



ON PALEOTECTONIC BELONGING OF THE SUVANYAK METAMORPHIC COMPLEX (SOUTHERN URALS) FROM THE U-Th-Pb DATING OF DETRITAL ZIRCON GRAINS

B.G. Golionko ¹✉, N.B. Kuznetsov ^{1,2}, A.V. Strashko ¹, T.V. Romanyuk ³, A.S. Novikova ¹,
A.S. Dubensky ^{1,4}, V.S. Sheshukov ¹, K.G. Erofeeva ¹

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

³ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

⁴ Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

ABSTRACT. U-Th-Pb isotope dating of grains of detrital zircon from quartzites of the Suvanyak metamorphic complex, which forms the Suvanyak tectonic unit that forms the western part of the Uraltau uplift, located in the east of the West Ural megazone in the Southern Urals. The results of isotope dating of grains of detrital zircon from quartzites of the southern part of the Suvanyak metamorphic complex (samples G18-1 and R14-396) show that numerous populations of Late Neoproterozoic–Early Cambrian detrital zircon grains suggest a Peri-Gondwanan origin of the primary sources of detrital material for the protolith of the studied rocks.

The structure of the Suvanyak tectonic unit involves metamorphic formations of different ages – Early Paleozoic in the south and Late Precambrian in the north, which are now formally united into a single Suvanyak metamorphic complex. Their differentiation requires additional research.

For the Late Paleozoic southeastern margin of the Baltica (at that time already involved in the structure of the composite continent Arct-Laurussia), according to the results of isotope-geochronological study of detrital zircon from the sedimentary and metasedimentary sequences of the Southern Urals, a number of the following tectonic structures were identified. Near the southeastern edge of the margin, there was a Late Neoproterozoic–Early Cambrian oceanic basin, within which a volcanic arc or arcs were active during 650–520 Ma. The structure of the southeastern edge of the margin included the Peri-Gondwanan terrane or terranes (? Cadomian type), as well as thick Riphean–Early Paleozoic sedimentary sequences, autochthonous to the Baltica.

KEYWORDS: Uraltau zone; Suvanyak metamorphic complex; detrital zircon grains; U-Th-Pb dating; primary sources

FUNDING: This research was performed in the framework of the state assignment of the GIN RAS and IPhe RAS, and the analytical results obtained were processed with the financial support of the MSHE RF (megagrant MSHE RF 075-15-2019-1883 "Orogenesis: formation and growth of continents and supercontinents").



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Boris G. Golionko, golbor62@gmail.com

Received: March 15, 2022

Revised: September 7, 2022

Accepted: September 10, 2022

FOR CITATION: Golionko B.G., Kuznetsov N.B., Strashko A.V., Romanyuk T.V., Novikova A.S., Dubensky A.S., Sheshukov V.S., Erofeeva K.G., 2023. On Paleotectonic Belonging of the Suvanyak Metamorphic Complex (Southern Urals) from the U-Th-Pb Dating of Detrital Zircon Grains. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (2), 0693. doi:10.5800/GT-2023-14-2-0693

Supplementary files: [Golionko et al_2023_suppl.xls](#)

К ВОПРОСУ О ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ПРОТОЛИТА СУВАНЯКСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Th-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Б.Г. Голионко¹, Н.Б. Кузнецов^{1,2}, А.В. Страшко¹, Т.В. Романюк³, А.С. Новикова¹,
А.С. Дубенский^{1,4}, В.С. Шешуков¹, К.Г. Ерофеева¹

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Проведено изотопное U-Th-Pb датирование зерен детритового циркона кварцитов суванякского метаморфического комплекса, слагающего Суванякскую тектоническую единицу, образующую западную часть поднятия Уралтау – весьма протяженного (более 200 км при ширине до 20 км) близмеридионального структурного элемента, расположенного на востоке Западно-Уральской мегазоны и занимающего осевое положение в строении южного сегмента палеозойда на Южном Урале. Результаты изотопного датирования зерен детритового циркона из кварцитов южной части суванякского метаморфического комплекса (пробы G18-1 и R14-396) показывают, что многочисленные популяции зерен обломочного циркона позднепротерозойско-раннекембрийского возраста позволяют предположить пери-Гондванское происхождение первичных источников сноса обломочного материала для протолита изученных пород.

В структуре Суванякской тектонической единицы участвуют разновозрастные метаморфические образования – раннепалеозойские на юге и позднедокембрийские на севере – с различающимися изотопно-геохронологическими характеристиками протолита, в настоящее время формально объединенные в единый суванякский метаморфический комплекс. Их разграничение в структуре Суванякской тектонической единицы требует проведения дополнительных исследований.

Для позднепалеозойской юго-восточной окраины палеоконтинента Балтика (в тот момент уже вовлеченной в строение композитного континента Аркт-Лавруссия) по результатам изотопно-геохронологического изучения детритового циркона из осадочных и метаосадочных толщ Южного Урала намечен ряд следующих тектонических структур. Около юго-восточного края окраины располагался позднепротерозойско-раннекембрийский океанический бассейн, внутри которого в период 650–520 млн лет была активна вулканическая дуга или дуги. В строение юго-восточного края окраины были вовлечены пери-Гондванский террейн или террейны (? кадомского типа), а также мощные рифей-раннепалеозойские осадочные толщи, автохтонные Балтике.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: зона Уралтау; суванякский метаморфический комплекс; зерна детритового циркона; U-Th-Pb датирование; первичные источники сноса

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены в соответствии с планами по темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, аналитические результаты и их обработка – при финансовой поддержке МОН РФ (мегагрант МОН РФ 075-15-2019-1883 «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов»).

1. ВВЕДЕНИЕ

Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из разновозрастных докембрийских и палеозойских осадочных, магматических и метаморфических комплексов (протоуралид и уралид) Южного Урала позволили существенно уточнить характер геодинамической эволюции южного сегмента уральского обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [Samygin et al., 2007, 2010; Puchkov, 2010; Kuznetsov et al., 2012, 2014, 2017; Romanyuk et al., 2014; Maslov et al., 2016; Ryazantsev et al., 2019; Kuznetsov, Romanyuk, 2021; и ссылки в данных работах]. В то же время некоторые комплексы запада Южного Урала все еще остаются недостаточно охарактеризованными в этом отношении. Одним из них является суванякский метаморфический комплекс (СМК), слагающий

западную часть зоны (антиформы) Уралтау – Суванякскую тектоническую единицу. В литературе до сих пор отсутствуют результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения зерен детритового циркона (dZr) из метаосадочных пород, участвующих в сложении СМК. В настоящей статье мы представляем результаты изучения зерен dZr из двух проб (R14-396 и G18-1), отобранных из кварцитов (кварцитопесчаников) СМК, распространенных в южной части Суванякской тектонической единицы. Часть результатов, полученных по пробе R14-396, была ранее приведена в работе [Ryazantsev et al., 2019] для крайне непредставительной в количественном смысле выборки в 40 датировок, из которых всего лишь 30 кондиционны. В настоящей работе приведены дополнительные результаты по пробе R14-396. Датировки зерен dZr из

пробы G18-1 приведены впервые. Результаты изучения dZr из кварцитов СМК сопоставлены с аналогичными данными по другим тектоническим единицам Южного Урала.

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

Для палеозой Южного Урала характерна ярко выраженная тектоническая зональность. Здесь выделены Западно- и Восточно-Уральская мегазоны, разделенные полосой развития неравномерно серпентинизированных ультрабазитов и ассоциирующих с ними габброидов (т.е. полоса развития пород офиолитовой ассоциации), именуемой, начиная с работ В.А. Пейве [Peive, 1945, 1990] и А.С. Перфильева [Perfilyev, 1968, 1979], как «Главный Уральский разлом» (рис. 1, а). В настоящее время фактически существует консенсус в понимании того, что эта полоса является подложкой крупного шарьяжа – сложностроенного тектонического покрова, сложенного комплексами и структурами Восточно-Уральской мегазоны, шарьированными с востока (в современных координатах) на комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны [Ivanov, 1998; Puchkov, 2010; и ссылки в данных работах]. Фактически западная граница полосы развития пород офиолитовой ассоциации представляет собой границу между Западно- и Восточно-Уральской мегазонами, а в структурно-геологическом смысле представляет собой надвиг восточного падения – Главный Уральский надвиг.

Поднятие (антиформа) Уралтау – весьма протяженный (более 200 км при ширине до 20 км) близмеридиональный структурный элемент Западно-Уральской мегазоны, расположенный на ее востоке (рис. 1, б) и занимающий центральное (осевое) положение в строении южного сегмента палеозой (уралид) Урала.

Во внутреннем строении поднятия Уралтау участвуют неравномерно метаморфизованные породы, объединенные в два разнородных комплекса – СМК и максютовский метаморфический комплекс (ММК). Поля распространения СМК занимают западную часть поднятия Уралтау (западное крыло антиформы Уралтау) – Суваньякская тектоническая единица поднятия Уралтау [Kuznetsov, 2009]. От полей распространения ММК, расположенных в центральной и восточной части зоны Уралтау – Максютовской тектонической единицы, Суваньякская тектоническая единица (т.е. поле распространения СМК) отделена Янтышевско-Юлукским разломом (рис. 1, б).

Породы, слагающие ММК, представлены разнообразными метамагматическими и метаосадочными породами, метаморфизованными в диапазоне от зеленосланцевой до глаукофансланцевой и эклогитовой фаций. В противоположность этому, в сложении СМК участвуют метаосадочные породы низкотемпературной зеленосланцевой фации, представленные в основном кварцитами (кварцитопесчаниками) и кварцитосланцами [Puchkov, 2010].

Недавно по результатам изучения dZr из кварцитов (проба G17-14, галеевские кварциты), аркозовых метагравелитов (проба G19-27) и кварцитов (проба G19-28) карамалинской серии, а также кварцитов юмагузинской серии (проба G17-39) ММК [Golionko et al., 2020] было показано, что протолит всех этих пород имеет ордовикский возраст.

Сведения о возрасте пород СМК противоречивы. Ранее эти образования относили к позднему докембрию [Antsygin et al., 1994]. Находки остатков палеозойской фауны в центральной и южной части поля пород СМК, т.е. на юге Суваньякской тектонической единицы, позволили отнести большую часть этого метаморфического комплекса к палеозою [Puchkov, 1979; Rodionov, Radchenko, 1988; Chibrikova, Olli, 1997, 2006; Mavrinetskaya, Yakupov, 2009; и др.]. При этом на севере Суваньякской тектонической единицы (севернее широты г. Белорецка) образования, относимые к СМК, прорваны интрузиями Барангуловского и Мазаринского магматического ареала – гранитоидами и габброидами с возрастом около 720 млн лет [Kuznetsov, 2009; Puchkov, 2010]. Это определяет поздний рифей в качестве верхнего возрастного предела СМК в этой части поля его развития.

Наши исследования проведены в южной части поля распространения СМК, на юге Суваньякской тектонической единицы (рис. 2). Породы, слагающие здесь одноименный метаморфический комплекс (СМК), ранее были сопоставлены с разными стратиграфическими подразделениями. Так, в работе [State Geological Map..., 1962] эти образования были сопоставлены с разными уровнями каялинской и катралинской свит кембрия. В работе [Krinitsky, Krinitskaya, 1965] породы СМК, распространенные в пределах изученной нами части Суваньякской тектонической единицы, отнесены к акбиикской и белекейской свитам, которые на основании сопоставления со сходными по составу комплексами, развитыми севернее изучаемого района, отнесены соответственно к ордовику и нерасчлененному ордовику и силуру. На наиболее современной карте масштаба 1:1000000 [State Geological Map..., 2013] развитые на юге Суваньякской тектонической единицы толщи, выделяемые в строении СМК, отнесены к нерасчлененным образованиям поимской и тереклинской свит, сопоставляемых с нижним кембрием.

Янтышевско-Юлукский разлом, разделяющий в структуре поднятия Уралтау поля распространения СМК и ММК, т.е. Суваньякскую и Максютовскую тектонические единицы, протягивается в близмеридиональном направлении почти на 150 км. В соответствии с точкой зрения, изложенной в работе [Zakharov, Puchkov, 1994], Янтышевско-Юлукский разлом представляет собой сложностроенную тектоническую зону. Во внутреннем строении этой зоны выделены пластины серпентинитов, метагабброидов и тектонически перемешанных в различной степени метаморфизованных образований максютовского и суваньякского комплексов. Проведенные ранее структурно-геологические

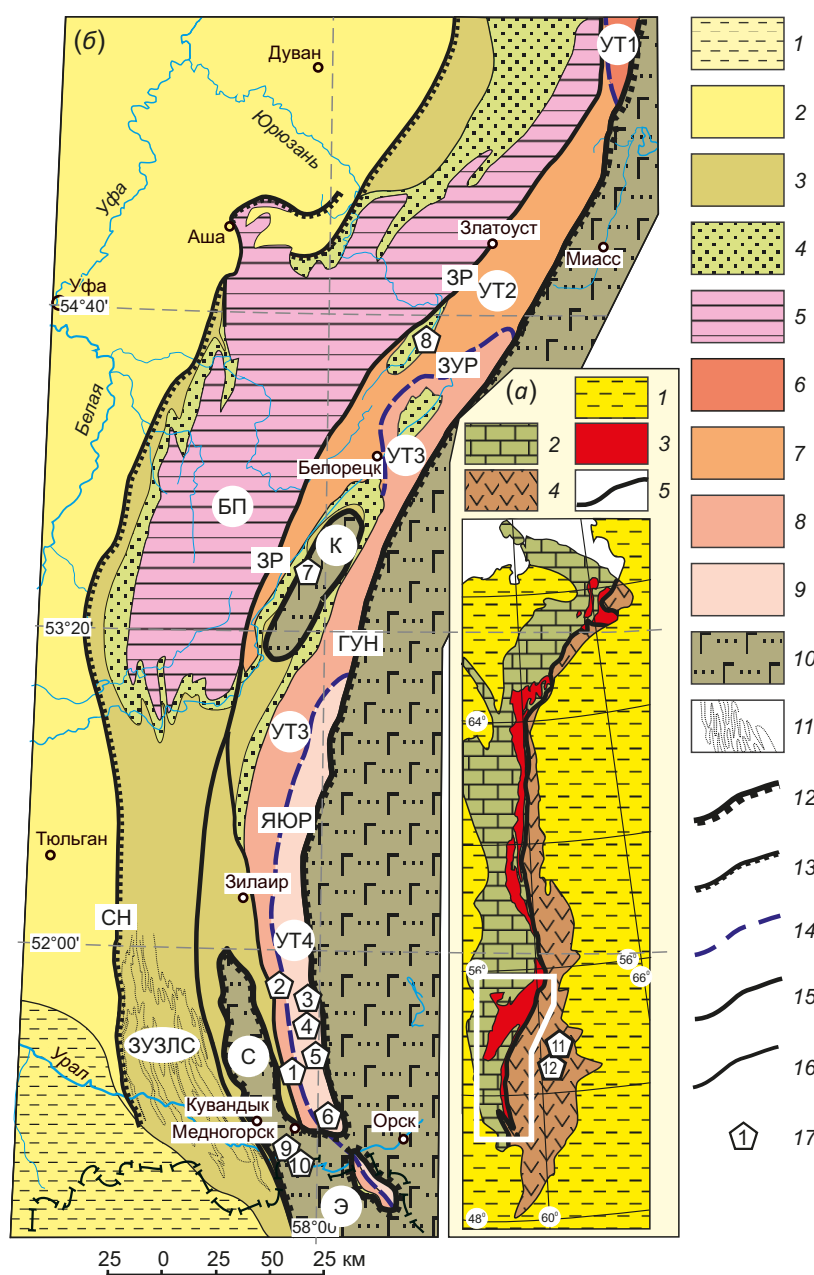


Рис. 1. Упрощенная схема тектонической зональности Урала (а) и схема тектонического районирования южного сегмента Западно-Уральской мегазоны и сопряженных структур (схема составлена с использованием материалов, приведенных в [Samygin et al., 2005; Geological Map..., 2001; Kuznetsov, 2009; Puchkov, 2010; Golionko, 2018; Golionko, Ryazantsev, 2017; и др.] (б).

