

ХАДЕЙ-АРХЕЙСКИЕ ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ – КЛЮЧ К ПОЗНАНИЮ ДРЕВНЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В.Н. Кожевников

Институт геологии Карельского научного центра РАН

HADEAN-ARCHAEOAN DETRITAL ZIRCONS – TOOLS FOR UNDERSTANDING OF THE ANCIENT GEOLOGICAL HISTORY OF FENNOSCANDIAN SHIELD

V.N. Kozhevnikov

Institute of geology Karelian research center of RAS

Isotopic methods applied to detrital zircons provide important information about the formation and evolution of the continental crust during the early Earth's history. Detrital, including hydrothermal and/or hydrothermally altered zircons from metaterrigenous Archaean (2.78-2.82 Ga) and Palaeoproterozoic (2.05-2.2 Ga), rocks from the Karelian Craton, were studied by local U-Th-Pb dating of heterogeneous zircon grains on SHRIMP-II and mass local dating by the LA-ICP-MS method. Determining of mineral inclusions in zircon grains was made on a Vega II LSH scanning electron microscope and estimating the concentrations of REE and some rare elements in dated fresh and hydrothermally altered zircon grains on a Cameca IMS-4f microprobe.

This integrated study of detrital zircons, conducted in the region for the first time, has shown that zircon grains from Jatulian Quartzites and Conglomerates mostly ages of 3.0–2.7 Ga, minor 3.3–3.1 Ga components, and scarce older grains grouped at 3.4 and 3.65 Ga. Two grains yielded concordant Late Hadean and Eoarchaean U–Pb age of 3871.5±38.6 Ma and 3837.2±42.1 Ma. They are the oldest zircon grains so far found in Fennoscandian Shield. The finding of zircon detritus with concordant U–Pb ages of 3.33–2.82 Ga, indicate that the rocks from Vodlozero Paleocraton were a source. Detrital zircon grains older than approximately 3.6 Ga were derived from a so far unknown crustal source in Fennoscandian Shield, possibly which was similar to the one that supplied the oldest zircons to other Earth's cratons.

Hydrothermal and hydrothermally altered detrital zircons from sedimentary rocks contain quartz, F-apatite, feldspars and other mineral inclusions, typical of magmatic and metamorphic zircons, occur together with low-temperature (sericite, carbonates, chlorites, etc.) and ore (sulphides, oxides, phosphates and less common fluorides) mineral inclusions. Fe, Al, Ca, LREE, Th, Hf, Sc, Mn, U, Cu, Pb, Sr, Ba and Ti concentrations are observed to increase in the morphologically different hydrothermal alteration zones of zircon grains. The hydrothermal alteration of Archaean zircons manifests itself either as a discrete event separated from the crystallization of igneous zircon by 120-135 Ma or as an autohydrothermal event with a 10 Ma interval triggered by late-post-magmatic solutions. The geochemical characteristics of zircons from Palaeoproterozoic rocks show that in the age interval 3.87 – 2.62 Ga culminating hydrothermal events took place in Archaean time in East Fennoscandia at 3.3, 3.15- 2.9 and 2.76-2.7 Ga.

Micron-sized native gold inclusions were revealed for the first time on the Fennoscandian Shield in Archaean detrital zircons from quartz gravelstones in North Karelia and from the matrix of Central Karelian Jatulian quartz conglomerates. The Archaean age of the zircons could be indirectly indicated by the presence of inclusions of complex hydro-alumino-phosphates (group goyazite-gorceixite-florencite), minerals characteristic of post-volcanic hydrothermal rock alterations often give rise to epi-mezothermal gold deposits. These minerals were revealed on Archaean detrital zircons of three generations dated at 3.0-2.87, 2.78-2.74 and 2.7 Ga. The isotope ages obtained for detrital zircons make a substantial contribution to the Early Precambrian scale of isotope age for the Fennoscandian shield. The detection of the oldest zircons gives the preconditions for more valid global correlations to the most ancient terrestrial areas, first, to those of Greenland and North America.

Циркон является одним из наиболее универсальных минералов-геохронометров. Высокая прочность и химическая устойчивость в широком диапазоне РТ-условий обуславливают его сохранение в виде ксеногенных зерен в магматических породах и в виде детритовых зерен в терригенных обломочных породах – кварцитах, конгломератах и др. Особая роль детритовых цирконов выявилась при реконструкции самых ранних хадейских (>3.85 Ga) (Gradstein et al., 2004) процессов формирования и преобразования континентальной

коры. Впервые древнейшие (до 4.4 Ga) на Земле детритовые цирконы, представляющие и древнейшее вещество земного происхождения, были обнаружены в районе Джек Хиллз в кратоне Йилгарн на западе Австралии (Froude et al., 1983). К настоящему времени хадейские детритовые цирконы выявлены в конгломератах и кварцитах в ряде раннедокембрийских кратонов. В Северо-Атлантический суперкратон это Западная Гренландия (пояс Исуа: Komiya et al., 1999; Nutman et al., 1996; Nutman et al., 1997) и формация Акилия:

Cates, Mojzsis, 2004), кратон Слэйв (основание супергруппы Йеллоунайф: Sircombe et al., 2001), кратон Вайоминг (Mueller et al., 1992), Манитоба (Böhm et al., 2007), Лабрадор (Nutman, Collerson, 1991). В Восточной Лавразии это Сино-Корейский кратон (провинция Хебей: Liu et al., 1992), Юго-Западный Тибет (Ji et al., 2007). В кратоне Калахари на юге Африки единичные зерна детритового циркона этого возраста обнаружены в Центральной зоне пояса Лимпопо (Zeh et al., 2008). Таким образом, количество пунктов на Земле, где обнаружены детритовые цирконы хадейского возраста со временем возрастает, но все еще остается довольно малочисленным, а среди всех популяций цирконов в пробах пород эта возрастная группа составляет менее одного процента, в исключительных случаях достигая шести процентов (Nutman, 2001). Особая роль детритовых цирконов хадейского возраста как носителей информации о первых сотнях миллионов лет истории нашей планеты делает каждую их находку в новых регионах объектом пристального интереса исследователей.

Интенсивное изучение цирконов из пород порфировых, эпи- и мезотермальных золоторудных месторождений позволило наряду с магматическим типом выделить гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы, обладающие рядом специфических морфологических, минералогических и геохимических признаков (Rubin et al., 1989; Claoue-Long et al., 1990; Kerrich and Kyser, 1994; Ballard et al., 2002; Hu et al., 2004; Hoskin, Schaltegger, 2003; Mernagh et al., 2004; Hoskin, 2005; Kebede et al., 2007).

