосевской серии. При этом возраст плагиориолитов будет соответствовать изопной дате около 2140 млн лет.

4. Ксеногенные цирконы как магматического, так и метаморфогенного генезиса характеризуются широкими вариациями изотопных дат при преобладании палеопротерозойских (около 2730, 2205 и 2170 млн лет). Таким образом, дискордантный U-Pb изотопный возраст, оцененный в работе [4] по большинству аналитических точек около 2180 млн лет отражает усредненную дату формирования пород (за исключением архейских), послуживших источниками сноса для метаграувак лосевской серии. Возраст накопления терригенной толщи лосевской серии, принимая во внимание самое молодое зональное зерно, можно ограничить интервалом 2168–2175 млн лет.

5. Ксеногенные цирконы по геохимическим критериям относятся к двум контрастным источникам: (1) континентальная кора архейско-палеопротерозойского возраста и (2) магматические палеопротерозойские породы океанических областей. Кристаллизация аazonальных оболочек цирконов могла происходить в надсубдукционной обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Скрябин, В. Ю.* Трондьемит-гранодиоритовый интрузивный магматизм Лосевской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива / В. Ю. Скрябин, Р. А. Терентьев // Докл. РАН. – 2014. – Т. 458. – № 5 – С. 578–581.
2. *Терентьев, Р. А.* Геология, вещественный состав и палеогеодинамические условия формирования лосевской серии (Воронежский кристаллический массив) [Текст] : монография / Р. А. Терентьев. – Воронеж: Научная книга, 2013. – 222 с.
3. *Терентьев, Р. А.* Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика / Р. А. Терентьев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 2. – С. 7–31.
4. *Терентьев, Р. А.* Геохронология и геохимия кислых метавулкаников лосевской серии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов // Доклады РАН. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С. 575–578.
5. *Щипанский, А. А.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
6. *Bogdanova, S. V.* East European Craton / S. V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R. G. Garetsky // Selley, R., Cocks, R., Plimer, I. (eds.) Encyclopedia of Geology, Elsevier, Amsterdam, 2005. – V. 2. – P. 34–49.
7. *Martin, H.* An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution / H. Martin, R.H. Smithies, R. Rapp, J.-F. Moyen, D. Champion // Lithos. 2005. – V. 79. – P. 1–24.
8. *Арт, Дж. Г.* Некоторые элементы примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий / Дж. Г. Арт // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – С. 99–105.
9. *Nosova, A. A.* Minor Elements in Clinopyroxene from Paleozoic Volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals / A. A. Nosova, L. V. Sazonova, V. V. Narkisova, S. G. Simakin // Geochem. Int. – 2002. – V. 40 (3). – P. 219–232.
10. *Smirnov, V. K.* Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H₂O / V. K. Smirnov, A. V. Sobolev, V.G. Batanova, M. V. Portnyagin [et al.] // EOS Trans. Spring Meet. Suppl. AGU. – 1995. – V. 17. – P. 270.
11. *Fedotova, A. A.* Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies / A. A. Fedotova, E. V. Bibikova, S. G. Simakin // Geochem. Int. – 2008. – V. 46 (9). – P. 912–927.
12. *Jochum, K. P.* The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis / K. P. Jochum, D. B. Dingwell, A. Roehlich [et al.] // Geost. Newslett. – 2000. – V. 24. – P. 87–133.
13. *Bottazzi, P.* An accurate procedure for the quantification of rare earth elements in silicates / P. Bottazzi, L. Ottolini, R. Vannucci, A. Zanetti // A. Benninghoven, Y. Nihei, R. Shimizu and H. W. Werner (eds.). SIMS IX Proceedings. Wiley, Chichester, 1994. – P. 927–930.
14. *Hinton, R. W.* The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths / R. W. Hinton, B.G.J. Upton // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991. – V. 55. – P. 3287–3302.
- Sun, S.-S.* Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.-S. Sun and W.F. McDonough // J. Geol. Soc. London, Spe-

- cial Publications – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
15. *Watson, E.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B. Watson, D.A. Wark, J.B. Thomas // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2006. – V. 151. – P. 413–433.
16. *Ferry, J.M.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers / J.M. Ferry, E.B. Watson // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2007. – V. 154. – P. 429–437.
17. *Geisler, T.* Improved U-Th-total Pb dating of zircons by electron microprobe using a new background modeling method and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon / T. Geisler, H. Schlicher // *Chem. Geol.* – 2000. – V. 163. – P. 269–285.
18. *Hoskin, P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / P.W.O. Hoskin // *Geochem. Cosmochim. Acta*, 2005. – V. 69. – P. 637–648.
19. *Corfu, F.* Atlas of Zircon Textures / F. Corfu, J.M. Hancher, P.W. Hoskin, P. Kinny // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* – 2003. – V. 53. – P. 469–500.
20. *Hoskin, P.W.O.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / P.W.O. Hoskin, U. Schaltegger // Hancher J.M., Hoskin P.W.O. (eds.) *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* Mineral. Soc. Am. *Geochem. Soc. Washington*, 2003. – V. 53. – P. 27–62.
21. *Hoskin, P.W.O.* Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon / P.W.O. Hoskin, L.P. Black // *J. Metamorphic Geol.* – 2000. – V. 18. – P. 423–439.
22. *Pelleter, E.* Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco) / E. Pelleter, A. Cheilletz, D. Gasquet, A. Mouttagi [et al.] // *Chem. Geol.* – 2007. – V. 245. – P. 135–161.
23. *Bingen, B.* Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway / B. Bingen, H. Austrheim, M.J. Whitehouse, W.J. Davis // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2004. – V. 147. – P. 671–683.
24. *Rubatto, D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism / D. Rubatto // *Chem. Geol.* – 2002. – V. 184. – P. 123–138.
25. *Reddy, S.M.* Crystal-plastic deformation of zircon: a defect in the assumption of chemical robustness / S.M. Reddy, N.E. Timms, P. Trimby, P.D. Kinny, C. Buchan, K. Blake // *Geology*, 2006. – V. 34. – P. 257–260.
26. *Grimes, C.B.* Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance / C.B. Grimes, B.E. John, P.B. Kelemen, F.K. Mazdab, J.L. Wooden, M.J. Cheadle, K. Hanghoj, J.J. Schwartz // *Geology*, 2007. – V. 35 (7). – P. 643–646.
27. *Grimes, C.B.* On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere / C.B. Grimes, B.E. John, M.J. Cheadle, F.K. Mazdab, J.L. Wooden, S. Swapp, J.J. Schwartz // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2009. – V. 158. – P. 757–783.

Воронежский государственный университет

*Терентьев Р. А., директор учебно-научно-производственного центра “Поисковая геохимия”, кандидат геолого-минералогических наук
E-mail: terentiev@geol.vsu.ru
Тел.: 8 (4732) 22-73-63*

*Савко К. А., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru
Тел.: 8-915-544-21-64*

Voronezh State University

*Terentiev R. A., The Director of the Educational- and -Research-and-Production Center “Search Geochemistry”, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences
E-mail: terentiev@geol.vsu.ru
Tel.: 8 (4732) 22-73-63*

*Savko K. A., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the Mineral Resource Department
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru
Tel.: 8-915-544-21-64*