(а) 1 – мезозойско-кайнозойские толщи чехла Восточно-Европейской платформы, Печорской, Прикаспийской и Западно-Сибирской плит; 2–3 – Западно-Уральская мегазона: 2 – палеозойские комплексы Западно-Уральской зоны (s.s.) и Предуральского прогиба, 3 – неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы зоны Центрально-Уральского поднятия; 4 – неравномерно метаморфизованные преимущественно палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и ассоциирующие с ними осадочные комплексы, а также офиолиты и гранитоиды Восточно-Уральской мегазоны и аналогичные по составу и строению комплексы, слагающие в пределах Западно-Уральской мегазоны краевые Кракинский и Сакмарский аллохтоны; 5 – Главный Уральский надвиг.

(б) 1 – мезозойско-кайнозойские толщи чехла Прикаспийской плиты; 2–10 – Западно-Уральская мегазона: 2 – автохтонные верхнепалеозойские комплексы осевой зоны и западного борта южного сегмента Предуральского прогиба, 3 – аллохтонные верхнепалеозойские комплексы восточного борта южного сегмента Предуральского прогиба и фамен-турнейские толщи Зилаирского синклинария, 4 – ранне- и среднепалеозойские комплексы Западно-Уральской (s.s.) зоны; 5–9 – неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы южного сегмента зоны Центрально-Уральского поднятия: 5 – глубоко метаморфизованные раннедокембрийские образования (тараташский метаморфический комплекс) и неметаморфизованные верхнедокембрийские толщи Башкирского поднятия (БП), объединенные; 6–9 – неравномерно метаморфизованные верхнедокембрийские и палеозойские комплексы поднятия Уралтау: 6 – Уфалейской (УТ1), 7 – Таганайско-Белорецкой (УТ2), 8 – Суванянской (УТ2) и 9 – Максютовской (УТ4) тектонической единицы; 10 – Восточно-Уральская мегазона и аллохтонные структурные элементы Западно-Уральской мегазоны – Кракинский (К) и Сакмарский (С) краевые аллохтоны

(палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и ассоциирующие с ними осадочные комплексы), а также офиолиты; 11 – структурные линии, иллюстрирующие развитие пакетов изоклинальных складок (Западно-Уральская зона линейного складок – ЗУЗЛС) в верхнепалеозойских толщах южной части восточного бора южного сегмента Предуральяского прогиба; 12–15 – крупноамплитудные надвиги регионального значения: 12 – Главный Уральский надвиг (ГУН), 13 – Сюреньский надвиг (СН), 14 – разломы, разделяющие тектонические единицы в структуре зоны Урала: Янтышевско-Юлукский (ЯЮР), Западно-Уралтауский (ЗУР), Уфалейско-Александровский (УАР), 15 – Зюраткульский разлом (ЗР), разделяющий Башкирское поднятие и Таганайско-Белорецкую тектоническую единицу зоны поднятия Урала и его южное продолжение в Зилаирском синклинии; 16 – прочие крупные разломы; 17 – места отбора проб на детритовый циркон: 1 – G18-1, 2 – R14-396, 3 – G17-39, 4 – G17-14, 5 – G19-28, 6 – G19-27, 7 – R14-336, 8 – K12-006, 9 – K07-007, 10 – R09-085, 11 – R14-228, 12 – R14-310. Э – Эбетинская антиформа.

Fig. 1. A simplified scheme of tectonic zonality of the Urals (a) and a scheme of tectonic zoning of the southern segment of the West-Urals megazone and conjugated structures (a scheme was drawn based on [Samygin et al., 2005; Geological Map..., 2001; Kuznetsov, 2009; Puchkov, 2010; Golionko, 2018; Golionko, Ryazantsev, 2017; and others] (б).

(a) 1 – Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover sequences of the East European platform and Pechora, Caspian and West Siberian plates; 2–3 – West-Urals megazone: 2 – Paleozoic complexes of the West-Urals zone (s.s.) and Pre-Urals trough, 3 – unevenly metamorphosed Precambrian and Paleozoic complexes of the Central Urals uplift zone; 4 – unevenly metamorphosed predominantly Paleozoic volcanogenic, volcanogenic-sedimentary and their associated sedimentary complexes, and ophiolites and granitoids of the East-Urals megazone and similarly structured and composed complexes comprising the marginal Krakin and Sakmar allochthons within the West-Urals megazone; 5 – Main Urals thrust.

(б) 1 – Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover sequences of the Caspian plate; 2–10 – West-Urals megazone: 2 – autochthonous Upper Paleozoic complexes of the axial zone and western side of the southern segment of the Pre-Urals trough, 3 – allochthonous Upper Paleozoic complexes on the eastern side of the southern segment of the Pre-Urals trough and Famen-Tournayan deposits of the Zilair synclinorium, 4 – Early and Middle Paleozoic complexes of the West-Urals (s.s.) zone; 5–9 – unevenly metamorphosed Precambrian and Paleozoic complexes of the southern segment of the Central Urals uplift zone: 5 – deeply metamorphosed Early Precambrian formations (Taratash metamorphic complex) and non-metamorphosed Upper Precambrian sequences of the Bashkir uplift (БП), united; 6–9 – unevenly metamorphosed Upper Cambrian and Paleozoic complexes of the Uraltau uplift: 6 – Ufalei (YT1), 7 – Taganai-Beloretsk (YT2), 8 – Suvanyak (YT2), 9 – Maxutovo (YT4) tectonic units; 10 – East-Urals megazone and allochthonous structural elements of the West-Urals megazone – Kraka (K) and Sakmara (C) marginal allochthons (Paleozoic volcanogenic, volcanogenic-sedimentary and their associated sedimentary complexes) and ophiolites; 11 – structural lines illustrating the development of the series of isoclinal folds (West-Urals zone of linear folds – WUZLF) in the Upper Paleozoic sequences of the southern part of the eastern side of the southern segment of the Pre-Urals trough; 12–15 – region-wide large-amplitude thrusts: 12 – Main Urals thrust (MUTh), 13 – Syuren thrust (STh), 14 – faults separating tectonic units in the Uraltau zone structure: Yantyshevo-Juluk (YaJuF), West-Uraltau (WUF), Ufalei-Aleksandrovsk (UAF), 15 – Zyurtakul fault (ZF) separating between the Bashkir uplift the Taganai-Beloretsk tectonic unit of the Uraltau uplift zone and its southern continuation in the Zilair synclinorium; 16 – other large faults; 17 – detrital zircon sampling sites: 1 – G18-1, 2 – R14-396, 3 – G17-39, 4 – G17-14, 5 – G19-28, 6 – G19-27, 7 – R14-336, 8 – K12-006, 9 – K07-007, 10 – R09-085, 11 – R14-228, 12 – R14-310. Э – Ebeta antiform.

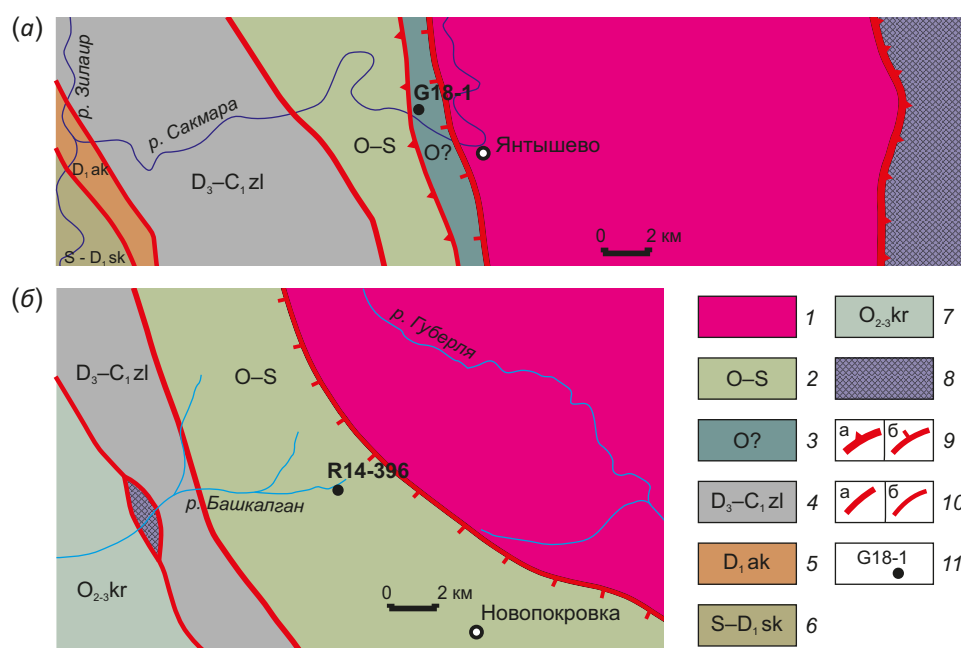


Рис. 2. Схема геологического строения мест отбора проб (по [State Geological Map..., 1962, 2013; Krinitsky, Krinitskaya, 1965], с изменениями).

(a) – участок «Янтышево», в пределах которого отобрана проба G18-1; (б) – участок «Башкалган», в пределах которого отобрана проба R14-396. 1–3 – палеозойские комплексы поднятия Урала: 1 – максютовский метаморфический комплекс нерасчлененный,

2–3 – суванякский метаморфический комплекс: 2 – ордовикско-силурийские образования: метаалевролиты, метапесчаники, метагравелиты, хлорит-серицитовые сланцы, 3 – ордовикские(?) образования: филлиты, кварциты, кварцитопесчаники; 4–7 – Западно-Уральская мегазона: 4 – верхний девон – нижний карбон, зилайская свита: песчаники, алевролиты гравелиты, конгломераты, 5 – нижний девон, акчуринская свита, кремни, кремнистые брекчии, песчаники с обломками кремней, 6 – силур – нижний девон, сакмарская свита: кремни, 7 – средний – верхний ордовик, кураганская свита: аргиллиты, алевролиты, базальты; 8 – образования зоны Главного Уральского надвига: мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж; 9–10 – тектонические границы: 9 – главные тектонические границы: а – Главный Уральский надвиг, б – Янтышевско-Юлукский разлом, 10 – второстепенные разломы и тектонические границы: а – западная граница суванякского метаморфического комплекса, б – прочие тектонические контакты; 11 – места отбора проб.

Fig. 2. A scheme of the geological structure of sampling sites (after [State Geological Map..., 1962, 2013; Krinitsky, Krinitskaya, 1965], as amended).

(а) – "Yantyshevo" site wherein sample G18-1 was taken; (б) – "Bashkalgan" site wherein sample R14-396 was taken. 1–3 – Paleozoic complexes of the Uraltau uplift: 1 – Maxutovo metamorphic complex undissected, 2–3 – Suvanyak metamorphic complex: 2 – Ordovician-Silurian formations: metaaleurolites, metasandstones, metagravelites, chlorite-sericite schists, 3 – Ordovician (?) formations: phyllites, quartzites, quartzite sandstones; 4–7 – West-Urals megazone: 4 – Upper Devonian – Lower Carboniferous, Zilair formation: sandstones, aleurolites, gravelites, conglomerates, 5 – Lower Devonian, Akchura formation, flints, siliceous breccias, sandstones with flint pieces, 6 – Silurian – Lower Devonian – Sakmara formation: flints, 7 – Middle – Upper Ordovician, Kurgan formation: argillites, aleurolites, basalts; 8 – formations of the Main Urals thrust zone: mafic-ultramafic complexes and serpentinite mélange; 9–10 – tectonic boundaries: 9 – major tectonic boundaries: а – Main Urals thrust, б – Yantyshevo-Juluk fault, 10 – secondary faults and tectonic boundaries: а – western boundary of the Suvanyak metamorphic complex, б – other tectonic contacts; 11 – sampling sites.

исследования [Golionko, 2018] показали, что Янтышевско-Юлукский разлом представляет собой деформированную поверхность сместителя надвига, по которому образования СМК, являющиеся тектоническим покровом, перемещены с востока на запад. Поздние складчатые деформации близмеридионального простирания, зафиксированные в породах СМК, связаны с позднепалеозойскими аккреционными и коллизионными событиями [Puchkov, 2010; Kuznetsov, 2009].

3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИКИ В ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ПРОТОЛИТА СУВАНЯКСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В раннем неопротерозое суперконтинент Родиния распался и начался новый цикл сборки следующего суперконтинента – Пангеи [Nance et al., 2013; Stampfli et al., 2013]. Полное вычленение палеоконтинента Балтика из суперконтинента Родиния произошло в позднем неопротерозое [Bogdanova et al., 2008]. Затем в конце венда – начале кембрия Тиманско-Варангерский край Балтики столкнулся с Большеземельским краем Арктиды, что привело к образованию палеоконтинента Аркт-Европа и становлению кембрийского коллизионного орогена протоуралид-тиманид [Kuznetsov, 2006b, 2008, 2009; Kuznetsov et al., 2010]. Реликты этого орогена вовлечены в строение фундамента современного северо-восточного обрамления ВЕП. Во время Протоуральско-Тиманской коллизионной орогении был сгенерирован большой объем гранитов и гранитоидов венд-кембрийского возраста, а полный возрастной интервал кристаллических комплексов протоуралид-тиманид составляет ~730–510 млн лет [Kuznetsov et al., 2007]. Их реликты в настоящее время обнажены в северных сегментах Западного Урала и вскрыты скважинами в фундаменте Печорской плиты.