Однако, некоторые из геохимических характеристик цирконов, например, Th/U отношение не всегда являются четким дискриминирующим признаком, позволяющим различать их природу. Одни гидротермальные цирконы показывают деплетирование Th (Rubin et al., 1993), в то время как другие могут демонстрировать его рост (Hoskin, 2005). Поэтому ключевым типоморфным признаком цирконов, связанных с рудогенными гидротермальными процессами, является наличие в них включений рудных и богатых летучими минералов, кристаллизовавшихся в условиях мало-глубинных умеренно-низкотемпературных гидротерм (Schaltegger, 2007). Также важная роль отводится минеральным включениям при реконструкции древнейших геодинамических обстановок, например, в которых образовывались хадейские цирконы (Hopkins et al., 2010).

В настоящей работе приводятся результаты комплексного изучения локальными методами гетерогенных зерен детритовых цирконов из ранне-докембрийских терригенных обломочных пород Карельского кратона (рис.1). Акцент сделан на трех аспектах исследования: – на полученных спектрах изотопных возрастов детритовых цирконов, охватывающих поздний хадей - неогархей (3.87 – 2.6 Ga); – на тех чертах гидротермальных

или гидротермально-измененных цирконов, которые могут указывать на древние рудогенные/золоторудные процессы; – на положение этих процессов в расширенной в ходе исследований изотопно-возрастной шкале Фенноскандинавского щита.

Объекты и методические аспекты исследования

Архейским объектом изучения являлись цирконы из терригенных кварцитов в разрезах двух архейских зеленокаменных поясов. В Маткалахтинском поясе (пункты М-23 и М-36), расположенном в центре Водлозерского палеократона в Восточной Карелии, кварциты, переслаивающиеся с толщами базальтов и коматиитов, формируют платформенную ассоциацию рифтогенного типа (Kozhevnikov et al., 2006, 2010). В Северо-Карельском аккреционном поясе, протягивающемся вдоль границы Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (пункты КХ-04, 6197, 6198), кварцевые гравелиты и кварциты, из которых были отобраны цирконы, с корой выветривания залегают на толще островодужных андезитов в основании осадочно-вулканогенной стратотектонической ассоциации (Кожевников, 2000; Kozhevnikov et al., 2006; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008).

В ятулийских разрезах были опробованы кварциты в Воломской структуре в Западной Карелии (пункт 3976), а также цемент кварцевых конгломератов в западном борту Онежского синклинория (пункт 5883) и в районе горы Воттаваары в Центральной Карелии (пункты 6202 и 6204).

Изотопное датирование. Зерна цирконов, выделенные из пород без использования жидкости Клеричи с тем, чтобы избежать их заражения таллием, и цирконовые стандарты TEMORA и/или 91500 имплантировались в эпоксидные смолы в шайбы. После вскрытия зерен шайбы полировались и декорировались золотом. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминисцентные изображения (CL), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. U-Pb датирование цирконов (аналитики С.Л.Пресняков и И.П.Падерин) осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского по описанной методике (Williams, 1998). Диаметр исследованной области составлял 25мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводились на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводились на уровне 2σ. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999). Массовое датирование методом лазерной абляции LA-ICP-MS

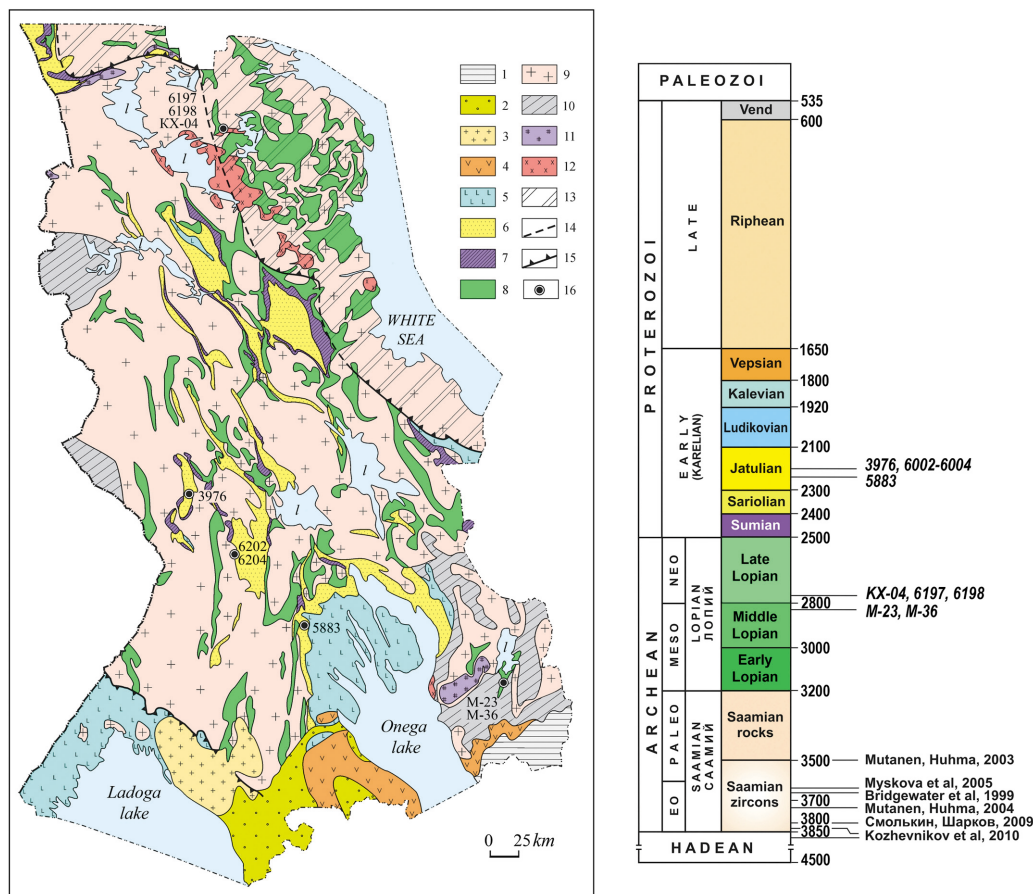


Рис.1. А. Геологическая схема Карелии с местоположением пунктов опробования.

1 – палеозойский чехол; 2–7 – палеопротерозойские отложения венда (2), рифея (3, включая граниты рапакиви), вепсия (4), калевия (5), ятулия (6), сумия-сариолия (7); 8–10 – архей: зеленокаменные вулканиты и осадки (8), гранито-гнейсы (9), высокометаморфизованные и TTG-комплексы (10); 11–12 – сумийские расслоенные интрузии (11), чарнокиты (12); 13 – Беломорский подвижный пояс (БМП), 14, 15 – границы БМП: сдвиговая (14), надвиговая (15); 16 – места отбора проб на микрозондовое исследование цирконов. В. Региональная стратиграфическая колонка раннего докембрия восточной части Фенноскандинавского щита. Показано положение опробованных пород и наиболее древних детритовых и ксеногенных цирконов и цирконов из тронджемитов Сиуруа. Приведено деление архея в международном (Gradstein et al., 2004) и региональном вариантах.

Fig.1. A. Geological scheme of Karelia and the location of testing sites:

(1) Paleozoic cover; (2–7) Vendian (2), Riphean (3, including rapakivi granites), Vepsian (4), Kalevian (5), Jatulian (6), and Sumian–Sarioian (7) Paleoproterozoic deposits; (8–10) Archean greenstone vulcanites and sediments (8), granite gneisses (9), highly metamorphosed and TTG complexes (10); (11, 12) Sumian laminated intrusions (11) and charnockites (12); (13) White Sea mobile belt (WSMB); (14, 15) WSMB borders: shear (14) and thrust (15); (16) sites of sampling for microprobe testing of zircons. B. Regional stratigraphic column of the Early Precambrian eastern Fennoscandian Shield. Shows the position of tested rocks and the most ancient detrital and xenogenical zircons and zircons from trondhjemites Siurua. Presented in the international division of the Archean (Gradstein et al., 2004) and regional variations.

было выполнено (аналитик В.Валенсия) в Аризонском Лазерхрон Центре (г. Тусон, США) по описанной методике (Gehrels et al., 2008). Диаметр и глубина кратера составляли соответственно 50 и 15 мкм.

Прецизионная геохимия. Концентрация REE и ряда микроэлементов в свежих и гидротермально-измененных доменах зерен цирконов определялась на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г.Симакин и Е.В.Потапов) по стандартной методике (Федотова и др., 2008). Зерна анализировались преимущественно в точках, в которых ранее была исследована U-Pb

система. Диаметр анализируемого участка не превышал 15–20 мкм, относительная ошибка измерения для большинства элементов не превышала 15%, порог обнаружения в среднем составлял 10 ppb. Содержание REE нормировалось на состав хондрита C1 по (McDonough, Sun, 1995).

Минеральные включения. Определение состава твердых минеральных включений производилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирма TESKAN) в институте геологии КарНЦ РАН (аналитики А.Н.Сафронов и А.Н.Терновой). Шайбы декорировались углеродом, диаметр анализируемого участка составлял

2–5 мкм, относительная погрешность определения содержания элементов 5–10%. При акценте на поиски микровключений золота исследование проводилось исключительно в шайбах, декорированных углеродом, в которых изотопно-возрастные исследования предварительно не проводились. Это было необходимо для того, чтобы исключить техногенное заражение зерен цирконов золотом.

Древнейшие в Фенноскандии изотопные возрасты детритовых, ксеногенных и магматических цирконов

До настоящего времени в этом регионе самые древние датировки были установлены в ксеногенных цирконах – в зерне из палеопротерозойских основных вулканитов Ветреного Пояса в Восточной Карелии – 3.8 Ga (Смолькин, Шарков, 2009) и в зерне из трондьемитовых гнейсов Сиуруа в Северной Финляндии – 3.73 Ga (Mutanen, Nuhma, 2003). Древние значения возрастов детритовых цирконов были получены для единичных зерен из раннедокембрийских метаосадков Лапландско-Колвицкого пояса – 3.67 Ga (Бриджутер и др., 1999), из гнейсов кольской серии Центрально-Кольского блока – около 3.6 Ga (Мысцова и др., 2005), из протерозойских осадков в поясах Тампере в Финляндии и Вестервик в Центральной Швеции – 3.44–3.33 Ga (Claesson et al., 1993) и из кварцитов в позднеархейском Маткалахтинском поясе в Восточной Карелии – 3.34 Ga (Kozhevnikov et al., 2006). Породы древнее 3.1 Ga известны в четырех районах щита (Хёлтти, 2009; Nuhma et al., 2004). Это ТТГ комплекс Тойотгаманселькя в Центральной Лапландии, гнейсы района Лапинлахти в Восточной Финляндии, Водлозерский ТТГ комплекс в Восточной Карелии и самый древний (3.5–3.4 Ga) комплекс трондьемитовых гнейсов Сиуруа в архейском гранулитовом поясе Пудас'ярви в Северной Финляндии. Таким

образом, породы с возрастом более 3.5 Ga на территории Фенноскандинавского щита до сих пор не обнаружены.

Древнейшие детритовые цирконы из ятулийских пород Карелии. В результате изотопно-возрастного изучения детритовых цирконов из терригенных пород ятулия в Воломской синклинали в Западной Карелии (проба 3976) и в западной части Онежской мульды (проба 5883) были установлены (Kozhevnikov, Skublov, 2010) широкие вариации содержания U, Th и Pb, U/Th-отношений, величины конкордантности (C) и мультимодальное распределение возрастов (рис. 2). В пробе 3976 вся совокупность зерен включает 2 хадей – эоархейских (3.6–3.85 Ga), 3 палеоархейских (3.6–3.2 Ga), 57 мезоархейских (3.2–2.8 Ga) и 29 неоархейских (2.8–2.5 Ga) зерна циркона. Два древнейших зерна с возрастaми 3837.2 ± 42.1 Ma и 3650.5 ± 21.7 Ma, имеют близкие характеристики (U=116 и 123 ppm, U/Th=2.1 и 1.5, C=100.6 и 100.2%). Несколько меньше урана содержится в трех палеоархейских зернах, с возрастaми 3.41–3.28 Ga (U=51–101 ppm, U/Th=1.6–2.3, C=100.6–101.1%). В распределении остальных зерен выделяются 4 временных интервала – 3.00–3.15 Ga (n=5), 2.95–3.00 Ga (n=10), 2.75–2.85 Ga (n=32) и 2.6–2.65 Ga (n=2), отвечающие пикам на PD-диаграмме. В каждом из этих интервалов представлены зерна, резко различающиеся по содержанию U, U/Th-отношению и конкордантности. Так, в возрастном кластере 2.75–2.85 Ga главный пик сформирован двумя группами зерен – более многочисленной (22 зерна с малым содержанием урана – U=8–94 ppm, U/Th=0.4–3.2, C=70.4–101.2%), и менее представительной (10 зерен с большим содержанием урана – U=105–338 ppm, U/Th=0.9–4.1, C=72.1–102.6%). В остальных временных интервалах количество высоко- и низкоурановых зерен примерно равное.