В палеозое к западной и южной окраинам палеоконтинента Аркт-Европа, а затем Аркт-Лавруссия (после соединения Аркт-Европы и Лаврентии в результате каледонской орогении) постоянно причленялись террейны, имеющие различное происхождение: или имевшие первоначальную связь с Гондваной (пери-Гондванские террейны), или изначально сформированные во внутриокеанических обстановках (вулканические дуги, океанические плато или реликты океанических бассейнов) [Murphy et al., 2006]. К концу каменноугольного периода (~300 млн лет) западная, юго-западная и южная окраины Аркт-Лавруссии были наращены широкой полосой террейнов. Эта полоса в строении современной Северной Евразии прослежена из Западной Европы и Анатолийского п-ова в Закавказье, на Большой Кавказ и в Северное Предкавказье (фундамент эпипалеозойской Скифской плиты) [Stampfli et al., 2013].

Для всех пери-Гондванских блоков установлено, что в структуре их основания есть кристаллические комплексы с поздненеопротерозойско-раннекембрийским возрастом (авалониды-кадомиды), а осадочные фанерозойские чехлы, налегающие на кристаллические комплексы этих блоков и сложенные продуктами их размыва, содержат многочисленные популяции dZr с возрастом ~750–450 млн лет. Популяции dZr такого возраста – универсальный показатель принадлежности коровых блоков к пери-Гондване, другими словами, – пери-Гондванский провенанс-сигнал.

Пери-Гондванский провенанс-сигнал надежно зафиксирован в палеозоидах Аппалачей (авалониды полуострова Авалон [Murphy et al., 2004]), Западной и Центральной Европы (авалонские и кадомские блоки – тектонические блоки Осса-Морена, Коимбра-Кордоба, Бежа-Акебучес и др. на Иберийском полуострове [Sánchez-García et al., 2003; Azor et al., 2021], Центрально-Французский, Саксо-Тюрингский, Богемский [Linnemann et al., 2007] и другие массивы); в киммеридах и альпидах

Южной Европы (Северо-Македонский и Родопский массивы [Abbo et al., 2020; Bonev et al., 2013], Добруджи [Balintoni, Balica, 2016], фундаменте Элленид [Zlatkin et al., 2014]), Анатолид-Таурид [Ustaömer et al., 2009; Zlatkin et al., 2013], Закавказья (Дзирульский массив [Mayringer et al., 2011]) и Большого Кавказа [Gamkrelidze et al., 2020; Somin, 2011; Vasey et al., 2020]). Недавно пояс перигондванских террейнов был прослежен далее на восток до Южного Зауралья, где перигондванский провенанс-сигнал зафиксирован в некоторых геологических единицах палеозойской южной части Урала [Kuznetsov, Romanyuk, 2021]. Многие из перигондванских террейнов оказались вовлеченными в структуру южной окраины Арктико-Лавруссии не за счет механизма аккреции, они были перемещены вдоль сдвигов [Ustaömer et al., 2009; Nance et al., 2013; Azor et al., 2021].

В конце палеозоя сложноустроенная восточная окраина Арктико-Лавруссии, в строении северного сегмента которой участвовали протоуралиты-тиманиды, а в строении южного сегмента – террейны перигондванского, а возможно, и другого происхождения, была вовлечена в Уральскую орогению. Уральская орогения произошла на финальных стадиях закрытия Палеоуральского океана, когда Арктико-Лавруссия, Сибирь, Киргизско-Казахстанский палеоконтинент, а также террейны различной природы были ассамблированы («сжаты») в Арктико-Лавразию (северная часть Пангеи), а в зоне столкновения континентов Арктико-Лавруссия и Сибирь образовался эпипалеозойский (герцинский) Уральский покровно-складчатый пояс (Уральский ороген). В современных Уральских горах экспонированы реликты западных и центральных зон этого пояса, в то время как реликты восточных зон пояса слагают фундамент Западно-Сибирской плиты и скрыты под ее чехлом.

Уральский ороген имел меридиональную протяженность. В процессе Уральской орогении комплексы восточной окраины Арктико-Лавруссии с существенно различным строением вдоль ее простирались были деформированы и в разной степени метаморфически переработаны, а также интродуцированы. Их переработка в процессе Уральской орогении обусловила ярко проявленную современную меридиональную тектоническую зональность палеозойской южной части Урала (см. Раздел 2 и рис. 1). Образования, слагающие в основном Восточно-Уральскую мегазону современного Урала, интерпретируют как фрагменты древних островодужных сооружений [Puchkov, 2000, 2010; Ryazantsev et al., 2008]. Реликты окраинных комплексов Арктико-Лавруссии, «доуральскую» природу которых затушевала Уральская орогения, участвуют в строении Западно-Уральской мегазоны.

В частности, в отношении палеотектонической принадлежности первично-осадочных пород (протолита) СМК среди исследователей региона существуют разные представления. Так, например, в работах [Ivanov, 1998; Puchkov, 2010; и ссылки в данных работах] кварциты и

кварцитосланцы СМК южной части Суваньянской тектонической единицы, так же как и комплексы ММК, интерпретированы как метаморфизованные комплексы палеозойской пассивной окраины континента Балтика (в то время – уже часть Арктико-Лавруссии). В противоположность этому, существуют аргументы в пользу того, что осадочные породы протолита СМК, слагающие южную часть Суваньянской тектонической единицы, чужеродные по отношению к Балтике, были сформированы из продуктов разрушения северной окраины Гондваны и в составе одного из перигондванских террейнов приписаны к южной окраине Арктико-Лавруссии [Kuznetsov, 2005, 2006a].

4. ОТБОР ПРОБ, ВЫДЕЛЕНИЕ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА И МЕТОДИКА ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор проб. Для изучения зерен dZr из метасадочных пород СМК, распространенных в южной части Суваньянской тектонической единицы поднятия Урала, были отобраны пробы G18-1 и R14-396. Проба G18-1 отобрана на правом берегу р. Сакмара в 2.5 км ниже дер. Янтышево, в точке с координатами $51^{\circ}54'26.4''$ с.ш., $57^{\circ}41'55.4''$ в.д. из кварцитов, участвующих в строении толщи чередования кварцитов и филлитов. Эта толща здесь деформирована в сжатые асимметричные зигзагообразные складки, погружающиеся (т.е. верхнее крыло которых смещено относительно нижнего по падению структуры) в запад-юго-западном направлении (рис. 2, а; 3, а). Проба R14-396 отобрана в верхней части долины ручья Башкалган (в точке с координатами $51^{\circ}35'11.8''$ с.ш. $57^{\circ}47'04.2''$ в.д.) из толщи метапесчаников и метагравеллитов, смятой в сжатые складки, опрокинутые в восточном направлении [Golionko, Ryazantsev, 2017] (рис. 2, б; 3, б).

Выделение зерен циркона. Зерна dZr из проб G18-1 и R14-396 были выделены по стандартной методике с применением тяжелой жидкости в специализированной минералогической лаборатории Геологического института РАН (ГИН РАН). Выделенные зерна циркона были имплантированы в эпоксидные диски диаметром 1 дюйм и приполированы до середины типичного размера зерна. Зерна были изучены под микроскопом в ГИН РАН (рис. 4) и в катодных лучах (CL) в университете Маквори (рис. 5).

Описание зерен циркона. Подавляющее большинство зерен сильно окатанны, иногда до практически шаровидной и/или овалоподобной формы. Только единичные зерна сохранили удлиненную призматическую форму или представляют собой бесформенные угловатые образования. Большинство зерен имеют очень сложное внутреннее строение. Многие зерна содержат многочисленные включения разной природы, каналы течения вещества и трещины, которые различаются по цвету, размеру, форме/очертанию и другим деталям. Присутствуют многочисленные включения игольчатой формы, которые, наиболее вероятно, представляют собой кристаллы апатита. В некоторых зернах циркона видны унаследованные древние (инхеритные)

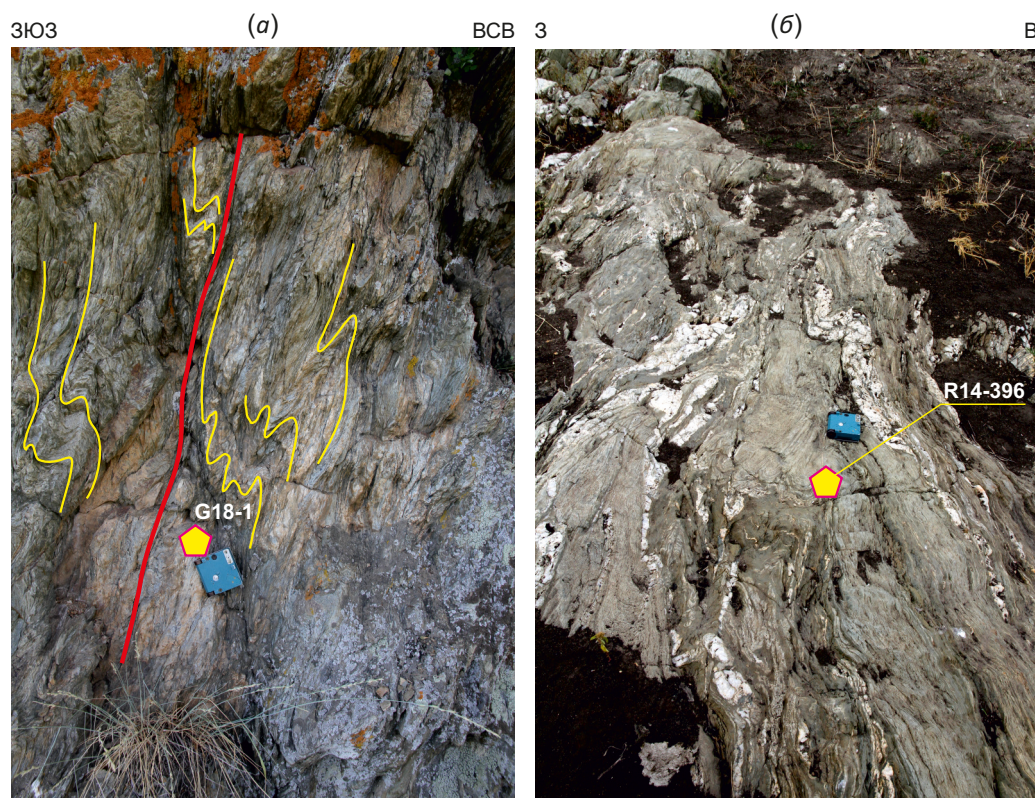


Рис. 3. Фотографии мест отбора проб: (а) – G18-1, желтые линии – отделифированное положение сланцеватости, красная – разрывное нарушение; (б) – R14-396.

Fig. 3. Photos of sampling sites: (a) – G18-1, yellow lines – interpretation of the position of schistosity, a red line – faulting; (б) – R14-396.

ядра. В единичных случаях вокруг ядер отчетливо видны две оболочки. Примерно половина зерен представляет собой сложноустроенные образования, в которых соединены части с четко проявленной осцилляторной зональностью катодно-люминесцентных (CLI) и практически монотонные по CL светимости.

Наличие в зернах циркона древних (инхеритных) ядер, разнообразных включений, зон нарушения с признаками течения и/или преобразования вещества в них и др. – все это свидетельства сложной истории становления зерен. Внутренняя структура зерен циркона и в оптических, и в CL изображениях чрезвычайно разнообразна. Авторам статьи не удалось выделить какие-либо группы зерен со сходными элементами строения.

Для U-Th-Pb изотопного датирования в зернах, имплантированных в эпоксидные шашки, были намечены области диаметром 40 мкм без нарушений.

Методика U-Th-Pb-изотопного датирования зерен dZr и обработки первичных аналитических результатов. U-Th-Pb-изотопные анализы (LA-ISP-MS) выполнены для 40 зерен из пробы R14-396 в геохимической лаборатории Университета Маквори (г. Сидней, Австралия) [Ryazantsev et al., 2019]. U-Th-Pb-изотопные анализы (LA-ISP-MS) еще для 95 зерен из той же эпоксидной шашки (проба R14-396), а также для 120 зерен из пробы G18-1 выполнены в ЦКП ГИН РАН.

Описание аппаратуры, используемой в геохимической лаборатории Университета Маквори и в ЦКП ГИН РАН, а также методика измерений, рабочие параметры аппаратуры, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работах [Romanyuk et al., 2018; Nikishin et al., 2020]. Обработка первичных аналитических данных выполнена с помощью коммерческой компьютерной программы «GLITTER» [Griffin et al., 2008], приобретенной ГИН РАН, и программы Isoplot/Ex [Ludwig, 2012], размещенной в свободном доступе.

Калибровка всех изотопных измерений (и в геохимической лаборатории университета Маквори, и в ЦКП ГИН РАН) проведена по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 [Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006]. Качество всех выполненных анализов было оценено путем последовательного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995, 2004; Yuan et al., 2008] и Plešovice [Sláma et al., 2008] с аттестованными по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значениями возраста.

Для циркона GJ-1, 91500 и Plešovice в ходе измерений получены средневзвешенные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600 ± 3 (n=38), 1074 ± 20 (n=12) и 341 ± 8 (n=12) млн лет при изучении зерен циркона из пробы G18-1 и 603 ± 5 (n=27), 1069 ± 26 (n=9) и 335 ± 10 (n=11) млн лет при изучении зерен циркона из пробы R14-396 соответственно.