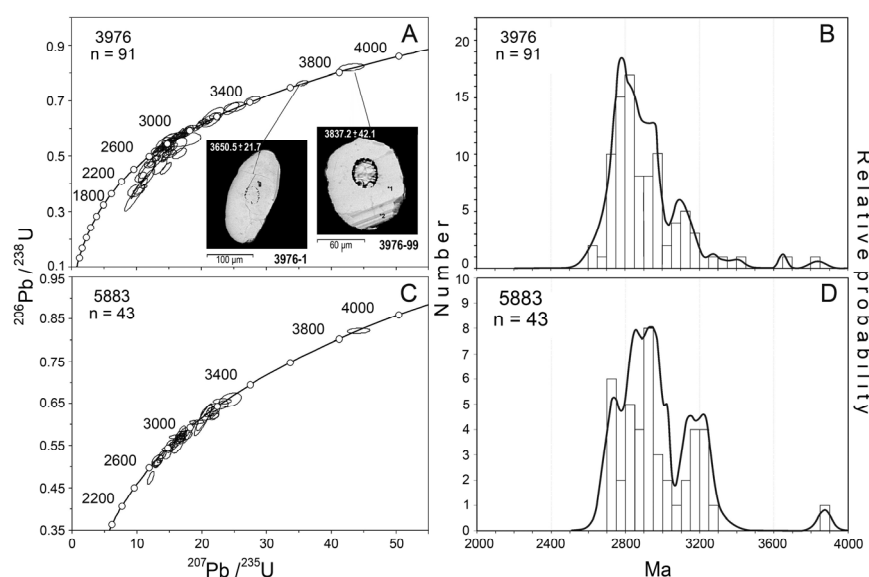


Рис. 2. Возрасты детритовых цирконов из ятулийских кварцитов (3976) и конгломератов (5883) на диаграммах с конкордией (А и С) и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст – PD распределение (В и D). Врезка в (А) – BSE изображение эоархейских (3837.2 ± 42.1 и 3650.5 ± 21.7 Ma) зерен из кварцита 3976.

Fig. 2. Detrital zircon ages from Jatulian quartzite (3976) and conglomerates (5883) presented in the concordia plots (A and C) and the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age versus probability density distribution plots (B and D). Inset in (A) shows a BSE images of eoarchaeal (3837.2 ± 42.1 and 3650.5 ± 21.7 Ma) grains from the quartzite 3976.

Изучение изотопных систем в 43 точках пробы 5883 из западного борта Онежской мульды показало, что наиболее древнее хадейское значение возраста – 3871.5 ± 38.6 Ma, имеет ядерная часть зерна с самым низким содержанием урана ($U=9$ ppm, $U/Th=1.7$, $C=99.9\%$). Возраст метаморфической оболочки вокруг ядра определен в 2715 ± 46.4 Ma ($U=12$ ppm, $U/Th=0.6$, $C=97.5\%$). Остальная совокупность зерен на PD-диаграмме разделяется на 4 возрастные кластера, три из которых образованы двумя группами зерен с заметно различающимся содержанием урана. Кластер 1 ($3.15\text{--}3.25$ Ga) включает 2 малоурановых зерна ($U=46\text{--}57$ ppm, $U/Th=0.9\text{--}1.3$, $C=96.6\text{--}99.1\%$) и 6 более высокоурановых ($U=113\text{--}266$ ppm, $U/Th=0.3\text{--}24.5$, $C=96.2\text{--}100.8\%$). Кластер 2 ($2.9\text{--}2.95$ Ga) объединяет 8 зерен, 5 из которых являются малоурановыми ($U=18\text{--}71$ ppm, $U/Th=0.9\text{--}3.8$, $C=98.2\text{--}100.7\%$), а 3 более высокоурановыми ($U=121\text{--}289$ ppm, $U/Th=0.9\text{--}3.8$, $C=96.0\text{--}100.6\%$). В кластере 3 ($2.82\text{--}2.85$ Ga) 4 зерна являются малоурановыми ($U=25\text{--}62$ ppm, $U/Th=1.2\text{--}1.5$, $C=96.2\text{--}98.4\%$), а одно зерно – более высокоурановое ($U=216$ ppm, $U/Th=1.2$, $C=100.9\%$). Кластер 4 ($2.7\text{--}2.74$ Ga) объединяет 6 зерен с низким содержанием урана ($U=12\text{--}89$ ppm, $U/Th=0.6\text{--}1.8$, $C=92.4\text{--}98.6\%$). Эти зерна, скорее всего, являются метаморфическими, аналогичными циркону в оболочке зерна с ядром хадейского возраста.

Мультимодальное распределение возрастов детритовых цирконов из ятулийских пород коррелируется в интервале $3.33\text{--}2.82$ Ga с ранее установленным распределением возрастов детритовых цирконов из кварцитов Маткалахтинского пояса (Kozhevnikov et al., 2006; Kozhevnikov, Skublov, 2010). Общие серии пиков на PD-кривых отвечают значениям 3.33 , $3.29\text{--}3.25$, $3.16\text{--}3.10$, 2.96 и 2.82 Ga. Сопоставление результатов изучения детритовых цирконов с данными, полученными при исследовании цирконов из гранитоидов Водлозерского палеократона (Сергеев и др., 2008), и с результатами датирования цирконов из гранитоидов, гнейсов и мафических даек на его территории (Lobach-Zhuchenko et al., 1993) свидетельствует о том, что возрасты детритовых цирконов могут отражать многие события в истории этой структуры в интервале $3.33\text{--}2.82$ Ga. Это ранний ТТГ-магматизм, ранний метаморфизм и сопряженная мигматизация, внедрение мафических даек двух поколений и второй метаморфизм. Таким образом, наиболее вероятным источником детритовых цирконов с конкордантными U-Pb возрастными $3.33\text{--}2.8$ Ga из ятулийских пород являются породы Водлозерского палеократона. Источник коровых зерен детритовых цирконов древнее 3.6 Ga, который до сих пор неизвестен на Фенноскандинавском щите, возможно, был сходен с тем, который поставлял хадейские и эоархейские цирконы в терригенные породы на других кратонах.

Гидротермальные и гидротермально-измененные детритовые цирконы как индикаторы древних рудогенных процессов

Как показало изучение цирконов из гидротермальных пород и пород, подвергавшихся гидротермальным изменениям, наряду с магматическим типом выделяются гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы, обладающие отличительными морфологическими, минералогическими и геохимическими признаками (Mernagh et al., 2004; Hoskin, 2005; Cavosie et al., 2006). Гидротермальные цирконы бестекстурны и в BSE, и в CL, а для магматических характерна осцилляционная зональность. Гидротермальный циркон обогащен V, Ti, Nb, Hf, Sc, Mn, U, Y, Th и REE относительно магматического. Нормализованное по хондриту содержание REE в гидротермальных цирконах имеет плоское распределение LREE [$(Sm/La)_N = 1.5\text{--}4.4$ по сравнению с $22\text{--}110$ для магматического циркона] и меньшую Ce аномалию ($Ce/Ce^* = 1.8\text{--}3.5$ по сравнению с $32\text{--}49$ у магматического циркона). Нередко гидротермальные цирконы являются «пористыми» или «губчатыми», поры в них могут выполнены слюдами, хлоритом, кварцем и другими низкотемпературными минералами. Важнейшим признаком гидротермальных и гидротермально-измененных цирконов из рудных объектов является наличие рудных минералов и минералов, типичных для гидротермальных пород. Показано, что гидротермальный циркон может быть использован для датирования процессов инфильтрации флюидов и взаимодействия «вода/порода» в золоторудных процессах (Claoue-Long et al. 1990; Oreskes, Einaudi, 1990; Kerrich, King 1993; Ramezani et al., 2000; Lawrie and Mernagh, 2003; Jinzhong et al., 2005; Pettke et al., 2005; Lawrie et al., 2007; Pelleter et al., 2007; Fu et al., 2009).

Минеральные включения и геохимические характеристики гидротермально-измененных датированных цирконов из кварцитов Маткалахты. Уже первые результаты изучения этих детритовых цирконов показали, что в широком диапазоне возрастов (рис. 3А) есть зерна с признаками гидротермально-измененного типа (Kozhevnikov et al., 2006). Оказалось, что наиболее древние (3334 ± 11 – 3296 ± 29 Ma) и наиболее молодые (2827 ± 12 – 2825 ± 12 Ma) зерна либо не содержат минеральных включений, либо имеют «примитивный» минеральный набор, представленный мелкими сингенетичными монофазными включениями кварца, калиевого полевого шпата, альбита, апатита. Для зерен с возрастом 3285 ± 11 – 2938 ± 31 Ma типичным является наличие сингенетичных сферических и эпигенетичных, наложенных на первичную магматическую зональность амёбовидных, гнездовидных и жильных полосчатых, выполненных минералами, содержащими летучие (гидроксил, галогены, CO_2) – апатит, хлорит, слюды, амфибол, карбонат, а также монацит и пирит.

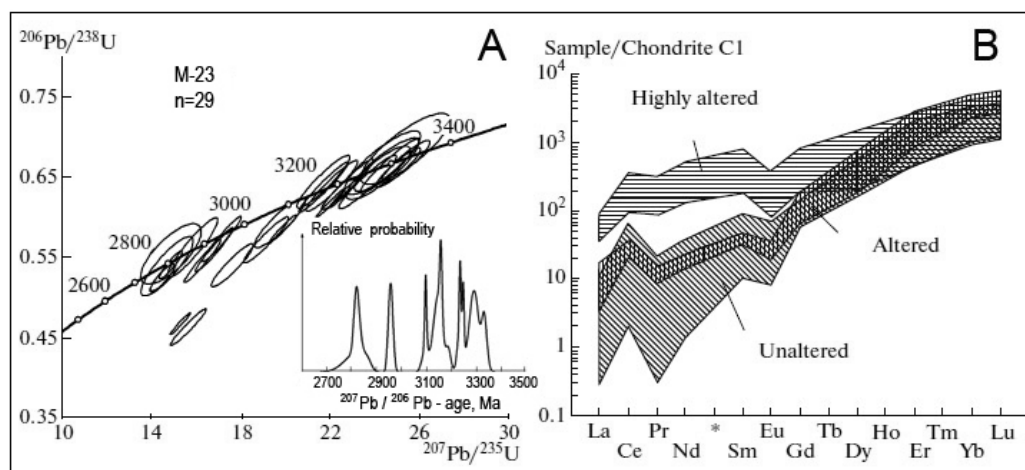


Рис.3. Диаграмма с конкордией для цирконов из архейских терригенных кварцитов Маткалахтинского ЗКП с врезкой, иллюстрирующей мультимодальное распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов цирконов на PD-диаграмме (А). Обобщенное распределение REE в выделенных группах цирконов, показывающее рост содержания LREE по мере возрастания степени их гидротермального изменения (Б). (*) – элемент, который не определяли.

Fig.3. Concordia plot for zircons from the Archaean clastic quartzite Matkalahta greenstone belt with an inset, illustrating a multi-model distribution $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of zircons on PD-plot (A). Generalized distribution of REE in selected groups of zircons, showing LREE contents increase with increasing degree of hydrothermal alteration (B). (*) – An element that was not determined.

Прецизионное изучение геохимии цирконов из этих кварцитов показало (Kozhevnikov, Skublov, 2010), что распределение REE является типичным для немантийных магматических цирконов, в разной степени претерпевших гидротермальное изменение (рис. 3Б). Большие вариации содержания Р, Ti, Nb и Hf, величины Th/U отношения и Eu-аномалий носят несистематический характер и не отражают степень изменения цирконов. Наличие и геохимическая специфика флюидов как компонентов сред минералообразования зафиксированы в зернах цирконов с возрастом 3285 ± 11 - 2938 ± 31 Ма либо составами включенных сингенетичных минералов, либо геохимией измененных зон и доменов в зернах цирконов и эпигенетических минералов в них. В первом случае включения фтор-апатита, пирита, монацита, биотита и хлорита свидетельствуют о присутствии S, F, Р и К в гидротермальном флюиде. Во втором варианте ассоциация альбита, хлорита, биотита, кварца и кали-натрового полевого шпата с высоким содержанием Ва, а также карбонаты (кальцит и анкерит), приуроченные к участкам интенсивного изменения цирконов, указывают на щелочной характер содержащих углекислоту растворов, ответственных за эти изменения. Судя по имеющимся на сегодняшний день результатам, процессы гидротермального изменения цирконов проявлялись либо как дискретные события, оторванные от кристаллизации магматического циркона на 135 Ма, либо как результат воздействия поздне-постмагматических растворов. Интервал в 10 Ма между возрастом свежих и измененных доменов в зернах циркона может отвечать длительности функционирования подобной аутометасоматической системы.

Время проявления гидротермальных и рудных процессов в раннем докембрии региона по результатам изучения детритовых цирконов из палеопротерозойских пород. Гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы из палеопротерозойских осадочных пород наряду с кварцем, F-апатитом, полевыми шпатами и другими минералами-включениями, типичными для магматических и метаморфических цирконов, содержат включения низкотемпературных (серицит, карбонаты, хлориты, фосфаты, реже фториды и др.) и рудных (сульфиды, окислы, интерметаллы и др.) минералов. В разнообразных по морфологии участках зерен циркона, подвергшихся гидротермальному изменению, наблюдается повышенное содержание Fe, Al, Ca, LREE, Th, Hf, Sc, Mn, U, Cu, Pb. Характерным для детритовых цирконов из кварцитов Воломской структуры является преобладание зерен, свободных от минеральных включений (~60%). Около 25% составляют зерна цирконов с включениями кварца, слюды, полевых шпатов, апатита и около 15% содержат в сингенетичных включениях и в участках постмагматических изменений зерен фосфаты, фосфат-силикаты Th, Zr, LREE, Y и гидро-алюмо-фосфаты Ca, LREE, Pb, Ba, Sr (рис.4). Последние относятся к группе гойяцита-горсейксита-флоренсита-плюмбогумита (GGFP), общая формула которых $\text{MA}13[\text{PO}_4][\text{HPO}_4](\text{OH})_6$, где М – Sr, Ba, Pb и Ce (Бетехтин, 1950). Наличие в сингенетичных включениях криптокристаллических срастаний GGFP с гидроокислами железа может свидетельствовать об обилии гидротермального флюида и в магме, в которой кристаллизовались такие цирконы, и в постмагматических системах. Такая минеральная ассоциация характерна для постмагматических и