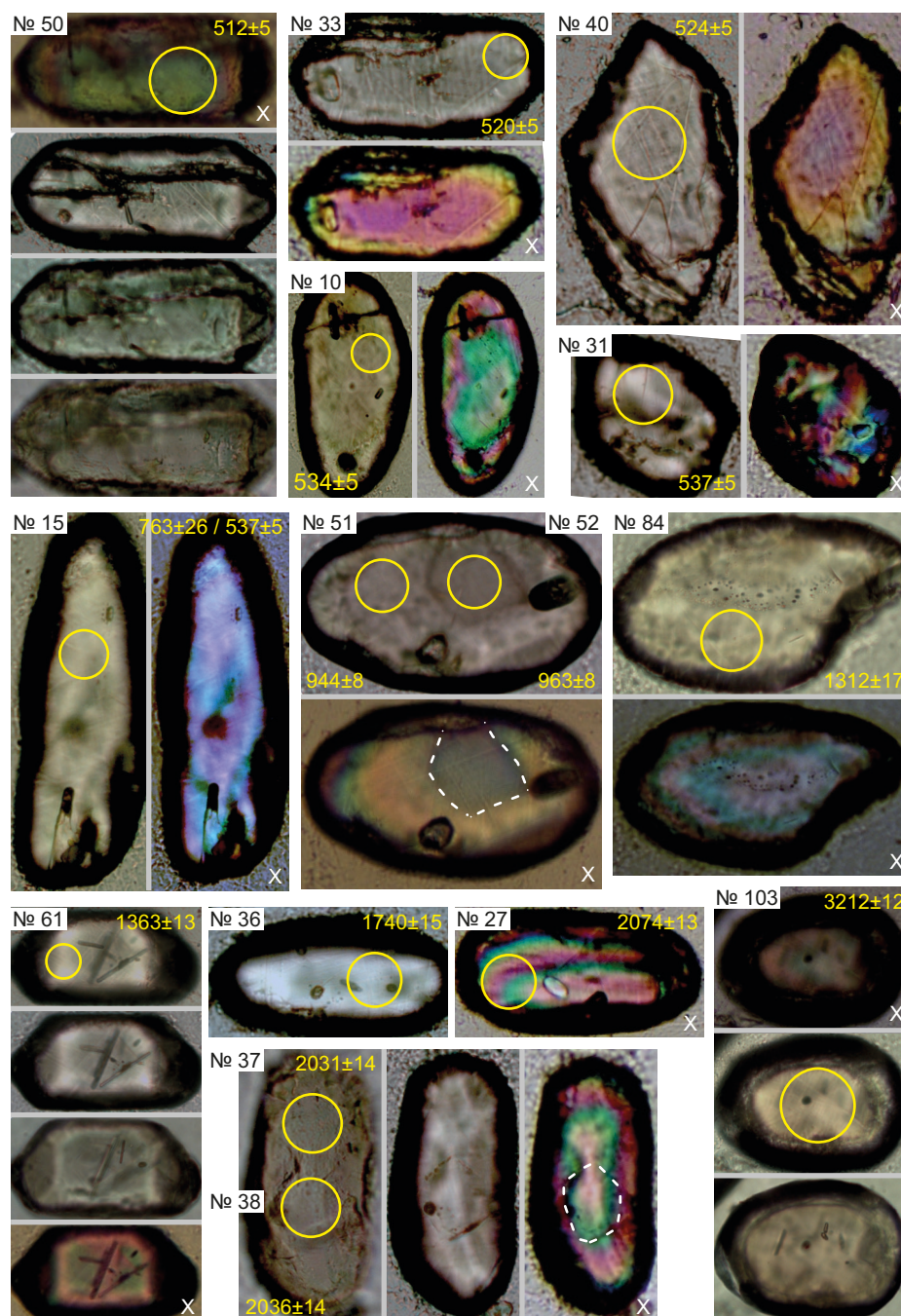


Рис. 4. Монтáž оптических изображений некоторых из изученных зерен детритового циркона из пробы G18-1.

Для каждого изображения в левом верхнем углу черным цветом указан номер анализа(ов). Для некоторых зерен представлено от двух до четырех изображений (либо в параллельных и скрещенных николях, либо с разной глубиной фокусировки, показывающих строение разных частей зерна). Положение кратера лазерной абляции (кружок, диаметр 40 мкм) и возраст в млн лет показаны желтым цветом (№ 15 – дискордантный анализ: оценка возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 763 ± 26 , а по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 537 ± 5). Белыми точечными линиями намечены видимые инхеритные ядра. Изображения приведены по возрастанию возраста слева направо и сверху вниз. Особенности зерен циркона: № 50 – пример зерна с зонами нарушений (красные полосы), по которым происходило движение вещества, № 15, 36, 27 и 61 – разнообразные минеральные включения, № 84 – включения в виде мелких пузырьков (?газ), № 36 – зерно с высоким $\text{Th}/\text{U}=4.4$.

Fig. 4. Montage of optical images of the of the studied detrital zircon grains from sample G18-1.

Black color in the upper left of each image shows the number of analysis (analyses). For some of the grains, there are presented from 2 to 4 images (either in parallel and crossed nicols or with different depth of focus) showing the structure of different parts of the grain. The position of laser ablation crater (a circle 40 mcm in diameter) and age in Ma are shown in yellow (№ 15 – discordant analysis: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age is 763 ± 26 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age is 537 ± 5 Ma). White dotted lines show visible inherited cores. The images are presented in age ascending order from left to right and from top to bottom. Zircon-grain features: № 50 exemplifies a grain with disturbed domains (red stripes) along which the substance moved, № 15, 36, 27 and 61 are numerous mineral inclusions, № 84 – inclusions in the form of small bubbles (?gas), № 36 – a grain with high $\text{Th}/\text{U}=4.4$.

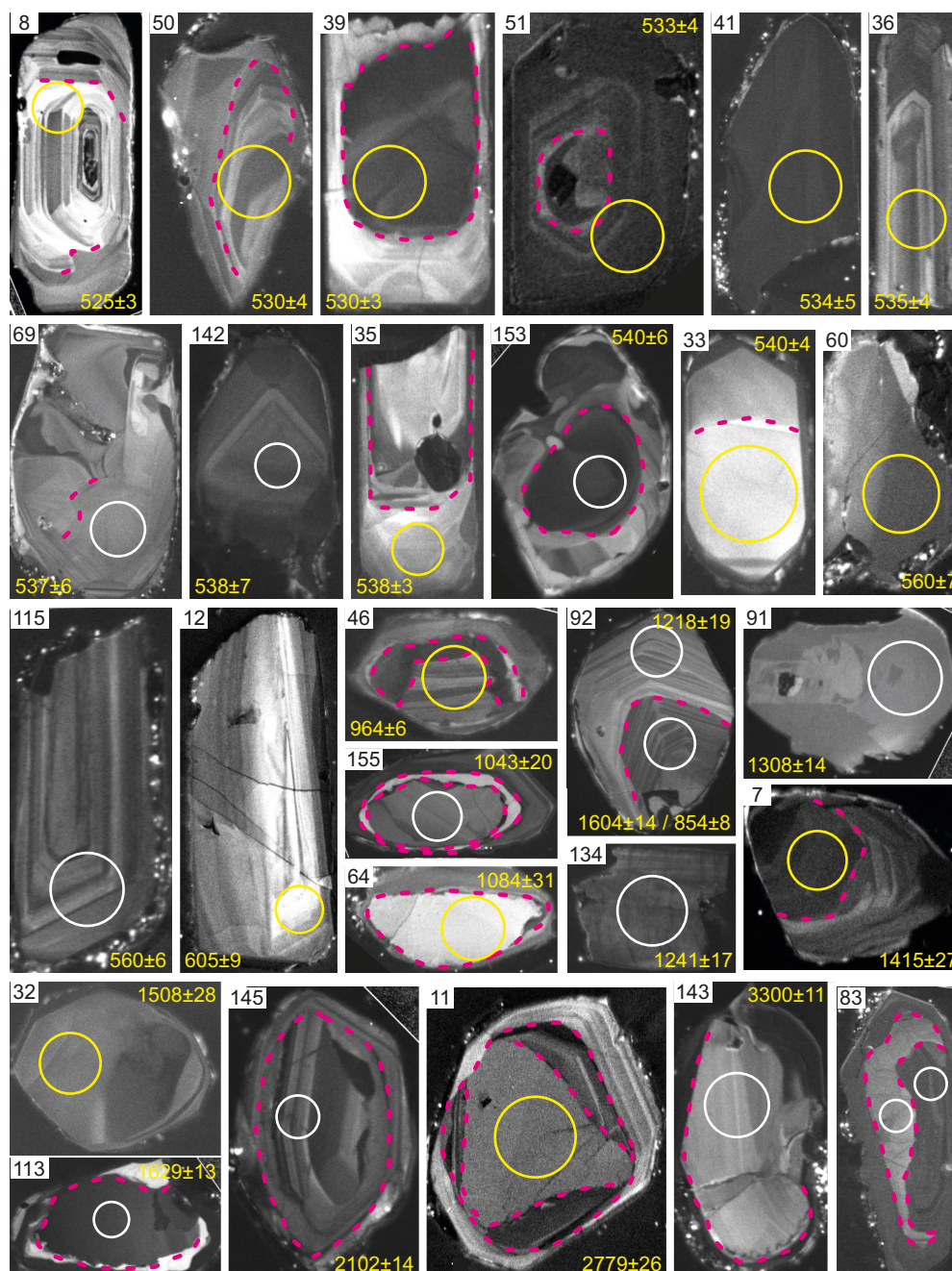


Рис. 5. Монтаж катодно-люминесцентных изображений (CLI) некоторых из изученных зерен детритового циркона из пробы R14-396.

Для каждого изображения в левом верхнем углу черным цветом указан номер зерна. Возраст в млн лет показан желтым цветом. Положение кратера лазерной абляции (диаметр 40 мкм) показано кружком, желтый цвет – измерения проводились в Университете Маквори, белый – в ГИНе. Малиновыми точечными линиями намечены видимые инхеритные ядра или границы между разнородными частями зерна. Изображения приведены по возрастанию возраста слева направо и сверху вниз. Для зерен циркона № 83 и 92 предпринимались попытки определить возраст ядер и кайм, но конкордантную оценку возраста 1218±19 млн лет удалось получить только для каймы циркона № 92. Оценка возраста ядра для этого зерна сильно дискордантная: оценка возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1604±14 млн лет, а по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 854±8 млн лет. Особенности зерен циркона: № 155 и 11 – примеры зерен с ядром и двумя каймами.

Fig. 5. Montage of cathodoluminescent images (CLI) of some of the studied zircon grains from sample R14-396.

Black color in the upper left of each image shows the grain number. Age in Ma is shown in yellow. The position of laser ablation crater (40 mcm in diameter) is shown by circle, yellow color stands for measurements made at the Macquarie University, white color – for those made at GIN RAS. Crimson dotted line show visible inherited cores or boundaries between different parts of the grain. The images are presented in age ascending order from left to right and from top to bottom. Attempt were to determine the age of the cores and rims of zircon grains № 83 and 92, but the concordant age of 1218±19 Ma was only obtained for the rim of the zircon grain № 92. The age obtained the core of this grain is largely discordant: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age is 1604±14 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age is 854±8 Ma. Zircon-grain features: № 155 and 11 are examples of grains with a core and two rims.

Эти значения в пределах ошибки измерения соответствуют аттестованным по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенным значениям возраста ($\pm 2\sigma$) 601.9 ± 0.4 , 1063.5 ± 0.4 и 337.2 ± 0.1 млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS [Horstwood et al., 2016].

Для характеристики степени дискордантности анализов нами использованы величины D1 и D2, которые рассчитаны по формулам:

$$D1 = 100 \% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1],$$
$$D2 = 100 \% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1].$$

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) использовались результаты анализов (кондиционные датировки), удовлетворяющие трем условиям: (1) $-10 \% < D1$ и $D2 < 10 \%$, (2) аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность

оценки возраста < 50 млн лет и (3) поправка на общий свинец меняет оценку возраста < 50 млн лет. С учетом рекомендаций [Gehrels, 2012] для датировок моложе 1 млрд лет возраст рассчитывался по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а для более древних – по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-PB ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Содержания U и Th. В зернах dZr из обеих изученных проб вариации содержания U от 5 до 942 г/т, Th от 1.3 до 2963 г/т, а вариации величин Th/U от 0.19 до 8.02 (рис. 6). В пробе R14-396 согласно анализам, выполненным в ГИН РАН, визуально и количественно фиксируется более высокое содержание Th (в том числе два анализа показали аномально высокие значения – 2270

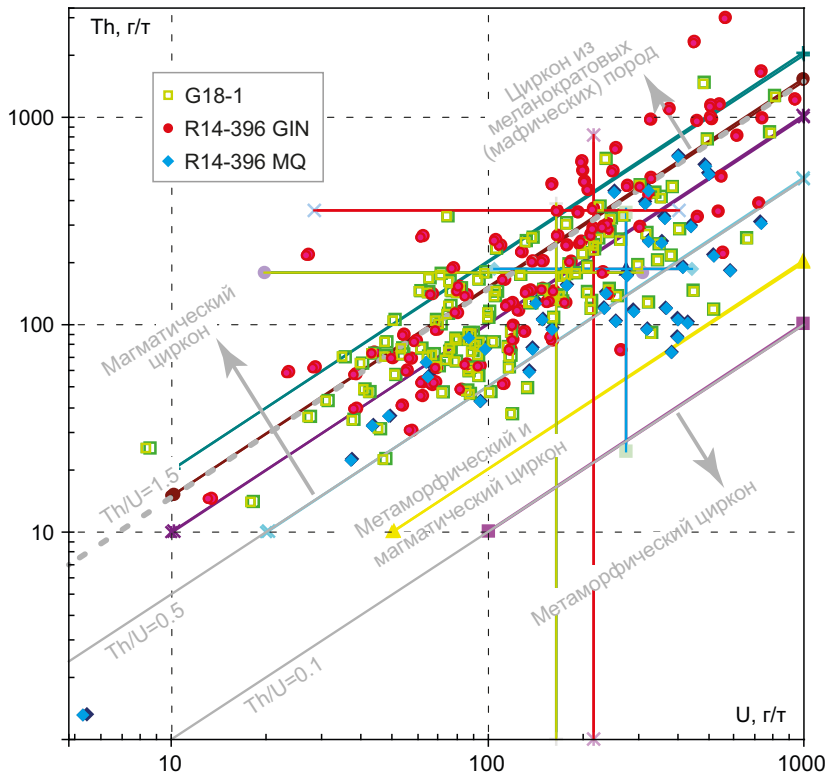


Рис. 6. Диаграмма содержания Th и U в изученных зернах циркона из различных выборок (табл. 1). Интервалы $U_{\text{среднее}} - \sigma_U$, $U_{\text{среднее}} + \sigma_U$ и $Th_{\text{среднее}} - \sigma_{Th}$, $Th_{\text{среднее}} + \sigma_{Th}$, рассчитанные по измеренным содержаниям U и Th для каждой из выборок, показаны линиями соответствующего цвета. Линии равных Th/U отношений показаны серым цветом.

Fig. 6. A diagram of Th and U contents of the studied zircon grains from different samplings (Table 1). Intervals $U_{\text{average}} - \sigma_U$, $U_{\text{average}} + \sigma_U$ and $Th_{\text{average}} - \sigma_{Th}$, $Th_{\text{average}} + \sigma_{Th}$, calculated from measured U and Th contents for each of the samplings are shown by the lines of the corresponding color. The lines of equal Th/U ratios are shown in gray.