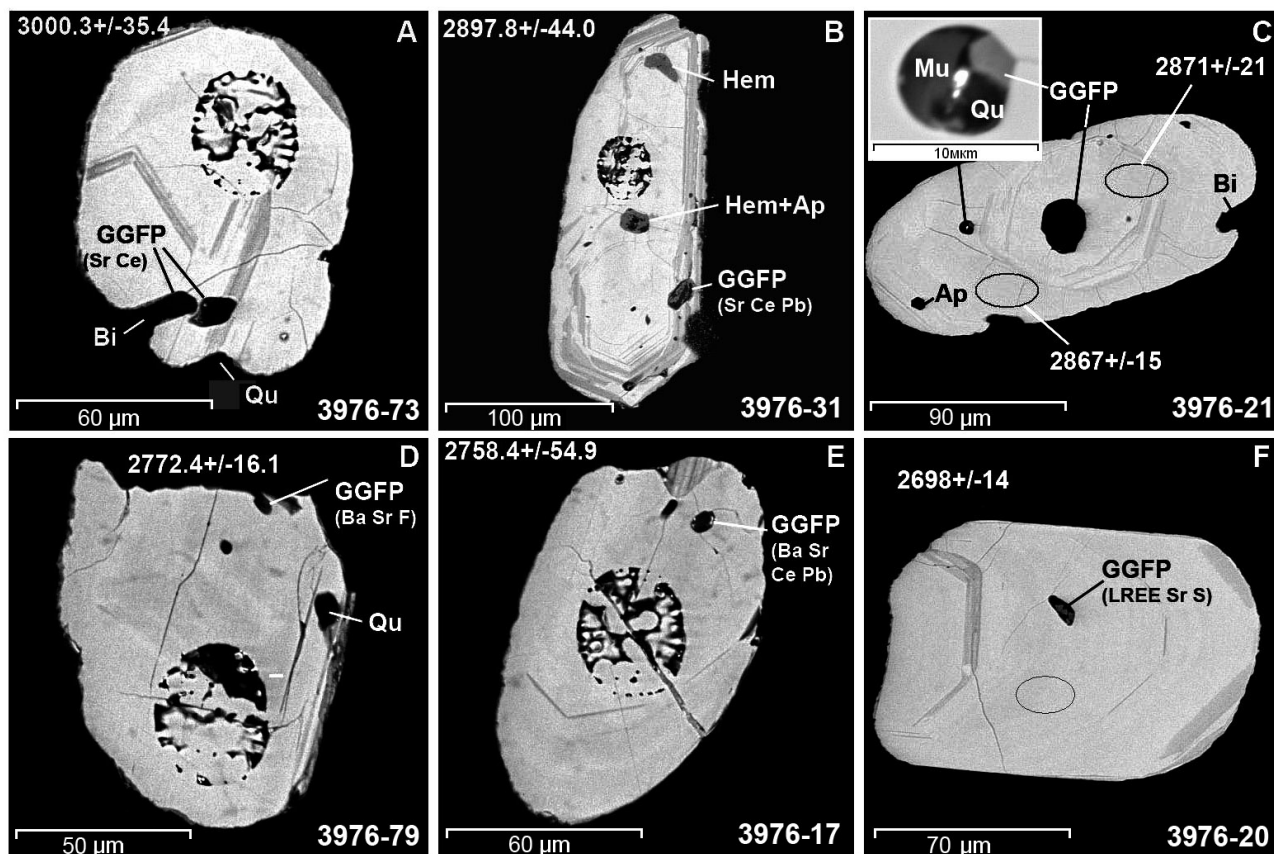


Рис.4. BSE-изображения цирконов из ятулийских кварцитов 3976 демонстрирующие наличие сингенетических минеральных включений и гидротермальных изменений, подчиняющихся магматической зональности роста. Bi-биотит, Ap-апатит, Hem-гематит, GGFP-группа голяцита-горсейксита-флоренсита-плюмбогумита. Qu-кварц, Mu-мусковит. (Пояснения в тексте).

Fig.4. BSE-images of Yatulian zircons from quartzite 3976 showing the presence of syngenetic mineral inclusions and hydrothermal alterations, subordinated magmatic zoning growth. Bi-biotite, Ap-apatite, Hem-hematite, GGFP-group goyazite-gorceixite-florencite-plumbogumite, Qu-quartz, Mu-muscovite (for further explanation see text).

поствулканических гидротермальных изменений пород типа аргиллизитов, с которыми связаны эпitherмальные проявления золота (Seres Hartai, Földessy, 2003). Несколько более высокотемпературными являются гидротермальные условия роста включений торита, монацита и ксенотима в цирконах из мезотермальных месторождений (Schaltegger, 2007; Žáček et al., 2009). Включения этих минералов и минералов группы GGFP обнаружены в архейских детритовых цирконах трех поколений – 3.0–2.87, 2.78–2.74 и 2.7 Ga.

Важное значение для оценки положения гидротермальных процессов на региональной изотопно-возрастной шкале приобрели геохимические и изотопные характеристики постархейских цирконов из ятулийских пород, полученные методом лазерной абляции. Так, среди цирконов из ятулийских кварцитов Воломы (пр. 3976) отсутствуют протерозойские зерна с возрастом менее 2.0 Ga, а наиболее высокоурановые, но не обязательно дискордантные зерна кристаллизовались (подвергались гидротермальным изменениям) в интервале 3.0–2.5 Ga, что находит отражение на диаграммах Uppm – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст и C(%) –

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (рис.5). В цирконах из цемента ятулийских конгломератов Онежской мульды (пр.5883) оказался запечатлен гидротермальный процесс, происходивший в интервале 2.5–2.0 Ga. Лишь 3 зерна имеют возраст 1.75–1.65 Ga, т.е. тот возраст, который рассматривается рядом исследователей как время проявления тотального гидротермального процесса, обусловившего формирование основных концентраций золота в архейских зеленокаменных поясах Карелии. Единичный характер зерен циркона этой генерации и низкое содержание в них U свидетельствуют, во-первых, о ничтожном объеме их съэродированного источника и, во-вторых, о негидротермальной природе цирконов, попавших в интервал 1.75–1.65 Ga.

Более детальные характеристики зерен цирконов и время гидротермальных изменений вмещающих их пород получены при изучении микроэлементной геохимии в точках датирования и в измененных доменах, в которых датирование не проводилось. Развернутое описание этих результатов будет приведено в подготавливаемой совместно с С.Г.Скубловым статье. На рисунке 6 приведены бинарные диаграммы «Th-возраст» и

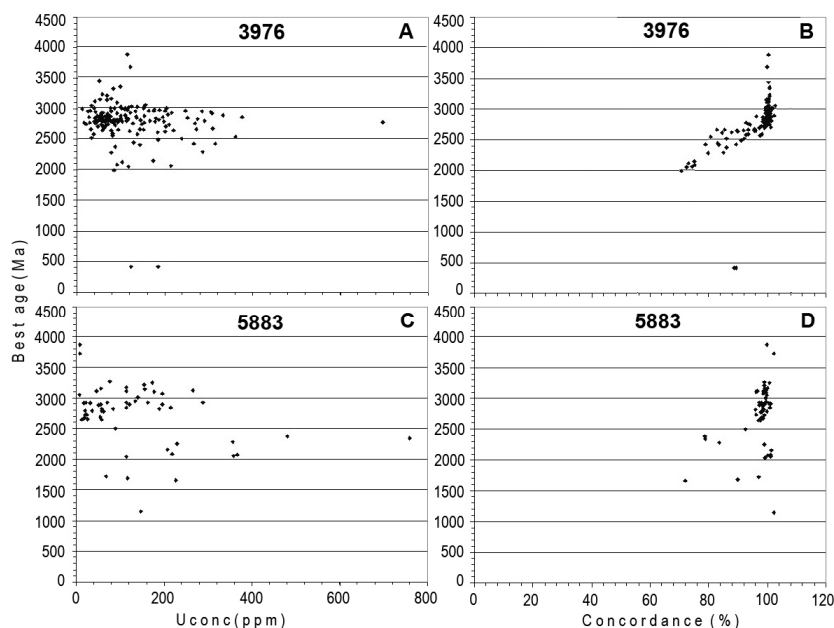


Рис.5. Диаграммы $U_{\text{conc}}(\text{ppm})$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (А и С) и конкордантность (%) – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (В и D), показывающие конкордантные и дискордантные результаты анализа детритовых зерен цирконов из кварцита 3976 и конгломерата 5883.

Fig.5. $U_{\text{conc}}(\text{ppm})$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (A and C) and Concordance(%) versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (B and D) plots showing concordant and discordant zircon analyses of detrital grains from quartzite 3976 and conglomerate 5883.

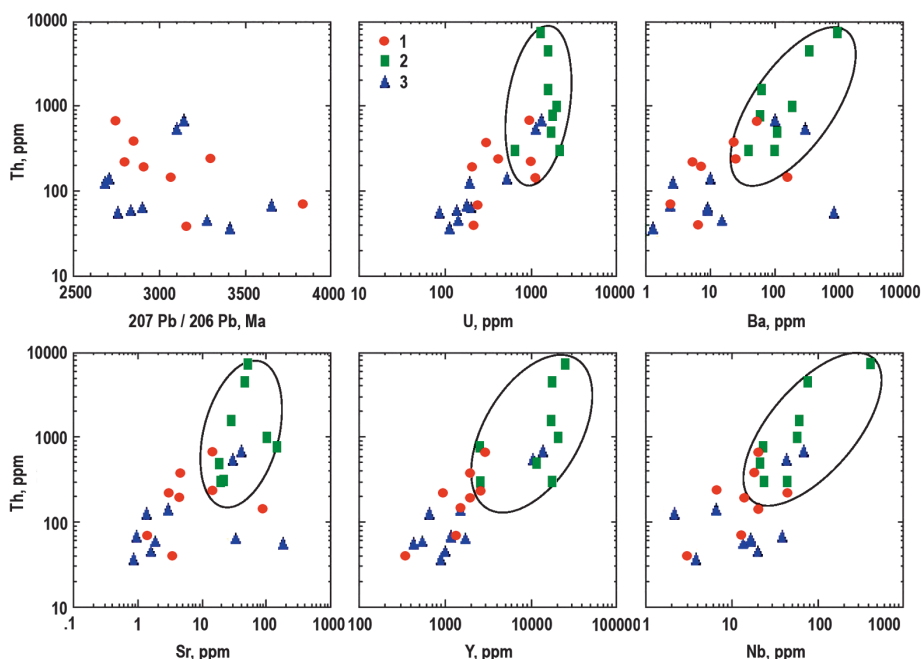


Рис.6. Бинарные диаграммы $\text{Th}-^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст и $\text{Th}-U$ (Ba, Sr, Y и Nb) для цирконов из ятулийских кварцитов 3976. В 8-ми зернах содержание элементов определялось в свежих (1-там, где определялся возраст) и гидротермально-измененных (2) доменах зерен. В 10-ти зернах без морфологических признаков изменений содержание элементов определялось в непосредственной близости от кратера, в котором определялся изотопный возраст. Видно, что часть «свежих» зерен обладает геохимическими характеристиками гидротермально-измененных.

Fig.6. Binary diagrams $\text{Th}_{\text{ppm}}-^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age and $\text{Th}_{\text{ppm}}-U_{\text{ppm}}$ (Ba, Sr, Y and Nb) for zircons from the Yatulian quartzite 3976. In an 8-grain elements content was determined in fresh (1-where the determined age) and hydrothermally altered (2) domains of the grains. In a 10-grains without morphological signs of alteration content of elements was determined in the vicinity of the crater, where was determined isotopic age. It is evident that part of the "fresh" grains has geochemical characteristics of the hydrothermally altered zircons.

«Th-элемент» для U, Ba, Sr, Y и Nb т.е. элементов, которые обычно выступают как одни из индикаторов гидротермальных систем, в которых кристаллизовались цирконы, или наложенных процессов, которым они подвергались. На этих диаграммах видно, что некоторые зерна или домены без морфологических признаков изменений обладают аномальными геохимическими характе-

ристиками, попадая в поля гидротермально-измененных доменов. Обычно это интерпретируется как следствие роста цирконов из насыщенной или пересыщенной флюидом системы (Pelleter et al., 2007). Изотопные возрасты именно таких зерен позволяют рассматривать рубежи 3.3, 3.15-2.9 и 2.76-2.7 Ga как кульминации гидротермальных событий в архее Восточной Фенноскандии.