Таблица 1. Статистические характеристики измеренных содержаний U и Th в пробах R14-396 и G18-1

Table 1. Statistical characteristics of measured U and Th contents of samples R14-396 and G18-1

Проба	$U_{\text{среднее}}, \text{ г/т}$	$\sigma_U, \text{ г/т}$	$Th_{\text{среднее}}, \text{ г/т}$	$\sigma_{Th}, \text{ г/т}$	$Th/U_{\text{среднее}}$	$\sigma_{Th/U}$
R14-396-GIN	216	188	349	457	1.55	1.10
R14-396-MQ	274	169	183	158	0.69	0.37
G18-1	164	144	175	201	1.17	0.63

и 2963 г/т), чем в анализах, выполненных в Университете Маквори (табл. 1; рис. 6). Однако эти различия статистически не значимы, так как области $U_{\text{среднее}} \pm \sigma_U$, $Th_{\text{среднее}} \pm \sigma_{Th}$ по анализам, выполненным для пробы R14-396 в ГИН РАН и Университете Маквори, перекрываются. Также не зафиксировано статистически значимых различий между аналогичными данными по пробам R14-396 и G18-1 (табл. 1; рис. 6).

В обеих пробах можно отметить наличие существенного количества зерен циркона с высокими значениями Th/U, превышающими 1.5. Такие значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород [Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011] и/или пород, сформированных в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [Wanless et al., 2011]. Также можно отметить отсутствие зерен циркона с низкими значениями величин Th/U – менее 0.1, которые принято считать статистически присущими циркону метаморфического происхождения [Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017].

Результаты U-Th-Pb датирования зерен циркона. В пробе G18-1 изучение U-Th-Pb-изотопной системы выполнено для 120 зерен dZr. В двух зернах пробоотборы сделаны в двух частях кристалла, т.е. всего выполнено 122 анализа (см. Приложение на странице статьи онлайн). Из них 110 датировок оказались кондиционными.

Максимальный полученный возраст 3219 ± 12 млн лет (№ 103, D1=0.0 %, D2=0.03 %), минимальный – 512 ± 5 млн лет (№ 50, D1=0.0 %, D2=0.2 %).

При получении двух датировок в одном зерне в первом случае оценки возраста совпали в пределах ошибок: анализы № 37 (2031 ± 14 млн лет (D1=-0.05 %, D2=-0.05 %, Th/U=0.65) и № 38 (2036 ± 14 млн лет (D1=0.0 %, D2=0.0 %, Th/U=0.76), во втором оказались очень близки: анализы № 51 (944 ± 8 млн лет (D1=0.0 %, D2=0.1 %, Th/U=0.67) и № 52 (963 ± 8 млн лет (D1=0.1 %, D2=0.4 %, Th/U=0.60). При построении КПВ распределения полученных изотопных датировок из пробы G18-1 анализы № 38 и 51 не были учтены.

В КПВ для пробы G18-1, построенной по 108 датировкам, получен один интенсивный пик – 565 млн лет и один второстепенный – 544 млн лет, а также несколько слабых пиков (657, 1096, 1248, 1377, 1754 и 2038 млн лет), рассчитанных по 3–6 значениям возраста (рис. 7, д, ж).

В университете Маквори было изучено 40 зерен dZr из пробы R14-396 и получено 30 кондиционных датировок. В ЦКП ГИН РАН из этой же пробы изучено 95 зерен, в двух зернах изучены ядра и оболочки, т.е. всего выполнено 97 анализов (см. Приложение), из них получено только 29 кондиционных датировок. Для двух зерен, в которых были изучены ядра и оболочки, кондиционная оценка возраста 1218 ± 19 млн лет (D1=2.4 %, D2=6.7 %, Th/U=0.73) получена только для оболочки зерна № 92R, остальные анализы дают сильнодискордантные оценки возраста.

Схожесть возрастных выборок R14-396-MQ и R14-396-GIN выражена в том, что в обеих выборках преобладают датировки, попадающие в возрастной диапазон 510–650 млн лет и формирующие плотные группы со сходными интенсивными пиками на КПВ: ~541 млн лет (R14-396-GIN) и ~543 млн лет (R14-396-MQ) (рис. 7, б). Однако есть и некоторые различия для более древних возрастов. Несколько различаются второстепенные пики: 627 млн лет (R14-396-GIN) и 611 млн лет (R14-396-MQ). В выборке R14-396-MQ на возрастной интервал древнее 900 млн лет пришлось примерно четверть всех датировок, которые не формируют группы. В противоположность этому в выборке R14-396-GIN таких датировок около половины. При этом датировки, попадающие в интервал 900–1400 млн лет, формируют рассеянную группу (по численности примерно равную группе датировок, попадающих в возрастной диапазон 510–650 млн лет) со слабым пиком на КПВ ~1242 млн лет (рис. 7, а).

Тест Колмогорова – Смирнова (KS-тест) фиксирует статистическое различие в возрастных выборках R14-396(MQ) и R14-396(GIN) – низкий коэффициент $p=0.007$ (табл. 2), хотя изученные зерна отбирались из одной и той же пробы. Мы связываем это с тем, что отбор частей зерен для U-Pb датирования проводился по разным изображениям зерен циркона: для выборки R14-396(MQ) – по CL изображениям (см. рис. 5), а для выборки R14-396(GIN) – по оптическим изображениям.

Авторы статьи считают, что зафиксированные различия в древних частях спектров для возрастных выборок R14-396-MQ и R14-396-GIN не критические и не являются препятствием для рассмотрения суммарного набора возрастов R14-396(MQ+GIN). Суммарная (общая) КПВ, отстроенная по набору датировок, включающему в себя кондиционные датировки из возрастных наборов R14-396-MQ и R14-396-GIN (всего 59 датировок), демонстрирует один яркий пик – 543 млн лет и несколько слабых пиков (612, 964, 1246, 1317, 1522, 1650 млн лет), рассчитанных по 3–6 значениям (рис. 7, в, г). Отметим, что сопоставление суммарного набора возрастов R14-396(MQ+GIN) с выборками R14-396-MQ и R14-396-GIN с помощью KS-теста в обоих случаях показало высокие p -коэффициенты: 0.310 и 0.285 соответственно (табл. 2). Это можно трактовать как свидетельство того, что выборки в суммарном наборе дополняют друг друга.

Сопоставление КПВ, построенных для возрастных наборов R14-396(MQ+GIN) и G18-1, показывает как черты сходства, так и некоторые различия. Сходство КПВ, в первую очередь, выражено в том, что датировки, попадающие в возрастной диапазон 510–650 млн лет, доминируют, формируют плотные группы и интенсивные пики. Однако на КПВ для G18-1 пик – на 565 млн лет, а для КПВ R14-396 – на 543 млн лет (рис. 7, г, ж).

В обоих сравниваемых возрастных наборах присутствуют второстепенные рассеянные группы более древних датировок, попадающих в интервал возрастов 0.9–2.1 млрд лет, но возрастные интервалы незначительно

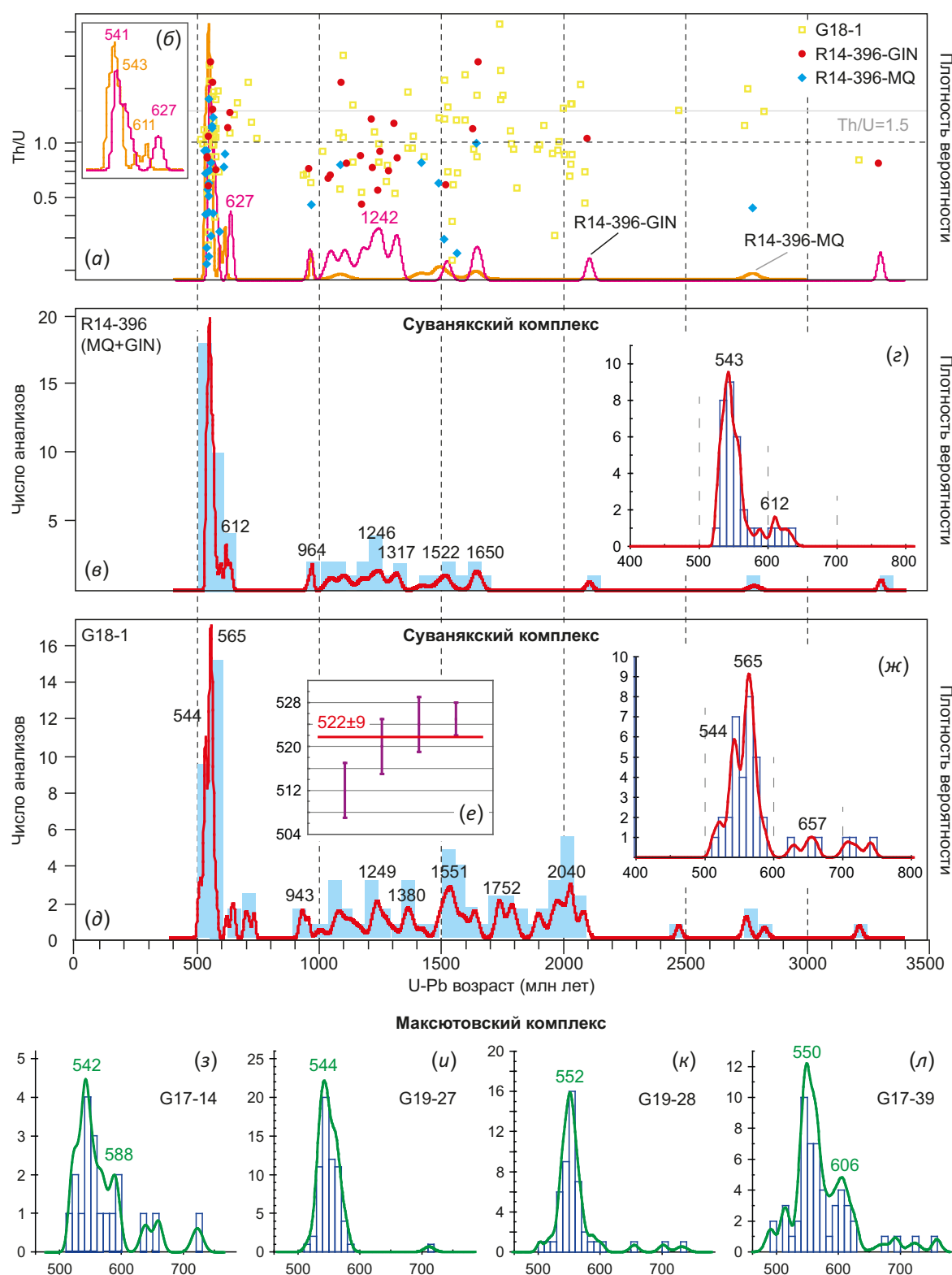


Рис. 7. Результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы зерен dZr из кварцитов суваянского и максютковского метаморфических комплексов.

(а, б) – КПВ (линии) возрастов зерен dZr из суваянского комплекса (проба R14-396), изученных в ГИНе и Университете Маквори (а), детализация для кембрийско-неопротерозойского интервала (б). Символами показаны значения величин Th/U в зависимости от U-Pb-изотопного возраста. (в, г, д, ж) – гистограммы и КПВ (красные линии) возрастов зерен dZr из кварцитов суваянского комплекса с детализацией для кембрийско-неопротерозойского интервала: (в, г) – проба G18-1, (д, ж) – проба R14-396. (е) – взвешенное среднее значение для четырех минимальных датировок зерен dZr из кварцитов суваянского комплекса. (з, и, к, л) – гистограммы и КПВ (зеленые линии) возрастов зерен dZr из кварцитов максютковского метаморфического комплекса для кембрийско-неопротерозойского интервала, по [Golionko et al., 2021] с изменениями: проба G17-14 – кварциты карамалинской серии (галеевские кварциты), проба G19-27 – аркозовые метагравелиты карамалинской

серии, проба G-19-28 – аркозовые кварциты карамалинской серии, проба G17-39 – кварциты юмагузинской серии (юмагузинские кварциты).

Fig. 7. The results of the study of U-Th-Pb isotope system of dZr grains from quartzites of the Suvanyak and Maksyutov metamorphic complexes.

(a, б) – PPC (lines) of the ages of dZr grains from the Suvanyak complex (sample R14-396), studied at GIN RAS and Macquarie University (a), detailing for the Cambrian-Neoproterozoic interval (б). The symbols show the Th/U values depending on U-Pb isotope age. (в, г, д, ж) – histograms and PPC (red lines) of the ages of dZr grains from quartzites of the Suvanyak complex with detailing for the Cambrian-Neoproterozoic interval: (в, г) – sample G18-1, (д, ж) – sample R14-396. (е) – weighted average for four minimum ages of dZr grains from quartzites of the Suvanyak complex. (з, и, к, л) – histograms and PPC (green lines) of the ages of dZr grains from quartzites of the Maxutovo metamorphic complex for the Cambrian-Neoproterozoic interval after [Golionko et al., 2021], as amended: sample G17-14 – quartzites of the Karamala group (Galeevo quartzites), sample G19-27 – arkose metagranulites of the Karamala group, sample G-19-28 – arkose quartzites of the Karamala group, sample G17-39 – quartzites of the Yumaguzin unit (Yumaguzin quartzites).

Таблица 2. Результаты сопоставления с помощью теста Колмогорова – Смирнова выборок U-Pb возрастов зерен детритового циркона, характеризующих суваянский (пробы R14-396 и G18-1) и максютовский (пробы G19-27, G19-28, G17-39 и G17-14) метаморфические комплексы

Table 2. The results of KS-based comparison of U-Pb ages of detrital zircon grains characterizing the Suvanyak (samples R14-396 and G18-1) and Maxutovo (samples G19-27, G19-28, G17-39 and G17-14) metamorphic complexes

Образец	R14-396 (GIN&MQ)	G18-1	R14-396 (GIN)	R14-396 (MQ)	G19-27	G19-28	G17-39	G17-14
R14-396 (GIN&MQ)		0.004	0.285	0.310	0.001	0.136	0.006	0.000
G18-1	0.004		0.034	0.000	0.000	0.000	0.000	0.081
R14-396 (GIN)	0.285	0.034		0.007	0.000	0.002	0.000	0.002
R14-396 (MQ)	0.310	0.000	0.007		0.738	0.795	0.336	0.000
G19-27	0.001	0.000	0.000	0.738		0.538	0.026	0.000
G19-28	0.136	0.000	0.002	0.795	0.538		0.161	0.000
G17-39	0.006	0.000	0.000	0.336	0.026	0.161		0.000
G17-14	0.000	0.081	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	

Примечание. Расчеты выполнены с помощью программы [Guynn, Gehrels, 2010], размещенной в свободном доступе. Применение теста Колмогорова – Смирнова используется для того, чтобы определить, подчиняются ли два эмпирических распределения одному закону либо подчиняется ли полученное распределение предполагаемой модели. Стандартный уровень значимости теста принят равным 95 %. Если величина полученного взаимного коэффициента p превышает пороговое значение 0.05, то тестируемые эмпирические распределения с вероятностью 95 % подчиняются одному и тому же закону распределения. Жирным шрифтом выделены значения p больше принятого порогового 0.05. Исходные данные – см. Приложение на странице статьи онлайн.

Note. The calculations were made using the freely available program [Guynn, Gehrels, 2010]. The Kolmogorov-Smirnov (KS) test is used to determine whether two empirical distributions are subjected to the same law or the distribution obtained is subjected to the model proposed. The standard significance level for the test is accepted as equal to 95 %. If the value of the obtained mutual coefficient p exceeds the threshold value of 0.05, then the tested empirical distributions are subjected to the same distribution law with a probability of 95 %. Bold indicates the p -values exceeding the threshold value of 0.05. For the initial data see Supplementary files online.

различаются: для выборки R14-396(MQ+GIN) интервал – 1.0–1.7 млрд лет, а для G18-1 – 0.9–2.1 млрд лет. В выборке G18-1 проявлены две группы датировок, суммарно попадающих в интервал возрастов 1.75 – 2.1 млрд лет и образующих два сгущения с пиками около 1.85 и 2.05 млрд лет. Датировки в выборке R14-396(MQ+GIN) единичны и плотных групп не формируют (рис. 7, в, д).

Низкий коэффициент $p=0.004$ KS-теста (табл. 2) количественно подтверждает различие возрастных выборок R14-396(MQ+GIN) и G18-1.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные зерна dZr из кварцитов СМК южной части Суваянской тектонической единицы представляли собой сложноустроенные образования. Во многих зернах отчетливо видны древние (инхеритные) ядра.

В единичных случаях вокруг ядер отчетливо идентифицированы оболочки, наличие которых подтверждает подверженность, по крайней мере, некоторых из зерен метаморфическому воздействию. Однако оболочки очень тонкие, и определить время метаморфизма не удалось. Возраст получен только для ядер. Судя по значениям величин Th/U в изученных ядрах (см. рис. 6), слагающий их циркон вряд ли имеет метаморфическую природу, а наиболее вероятно его магматическое происхождение. Сильная окатанность зерен dZr свидетельствует о том, что они попали в протолит СМК путем переноса в седиментационном потоке. Степень метаморфизма пород СМК невысокая, поэтому значительная часть зерен dZr, по крайней мере в своих внутренних частях, смогла сохранить информацию о своем происхождении, т.е. об источниках сноса для протолита СМК.

В полученных наборах возрастов зерен dZr из проб R14-396 и G18-1 доминируют датировки, попадающие в поздненеопротерозойско-раннекембрийский возрастной диапазон (650–510 млн лет), формирующие плотные группы и интенсивные пики: для КПВ G18-1 – 565 млн лет, а для КПВ R14-396 – 543 млн лет.

В обрамлении ВЕП известны следующие области, крупнообъемные кристаллические комплексы которых могли бы быть потенциальными первичными источниками массового циркона с поздненеопротерозойско-раннекембрийскими возрастами в протолите СМК (см. [Раздел 3](#)): протоуралиды-тиманиды северо-восточного обрамления ВЕП, Волынская вулканическая провинция в юго-западной части ВЕП и авалониды-кадомиды пери-Гондванских блоков в южном обрамлении ВЕП. Для более древнего циркона в протолите СМК потенциальными первичными источниками могли быть кристаллические комплексы соответствующего возраста не только в пределах ВЕП и ее непосредственного обрамления, но и вовлеченные в настоящее время в структуру других удаленных континентов или коровых блоков. В периоды вхождения Прото-Балтики и Балтики в состав суперконтинентов Колумбия и Родиния и/или других промежуточных континентальных образований продукты разрушения древних кристаллических комплексов допоздненеопротерозойского возраста могли попасть в древние осадочные толщи, автохтонные Прото-Балтике/Балтике, и затем быть рециклированы из них в протолит СМК. Но факт полной изоляции Балтики от других континентальных блоков в позднем неопротерозое – самом раннем кембрии исключает все другие поздненеопротерозойско-раннекембрийские кристаллические комплексы как первичные источники циркона с поздненеопротерозойско-раннекембрийским возрастом в протолите СМК, кроме трех, означенных выше.

Возрастные интервалы протоуралид-тиманид ~ (730–510) млн лет и авалонид-кадомид ~ (750–450 млн лет) фактически тождественны, но возрастной интервал комплексов Волынской вулканической провинции значительно более узкий – только 530–560 млн лет [[Shumlyansky et al., 2016](#)]. Очевидно, что комплексы этой провинции не могут обеспечить весь возрастной набор поздненеопротерозойско-раннекембрийских возрастов, зафиксированных в СМК и других тектонических единицах Южного Урала. Таким образом, фиксация циркона с возрастом 750–500 млн лет – это маркер присутствия комплексов протоуралид-тиманид и/или авалонид-кадомид среди первичных источников циркона для изученных толщ СМК. При этом более древние популяции dZr в протоуралидах-тиманидах и авалонидах-кадомидов разной тектонической принадлежности могут существенно различаться. Так, для осадочных толщ пери-Гондванских террейнов из амазонской и западно-африканской части Гондваны (авалонские террейны) характерно отчетливое доминирование dZr с возрастом 2.0–2.3 млрд лет над всеми другими группами dZr и очень низкая представительность dZr с

архейским возрастом. В противоположность этому, в осадочных толщах из блоков северо-восточной африканской и аравийской части Гондваны (кадомские террейны) преобладают поздненеопротерозойские и неопротерозойские dZr при заметной доле неоархейских и средне- и позднепалеопротерозойских [[Stephan et al., 2019](#)].

Наличие многочисленных зерен dZr с поздненеопротерозойско-раннекембрийским возрастом в пробах R14-396 и G18-1 из кварцитов СМК доказывает, что среди первичных источников сноса для протолита СМК были протоуралиды-тиманиды и/или авалониды-кадомиды. При этом зерна dZr с поздненеопротерозойско-раннекембрийским возрастом могли попасть в протолит южной части СМК как в результате прямого попадания эрозионных продуктов разрушения непосредственно кристаллических комплексов протоуралид-тиманид и/или авалонид-кадомид, так и в результате рециклинга через поздненеопротерозойско-раннекембрийские осадочные толщи.

К настоящему времени все крупные тектонические зоны Южного Урала в разной степени охарактеризованы результатами изучения зерен dZr из ордовикских осадочных и/или метаосадочных толщ [[Ryazantsev et al., 2019](#); [Kuznetsov, Romanyuk, 2021](#)], например для следующих тектонических зон Западно-Уральской мегазоны имеются такие данные: Таганайско-Белорецкая единица, Кракинский аллохтон, СМК, ММК, Сакмарский аллохтон (см. [рис. 1, 6](#)). Это позволяет провести анализ и сравнение этих результатов с новыми данными по возрастам зерен dZr из пород СМК ([рис. 8](#)), полученными авторами статьи.

В КПВ, которые получены для СМК и ММК, пики с поздненеопротерозойско-раннекембрийским возрастом являются доминирующими, что может быть только в том случае, если изучаемая осадочная толща была сформирована в непосредственной близости от источника сноса, т.е. от ареала распространения комплексов протоуралид-тиманид и/или авалонид-кадомид. И это исключает расположенные гораздо севернее Южного Урала протоуралиды-тиманиды как основной источник для осадочных толщ означенных тектонических единиц и делает наиболее вероятным первичным источником циркона поздненеопротерозойско-раннекембрийского возраста для этих толщ авалониды-кадомиды пери-Гондванских террейнов. При этом фактическое отсутствие зерен dZr с возрастом 2.0–2.3 млрд лет в породах СМК и ММК делает авалониды маловероятным источником циркона. Более вероятен террейн(ы) кадомского типа.

Авторы статьи считают, что среди наиболее вероятных первичных источников зерен dZr с возрастом 510–650 млн лет для протолита кварцитов СМК южной части Суваньянской тектонической единицы (а возможно, и для некоторых частей Максютловской тектонической единицы) были гранитоиды с оценками изотопного возраста 590 ± 4 млн лет [[Samygin et al., 2007](#)], 577.8 ± 8.6 и 543.2 ± 4.6 млн лет [[Samygin et al., 2010](#)] (срав. с [рис. 7](#)),

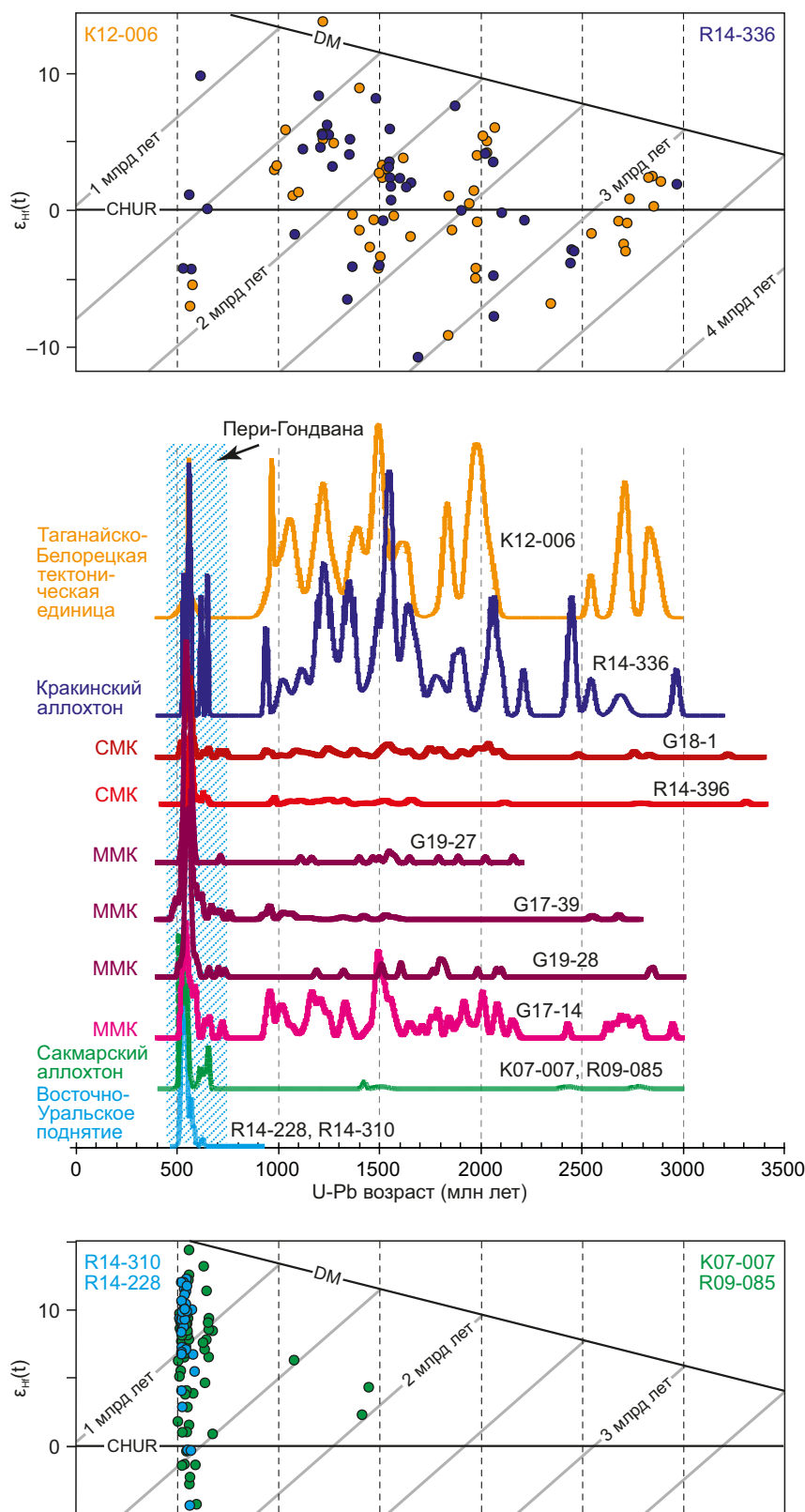


Рис. 8. Сопоставление КПВ возрастов детритового циркона из различных тектонических единиц Южного Урала. Источники данных СМК – настоящая работа, ММК – [Golionko et al., 2020, 2021], остальные данные – [Ryazantsev et al., 2019; Kuznetsov, Romanyuk, 2021]. Вверху и внизу: диаграммы « ϵ_{Hf} vs U-Pb возраст» для детритового циркона, номера проб соответствуют таковым на КПВ.

Fig. 8. Comparison of the PPCs for the ages of detrital zircons from different tectonic units of the Southern Urals. The source of data on the SMC is the present paper; the source of data on the MMC – [Golionko et al., 2020, 2021]; other sources of data – [Ryazantsev et al., 2019; Kuznetsov, Romanyuk, 2021]. At the top and at the bottom are the plots of ϵ_{Hf} vs U-Pb age of detrital zircon, the sample numbers correspond to those on the PPCs.

пространственно и структурно ассоциирующие с образованиями каялинской и лушниковской свит.

Существуют представления о том, что надсубдукционные гранитоиды, ассоциирующие с образованиями каялинской и лушниковской свит, экспонированные в ядре Эбетинской антиформы, были сформированы в зоне активной континентальной окраины Балтики [Samygin et al., 2007, 2010; Samygin, Kheraskova, 2005; Ryazantsev et al., 2019]. Однако реальных доказательств автохтонности комплексов, экспонированных в ядре Эбетинской антиформы (каялинская и лушниковская свиты и ассоциирующие с ними эдиакарские гранитоиды), по отношению к Уральскому краю Балтики не существует. То есть представления о том, что эти образования были сформированы в зоне активной континентальной окраины Балтики, фактически ничем не обоснованы и имеют декларативный характер.

В противоположность этому, существует другая точка зрения, в соответствии с которой позднепротерозойские и раннепалеозойские комплексы некоторых структурных элементов Южного Урала, в том числе комплексы Эбетинской антиформы, были сформированы на северной (Авалонско-Кадамской) окраине позднепротерозойского континента Гондвана [Kuznetsov, 2005, 2006a]. Образования каялинской и лушниковской свит стратиграфически [Samygin, Kheraskova, 2005] перекрыты толщей, сложенной в существенной степени кварцевыми песчаниками, выделяемой как кидрясовская свита (серия) верхнего кембрия – самых низов ордовика [Antsygin et al., 1994] или низов ордовика [Ryazantsev et al., 2005, 2008].

Сакмарский и Кракинский аллохтоны сложены образованиями, чужеродными Балтике. Они были вовлечены в строение Западно-Уральской мегазоны в результате деформационно-тектонических эпизодов Уральской орогении, но их корни расположены в Восточно-Уральской мегазоне. Результаты изучения зерен dZr из песчаников ордовикских толщ Сакмарского и Кракинского аллохтонов фиксируют их существенное различие (рис. 8). В песчаниках ордовикской кидрясовской свиты Сакмарского аллохтона (пробы K07-007 и K09-085), так же как и ордовикских маячной и рымникской свит Восточно-Уральского поднятия (пробы R14-228 и R14-336), зафиксирован фактически только детритовый циркон позднепротерозойско-кембрийского возраста при доминировании раннекембрийского циркона. Hf-изотопные характеристики (положительные и слабоотрицательные ϵ_{Hf}) этого циркона свидетельствуют о ювенильном материале протолита родительских пород для зерен dZr позднепротерозойско-кембрийского возраста. Даже три единичные зерна dZr более древнего возраста в песчаниках кидрясовской свиты показали ювенильные Hf-изотопные характеристики, т.е. нет признаков присутствия сколько-нибудь значимого количества древнего материала континентальной коры. Источником циркона с такими Hf-изотопными характеристиками могла быть только внутриокеаническая дуга.

Напротив, схожие спектры возрастов зерен dZr из ордовикских песчаников Кракинского аллохтона (проба R14-336, сухоядская свита) и Таганайско-Белорецкой единицы (проба K12-006, тюлюкская свита), расположенных севернее Сакмарского аллохтона, указывают на кардинально другие первичные источники сноса. Количество зерен dZr с позднепротерозойско-кембрийским возрастом небольшое по сравнению с численностью зерен dZr с другими возрастами. В древних возрастах представлен ряд значений от раннего протерозоя до архея. Hf-изотопные характеристики зерен dZr свидетельствуют о присутствии среди родительских пород циркона как ювенильного вещества, так и вещества с модельным возрастом протолита более 3 млрд лет. Скорее всего, в сухоядской и тюлюкской свитах аккумулирован многократно рециклированный материал, первичными источниками которого были чрезвычайно разнообразные по своей природе и происхождению кристаллические комплексы. Немногочисленные зерна dZr с позднепротерозойско-кембрийским возрастом могли быть привнесены из протоуралит-тиманид и/или кадомид-авалонид, а палеопротерозойские и древнейшие архейские зерна могли попасть как непосредственно из комплексов фундамента волго-уральской части ВЕП, так и из других первичных источников за счет рециклинга через венд-рифейские осадочные толщи ВЕП. Протерозойские и мезопротерозойские зерна разного возраста широко представлены как в толщах перигондванских террейнов, так и в венд-кембрийских толщах ВЕП [Kuznetsov, Romanyuk, 2021].

Средний взвешенный возраст по четырем самым молодым датировкам для суммарного набора данных, полученных по результатам изучения зерен dZr из кварцитов (пробы R14-396 и G18-1) СМК южной части Суванянской тектонической единицы, – 522 ± 9 млн лет (см. рис. 7, е), что примерно соответствует границе Терренувской эпохи (Terreneuvian) и серии 2 (Series 2) кембрия [Cohen et al., 2022]. Эту возрастную оценку можно принять как нижний возрастной предел для времени формирования протолита кварцитов СМК в изучаемом районе поднятия Уралтау. В противоположность этому, возраст северной части поля распространения СМК не моложе 720 млн лет (см. Раздел 2). Таким образом, на современном эрозионном срезе в строении СМК участвуют метаморфические (метаосадочные) породы разного возраста, различающиеся изотопно-геохронологическими характеристиками протолита: раннепалеозойские и позднекембрийские, формально объединенные в единый СМК. Все это ставит под вопрос правомерность объединения метаморфических пород северной и южной части Суванянской тектонической единицы зоны поднятия Уралтау в единый метаморфический комплекс. Но для их разграничения требуется проведение дополнительных исследований.

Сопоставление КПВ возрастов зерен dZr из кварцитов СМК, распространенных в южной части Суванянской тектонической единицы, с аналогичными данными из

четырёх проб ММК (см. рис. 7; рис. 8; табл. 2) показало следующее. При том что нет значимого количественного сходства между двумя возрастными выборками из СМК, получено их сходство с некоторыми выборками из ММК: для выборок G18-1(СМК) и G17-14(ММК), а также выборок R14-396 (СМК) и G19-28 (ММК) KS-тест дал высокие коэффициенты $p = 0.81$ и 0.14 соответственно (табл. 2). При этом выборка G17-14(ММК) не имеет сходства ни с одной из остальных трех выборок из ММК.

Таким образом, визуальное сопоставление и количественный KS-тест показывают, что в целом гораздо больше сходства между некоторыми возрастными выборками dZr из СМК и ММК, чем между выборками внутри Суванянской и Максютловской тектонических единиц. Это предполагает наличие схожих, а возможно, во многом и идентичных источников обломочного материала, слагающего протолит некоторых частей обоих метаморфических комплексов, и, в частности, является сильным аргументом в пользу однотипности и родственности протолита некоторых частей метатерригенных пород этих тектонических единиц. Фиксация сходных характеристик протолита вкрест простираения этих тектонических единиц и их изменчивость вдоль самих тектонических единиц Западно-Уральской мегазоны – это еще один косвенный аргумент в пользу вовлеченности в структуру окраины Аркт-Лавруссии перигондванских террейнов, которые протягивались широтной полосой вдоль ее южного края.

По результатам изотопно-геохронологического изучения зерен dZr из осадочных и/или метаосадочных толщ крупных тектонических зон Южного Урала для позднепалеозойской юго-восточной окраины Аркт-Лавруссии (накануне ее вовлечения в Уральскую орогению) намечается ряд следующих тектонических структур. Около ее юго-восточного края (~ от широты Эбетинской антиформы и южнее) существовал поздненеопротерозойско-раннекембрийский океанический бассейн, в котором в период 650–520 млн лет была активна вулканическая дуга или дуги. В строение юго-восточного края окраины (~ до широты южного края современного Башкирского поднятия) был вовлечен перигондванский терреин или террейны (? кадомского типа). В более северных широтах в структуре окраины участвовали мощные осадочные толщи, автохтонные Балтике.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты U-Pb изотопного датирования зерен dZr из кварцитов южной части СМК (пробы G18-1 и R14-396) и их сопоставление с аналогичными данными по другим тектоническим единицам Южного Урала позволили получить следующие выводы.

1. Источником сноса для наиболее многочисленной популяции зерен dZr (510–650 млн лет) в кварцитах СМК, распространенных в южной части Суванянской тектонической единицы поднятия Уралтау, могли быть надсубдукционные образования (вулканогенно-осадочные породы каялинской/лушниковской свит и

ассоциирующие с ними гранитоиды) и/или их возрастными и вещественными аналогами. Эти надсубдукционные образования имеют перигондванское происхождение.

2. В структуре Суванянской тектонической единицы участвуют разновозрастные метаморфические образования – раннепалеозойские на юге и позднекембрийские на севере с различающимися изотопно-геохронологическими характеристиками протолита, в настоящее время формально объединенные в единый СМК. Их разграничение в структуре Суванянской тектонической единицы требует проведения дополнительных исследований.

3. Сходство КПВ, характеризующих распределение возрастов зерен dZr из кварцитов СМК, распространенных в южной части Суванянской тектонической единицы поднятия Уралтау, и из кварцитов ММК, слагающих Максютловскую тектоническую единицу поднятия Уралтау, предполагает наличие сходных источников сноса обломочного материала для протолита кварцитов обоих метаморфических комплексов, а также возможность того, что метатерригенные породы Максютловской тектонической единицы и южной части Суванянской тектонической единицы одновозрастны и однотипны в геодинамическом смысле, т.е. имеют одинаковое палеотектоническое происхождение и принадлежность к одной и той же континентальной окраине.

4. Изотопно-геохронологические характеристики зерен dZr из осадочных толщ и протолита метаморфических образований фиксируют некоторое сходство вкрест и изменчивость вдоль простираения тектонических единиц Западно-Уральской мегазоны. Это еще один косвенный аргумент в пользу вовлеченности в структуру окраины Аркт-Лавруссии перигондванских террейнов, которые протягивались широтной полосой вдоль ее южного края. Новые данные расширяют фактологическую базу, доказывающую, что пояс перигондванских террейнов, известный в северных Аппалачах, Западной и Центральной Европе, на Ближнем Востоке, в Северной Африке и Аравии, протягивается в Северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, слагая фундамент Скифской и Туранской эпипалеозойских платформ, и прослеживается далее на восток до Южного Зауралья, принимая участие в строении палеозойской южной части Урала.

5. Для позднепалеозойской юго-восточной окраины Аркт-Лавруссии (накануне ее вовлечения в Уральскую орогению) по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен dZr из осадочных и метаосадочных толщ Южного Урала намечается ряд следующих тектонических структур. Около ее юго-восточного края существовал поздненеопротерозойско-раннекембрийский океанический бассейн, в котором в период 650–520 млн лет была активна вулканическая дуга или дуги. В строение юго-восточного края окраины был вовлечен перигондванский терреин или террейны (? кадомского типа), а в более северных широтах – мощные рифей-палеозойские осадочные толщи, автохтонные Балтике.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны М.М. Буслову и Т.С. Зайцевой за высококвалифицированное рецензирование статьи; высказанные замечания способствовали ее значительному улучшению.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

10. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Abbo A., Avigad D., Gerdes A., 2020. Crustal Evolution of Peri-Gondwana Crust into Present Day Europe: The Serbo-Macedonian and Rhodope Massifs as a Case Study. *Lithos* 356–357, 105295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105295>.

Andersen T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses That Do Not Report ^{204}Pb . *Chemical Geology* 192 (1–2), 59–79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X).

Antsygin N.Ya., Zoloev K.K., Klyuzhina M.L., Nasedkina V.A., Popov B.A., Shurygina M.V., Shcherbakov O.A., Yakushev V.M. (Eds), 1994. Explanatory Note to Stratigraphic Schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Ural Geological Survey Expedition, Ekaterinburg, 152 p. (in Russian) [Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) / Ред. Н.Я. Анцыгин, К.К. Золоев, М.Л. Ключина, В.А. Наседкина, Б.А. Попов, М.В. Шурьгина, О.А. Щербаков, В.М. Якушев. Екатеринбург: Уральская геологосъемочная экспедиция, 1994. 152 с.].

Azor A., Poyatos D.M., Accotto C., Simancas F., Lodeiro F.G., Talavera C., Evans N.J., 2021. Transcurrent Displacement of the Cadomian Magmatic Arc. *Precambrian Research* 361, 106251. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106251>.

Balintoni I., Balica C., 2016. Peri-Amazonian Provenance of the Euxinic Craton Components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen Components (Romania): A Detrital Zircon Study. *Precambrian Research* 278, 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the Assembly of Rodinia. *Precambrian Research* 160 (1–2), 23–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.

Bonev N., Ovtcharova-Schaltegger M., Moritz R., Marchev P., Ulianov A., 2013. Peri-Gondwanan Ordovician Crustal Fragments in the High-Grade Basement of the Eastern Rhodope

Massif, Bulgaria: Evidence from U-Pb LA-ICP-MS Zircon Geochronology and Geochemistry. *Geodinamica Acta* 26 (3–4), 207–229. <http://doi.org/10.1080/09853111.2013.858942>.

Chibrikova E.V., Olli V.A., 1997. The First Finds of Acratich in the Metamorphic Complex of the Uraltau Range (Southern Urals). *Geology. The Bulletin of the Department of the Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan* 1, 42–48 (in Russian) [Чибрикова Е.В., Олли В.А. Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Урал-Тау (Южный Урал) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 1997. № 1. С. 42–48].

Chibrikova E.V., Olli V.A., 2006. Again with the Pre-Paleozoic Deposits in the Southern Urals and Cis-Urals. In: *Geology, Mineral Deposits and Geoecological Problems of Bashkortostan. Proceedings of the 6th Interregional Scientific-Practical Conference* (March 27–30, 2006). Dizayn PoligrafServis, Ufa, p. 54–56 (in Russian) [Чибрикова Е.В., Олли В.А. Еще раз о допалеозойских отложениях на Южном Урале и в Приуралье // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Материалы 6-й межрегиональной научно-практической конференции (27–30 марта 2006 г.). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 54–56].

Cohen K.M., Harper D.A.T., Gibbard P.L., Car N., 2022. The ICS International Chronostratigraphic Chart, February 2022. Available from: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf> (Last Accessed February 25, 2022).

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2006. Trace Element and Isotopic Composition of GJ-Red Zircon Standard by Laser Ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (18), A158. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1383>.

Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvardidze A., Beridze G., Vardanashvili K., 2020. U-Pb LA-ICP-MS Dating of Zoned Zircons from the Greater Caucasus Pre-Alpine Crystalline Basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan Evolution. *Geologica Carpathica* 71 (3), 249–263. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.4>.

Gehrels G., 2012. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. In: C. Busby, A. Azor (Eds), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. John Wiley & Sons, UK, p. 45–62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>.

Geological Map of the Russian Federation, 2001. New Series. Scale 1:100000. Sheet N-40 (41) (Ufa). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 568 p. (in Russian) [Геологическая карта Российской Федерации. Новая серия. Масштаб 1:100000. Лист N-40 (41) (Уфа): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 568 с.].

Golionko B.G., 2018. Structure and Development of the Southern Part of the Suvanyak Metamorphic Complex Zone (Southern Urals) and Its Structural Parageneses. *Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Geological Department* 93 (4), 3–9 (in Russian) [Голионко Б.Г. Строение и развитие

южной части зоны распространения Суваньякского метаморфического комплекса (Южный Урал) и его структурные парагенезы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2018. Т. 93. № 4. С. 3–9].

Golionko B.G., Ryazantsev A.V., 2017. Structural Evolution of Vendian and Early-Middle Paleozoic Complexes of the Uraltau Zone and Sakmar Allochthons (South Urals). *Geotectonics* 3, 83–112 (in Russian) [Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Структурная эволюция вендских и ранне-среднепалеозойских комплексов зоны Уралтау и сакмарских аллохтонов (Южный Урал) // Геотектоника. 2017. № 3. С. 83–112]. <https://doi.org/10.7868/S0016853X17030067>.

Golionko B.G., Ryazantsev A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Sheshukov V.S., Dubensky A.S., Garev B.I., 2020. Paleozoic Age of Metaterrigenous Sequences of the Maksyutov Metamorphic Complex (Southern Urals): Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons. *Doklady Earth Sciences* 493, 578–583. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20080073>.

Golionko B.G., Ryazantsev A.V., Kanygina N.A., 2021. Structure and Geodynamic Evolution of the Maksyutov Metamorphic Complex (Southern Urals): Structural Analysis and Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons. *Geotectonics* 55 (6), 795–821. <https://doi.org/10.1134/S0016852121060030>.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.

Guynn J., Gehrels G.E., 2010. Comparison of Detrital Zircon Age Distributions in the K-S Test. University of Arizona, Arizona LaserChron Center, Tucson, 16 p.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (3), 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.

Ivanov K.S., 1998. Distinctive Features of the Geological History (1.6–0.2 Ga) and Structure of the Urals. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Ekaterinburg, 252 p. (in Russian) [Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.].

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D., 2008. Trace Element Chemistry and U–Pb Dating of Zircons from Oceanic Gabbros and Their Relationship with Whole Rock Composition (Lanzo, Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 295–312. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0243-3>.

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B., 2015. Zircon Th/U Ratios in Magmatic Environments. *Lithos* 212–215, 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>.

Krinitsky D.D., Krinitskaya V.M., 1965. On Discovery of the Silurian Deposits within Ancient Sequences on the Western Slope of the Uraltau Range at the South of Bashkiria. In: *Materials on Geology and Mineral Deposits of the Southern Urals. Stratigraphy. Iss. 4*. Nedra, Moscow, p. 37–39 (in Russian) [Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Уралтау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала: Стратиграфия. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 37–39].

Kuznetsov N.B., 2005. Epi-Gondwanian Terrains in the Structure of the Southern Urals Frame of Baltica: New Date. In: IGCP 497. *The Rheic Ocean – Its Origin, Evolution and Correlatives: Project Meeting* (July 5, 2005). University of Portsmouth, p. 43–44.

Kuznetsov N.B., 2006a. A Proposed Epi-Gondwanian Fragment in the Structure of the Southern Urals. *Geophysical Research* 8, 08642.

Kuznetsov N.B., 2006b. The Cambrian Baltica–Arctida Collision, Pre-Uralide–Timanide Orogen, and Its Erosion Products in the Arctic. *Doklady Earth Sciences* 411, 1375–1380. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06090091>.

Kuznetsov N.B., 2008. The Cambrian Pre-Uralide–Timanide Orogen: Structural Evidence for Its Collisional Origin. *Doklady Earth Sciences* 423, 1383–1387. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090122>.

Kuznetsov N.B., 2009. Protouralide-Timanide Complexes and Late Precambrian – Early Paleozoic Evolution of the Eastern and Northeastern Framing of the East European Platform. Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 45 p. (in Russian) [Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2009. 45 с.].

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Degtyarev K.E., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Pyzhova E.S., 2017. The First Results of U/Pb Dating Detrital Zircons from Sandstones of Zigalga Formation (Middle Riphean, the South Urals). *Doklady Earth Sciences* 475, 862–866. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17080244>.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2010. Geochronological, Geochemical and Isotopic Study of Detrital Zircon Suites from Late Neoproterozoic Clastic Strata along the NE Margin of the East European Craton: Implications for Plate Tectonic Models. *Gondwana Research* 17 (2–3), 583–601. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.005>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., 2021. Peri-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing of the East European Platform. *Geotectonics* 55, 439–472. <https://doi.org/10.1134/s0016852121040105>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meert J., 2012. The Age of Detrital Zircons from Asha Group, Southern Urals – Verification of Idea about the Spatial Conjugation of Baltica and Australia within the Rodinia Supercontinent (a Positive Test of the Australia Upside Down Conception). *Lithosphere* 4, 59–77 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии («Australia Upside Down Conception») // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77].

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Ivanova N.S., Meeret J., 2014. First U-Pb Age of Detrital Zircons from Sandstones of the Upper Emsian Takaty Formation of the Western Urals with Regard to the Problem of Primary Sources of the Uralian Diamond Placers. *Doklady Earth Sciences* 455, 370–375. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14040084>.

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L., 2007. Pre-Ordovician Tectonic Evolution and Volcano-Plutonic Associations of the Timanides and Northern Pre-Uralides, Northeast Part of the East European Craton. *Gondwana Research* 12 (3), 305–323. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.021>.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B., 2007. The Continuum between Cadomian Orogenesis and Opening of the Rheic Ocean: Constraints from La-ICP-MS U-Pb Zircon Dating and Analysis of Plate-Tectonic Setting (Saxo-Thuringian Zone, NE Bohemian Massif, Germany). In: U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf (Eds), *The Evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. Geological Society of America Special Papers 423, 61–96. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(03)).

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gartner A., Sagawe A., 2011. Sands of West Gondwana: An Archive of Secular Magmatism and Plate Interactions – A Case Study from the Cambro-Ordovician Section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) Using U-Pb LA-ICP-MS Detrital Zircon Ages. *Lithos* 123 (1–4), 188–203. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010>.

Ludwig K.R., 2012. *ISOPLLOT 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5, 75 p.

Maslov A.V., Mizens G.A., Vovna G.M., Pyzhova E.S., Kuznetsov N.B., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L., Bikbaev A.Z., Romanyuk T.V., 2016. Some General Features of the Western Urals Terrigenous Deposits Formation: Synthesis of U-Pb Isotopic Age Data of Detrital Zircon and Geochemical Investigation of the Sales and Mudstones. *Lithosphere* 3, 27–46 (in Russian) [Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М.,

Пыжова Е.С., Кузнецов Н.Б., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Бикбаев А.З., Романюк Т.В. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала: синтез данных изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46].

Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R., 2009. On the Age of the Suvanyak Complex of the Uraltau Zone. In: V.N. Puchkov, R.F. Abdrakhmanov, I.B. Seravkin (Eds), *Geological Collection* 8. Ufa, p. 15–16 (in Russian) [Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. О возрасте суваянского комплекса зоны Уралтау // Геологический сборник / Ред. В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин. Уфа, 2009. № 8. С. 15–16].

Mayringer F., Treloar P.J., Gerdes A., Finger F., Shengella D., 2011. New Age Data from the Dzirula Massif, Georgia: Implications for the Evolution of the Caucasian Variscides. *American Journal of Science* 311, 404–441. <https://doi.org/10.2475/05.2011.02>.

Murphy J.B., Fernandez-Suarez J., Jeffries T.E., Strachan R.A., 2004. U-Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons from Cambrian Elastic Rocks in Avalonia: Erosion of a Neoproterozoic Arc along the Northern Gondwanan Margin. *Journal of the Geological Society* 161 (2), 243–254. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-064>.

Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic Suture? *Geology* 34 (5), 325–328. <https://doi.org/10.1130/G22068.1>.

Nance R.D., Gutierrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy B.J., Quesada C., Strachan R.A., Woodcock N.H., 2013. A Brief History of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers* 3 (2), 125–135. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.008>.

Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V., Kuznetsov N.B., Kolesnikova A.A., Dubenskii A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M., 2020. Upper Triassic Sequences of the Crimean Mountains: First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons. *Moscow University Geology Bulletin* 75, 220–236. <https://doi.org/10.3103/S0145875220030096>.

Peive A.V., 1945. Deep-Seated Faults of Geosynclinal Areas. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 5, 3–18 (in Russian) [Пейве А.В. Глубинные разломы геосинклинальных областей // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1945. № 5. С. 3–18].

Peive A.V., 1990. Deep-Seated Faults and Their Role in the Structure and Development of the Earth's Crust. *Selected Works*. Nauka, Moscow, 352 p. (in Russian) [Пейве А.В. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Избранные труды. М.: Наука, 1990. 352 с.].

Perfilyev A.S., 1968. Tectonic Features of the Northern Urals. Nauka, Moscow, 228 p. (in Russian) [Перфильев А.С. Особенности тектоники Северного Урала. М.: Наука, 1968. 228 с.].

Perfilyev A.S., 1979. The Formation of the Crustal Structure of the Uralian Eugeosyncline. Nauka, Moscow, 188 p. (in Russian) [Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.].

Puchkov V.N., 1979. Bathyal Complexes of Passive Margins of Geosyncline Areas. Nauka, Moscow, 260 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.].

Puchkov V.N., 2000. Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Gilem, Ufa, 146 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.].

Puchkov V.N., 2010. Geology of the Urals and Cis-Urals (Topical Issues of Stratigraphy, Tectonics, Geodynamics and Metallogeny). DizaynPoligrafServis, Ufa, 280 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.].

Rodionov V.Yu., Radchenko V.V., 1988. On Stratigraphy of the Paleozoic Deposits on the East Side of the Zilair Synclorium. In: Devonian and Carboniferous Biostratigraphy of the Urals. Publishing House of the Bashkir Scientific Centre of the USSR Academy of Sciences, Ufa, p. 15–22 (in Russian) [Родионов В.Ю., Радченко В.В. О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилайского мегасинклинария // Биостратиграфия девона и карбона Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 15–22].

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., 2018. Paleotectonic and Paleogeographic Conditions for the Accumulation of the Lower Riphean Ai Formation in the Bashkir Uplift (Southern Urals): The TerraneChrono® Detrital Zircon Study. Geodynamics & Tectonophysics 9 (1), 1–37 (in Russian) [Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>].

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., 2014. Geochemical and Lu/Hf Isotopic (LA-ICP-MS) Signature of Detrital Zircons from Sandstones of the Basal Levels of the Riphean Stratotype. Doklady Earth Sciences 459, 1356–1360. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14110257>.

Rubatto D., 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 83 (1), 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>.

Ryazantsev A.V., Borisenok D.V., Dubinina S.V., Kalinina E.A., Kuznetsov N.B., Matveeva E.A., Aristov V.A., 2005. Structure of the Sakmar Zone in the South Urals in the Mednogorsk VMS Field. In: Treatise on Regional Tectonics. South Urals. Vol. 1. Nauka, Moscow, p. 84–132 (in Russian) [Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений //

Очерки по региональной тектонике: Южный Урал. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 84–132].

Ryazantsev A.V., Dubinina S.V., Kuznetsov N.B., Belova A.A., 2008. Ordovician Lithotectonic Complexes in Allochthons of the Southern Urals. Geotectonics 42, 368–395. <https://doi.org/10.1134/S0016852108050038>.

Ryazantsev A.V., Kuznetsov N.B., Degtyarev K.E., Romanuk T.V., Tolmacheva T.Yu., Belousova E.A., 2019. Vendian – Cambrian Active Continental Margin of the Southern Urals: Results of Studying Detrital Zircons from Ordovician Terrestrial Rocks. Geotectonics 53, 485–499. <https://doi.org/10.1134/S0016852119040058>.

Samygin S.G., Belova A.A., Ryazantsev A.V., Fedotova A.A., 2010. Fragments of the Vendian Convergent Borderland in the South Urals. Doklady Earth Sciences 432, 726–731. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10060036>.

Samygin S.G., Fedotova A.A., Karyakin Y.V., Bibikova E.V., 2007. Vendian Suprasubduction Volcanism in the Uraltau Tectonic Zone (South Urals). Doklady Earth Sciences 416, 995–999. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07070033>.

Samygin S.G., Kheraskova T.N., 2005. Lower Ordovician Sequences of the Ebeta Antiform, the Southern Urals. Lithology and Mineral Resources 40, 254–266. <https://doi.org/10.1007/s10987-005-0026-8>.

Samygin S.G., Mileev V.S., Golionko B.G., 2005. Uraltau Zone: Geodynamic Nature and Structural Evolution. In: Treatise on Regional Tectonics. South Urals. Vol. 1. Nauka, Moscow, p. 9–35 (in Russian) [Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике: Южный Урал. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 9–35].

Sánchez-García T., Bellido F., Quesada C., 2003. Geodynamic Setting and Geochemical Signatures of Cambrian-Ordovician Rift-Related Igneous Rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). Tectonophysics 365 (1–4), 233–255. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00024-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00024-6).

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billstrom K., Soderlund U., Andreasson P.-G., Kuzmenkova O., 2016. The U-Pb Zircon and Baddeleyite Ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the Age of the Magmatism and the Nature of a Crustal Contaminant. GFF 138 (1), 17–30. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1123289>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. Chemical Geology 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Somin M., 2011. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview. Turkish Journal of Earth Sciences 20 (5), 545–610. <https://doi.org/10.3906/yer-1008-6>.

Stampfli G.M., Hochard C., Vérard C., Wilhem C., von Raumer J., 2013. The Formation of Pangea. Tectonophysics 593, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2013. Ural Series. Scale 1:1000000. Sheet M-40 (Orenburg) with Pull-Out Map M-41. Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint-Petersburg, 392 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации.

Серия Уральская. Масштаб 1:1000000. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 392 с.].

State Geological Map of the USSR, 1962. South Ural Series. Scale 1:200000. Sheet M-40-IV. Explanatory Note. Publishing House of the USSR Ministry of Geology, Moscow, 112 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта СССР. Серия Южно-Уральская. Масштаб 1:200000. Лист М-40-IV: Объяснительная записка. М.: Изд-во Мингео СССР, 1962. 112 с.].

Stephan T., Kroner U., Romer R.L., 2019. The Pre-Orogenic Detrital Zircon Record of the Peri-Gondwanan Crust. *Geological Magazine* 156 (2), 281–307. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000031>.

Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Zulauf G., 2009. Detrital Zircon Ages from a Lower Ordovician Quartzite of the Istanbul Exotic Terrane (NW Turkey): Evidence for Amazonian Affinity. *International Journal of Earth Sciences* 100, 23–41. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0498-1>.

Vasey D.A., Cowgill E., Roeske S.M., Niemi N., Godoladze T., Skhirtladze I., Godoladze S., 2020. Evolution of the Greater Caucasus Basement and Formation of the Main Caucasus Thrust, Georgia. *Tectonics* 39 (3), e2019TC005828. <https://doi.org/10.1029/2019TC005828>.

Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., Wallace P.J., Grimes C.B., Klein E.M., 2011. Volatile Abundances and Oxygen Isotopes in Basaltic to Dacitic Lavas on Mid-Ocean Ridges: The Role of Assimilation at Spreading Centers. *Chemical Geology* 287 (1–2), 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.05.017>.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element

and REE Analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research* 19 (1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y. et al., 2004. Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28 (1), 9–39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>.

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R., 2008. Simultaneous Determinations of U-Pb Age, Hf Isotopes and Trace Element Compositions of Zircon by Excimer Laser-Ablation Quadrupole and Multiple-Collector ICP-MS. *Chemical Geology* 247 (1–2), 100–118. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.003>.

Zakharov O.A., Puchkov V.N., 1994. On Tectonic Nature of the Maksyutov Complex of the Uraltau Zone. Reports to the Presidium of the Ufa Scientific Centre of RAS. Ufa, 31 p. (in Russian) [Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау // Доклады Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1994. 31 с.]. <http://doi.org/10.13140/RG.2.1.1420.8084>.

Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A., 2013. Evolution and Provenance of Neoproterozoic Basement and Lower Paleozoic Siliciclastic Cover of the Menderes Massif (Western Taurides): Coupled U-Pb-Hf Zircon Isotope Geochemistry. *Gondwana Research* 23 (2), 682–700. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.006>.

Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A., 2014. Peri-Amazonian Provenance of the Proto-Pelagonian Basement (Greece), from Zircon U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotopic Geochemistry. *Lithos* 184–187, 379–392. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.010>.