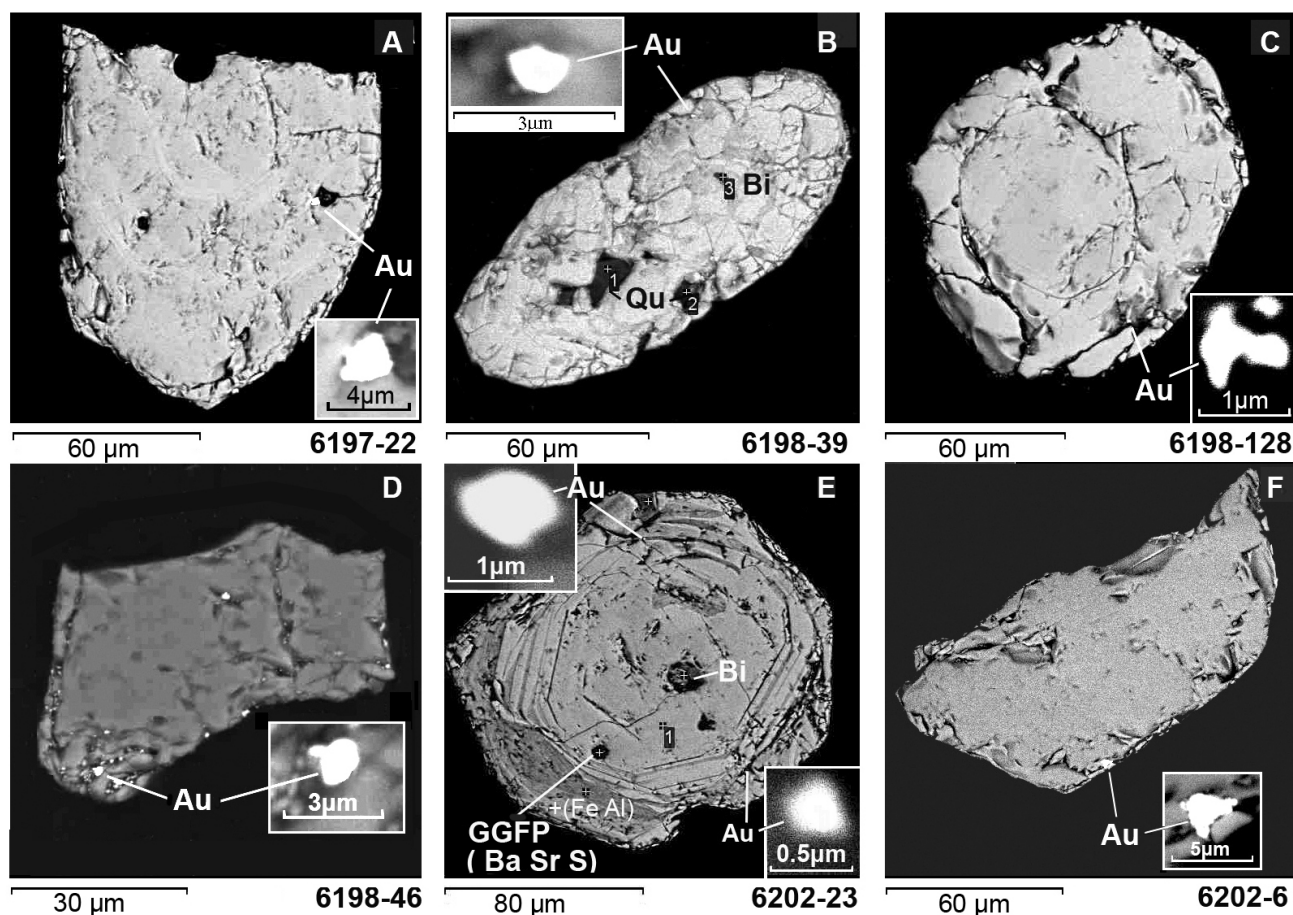


Рис.7. Микронные включения самородного золота в детритовых цирконах (A-C) и обломочном кварце (D) из архейских гравелитов Хизоваары и в детритовых цирконах (E-F) из ятулийских конгломератов Центральной Карелии. Сокращения см. рис.4.

Fig.7. Micron-size inclusions of native gold in detrital zircons (A-C) and quartz (D) from the Archaean gravelstones Khizovaara and in detrital zircons (E-F) from Yatulian conglomerates of the Central Karelia. Abbreviations see figure 4.

Включения самородного золота в детритовых цирконах и в кварце. Самыми вескими аргументами в пользу золоторудного источника детритовых цирконов являются включения золота и других минералов, типичных для гидротермальных месторождений. При этом находки включений золота в цирконах из месторождений единичны (Kerrich, Kyser, 1994). Поэтому особое значение приобретают впервые обнаруженные на Фенноскандинавском щите в детритовых цирконах из архейских и палеопротерозойских пород микронные включения самородного золота (рис.7). Архейскими породами с такими цирконами являются кварцевые гравелиты, залегающие в Хизоваарской структуре с корой выветривания на андези-

тах островодужного типа (Кожевников, 2000). Все датированные зерна цирконов из этих пород, кроме двух, имеют архейский возраст (Kozhevnikov et al., 2006). Два зерна, имеющие сумийский возраст (~2.45 Ga), обладают пористой или «губчатой» структурой и насыщены включениями биотита, что резко отличает их от архейских цирконов. Кроме того, подобное включение золота обнаружено в обломочном кварце из этих пород (рис.7D). Другим признаком присутствия рудных элементов во флюидах/растворах является наличие включений рудных минералов - халькопирита, молибденита, пирита, галенита с селеном, а также барита, в детритовых цирконах из кварцевых пород Хизоваары (рис. 8). Подобная

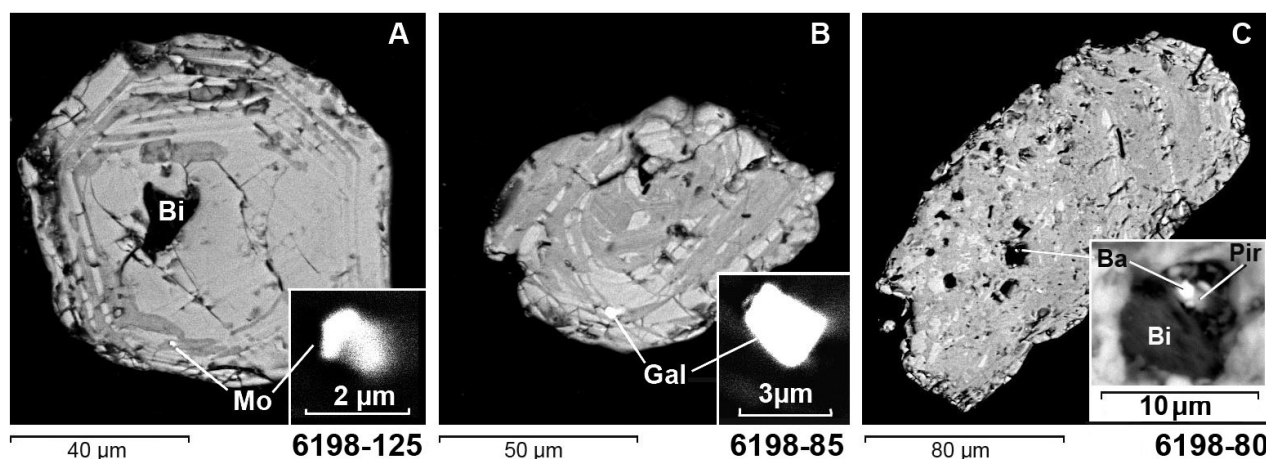


Рис.8. Микронные включения молибденита (Mo), галенита (Gal), пирита (Pir) и барита (Ba) в гидротермально-измененных магматических цирконах из архейских гравелитов Хизоваары.

Fig.8. Micron-size inclusions of molibdenite (Mo), galenite (Gal), pyrite (Pir) and barite (Ba) in detrital zircons from the Archean gravelstones Khizovaara.

ассоциация характерна для золоторудных систем золото – медно – молибденового порфирового типа. Возрастной диапазон 2659 ± 7 – 2743 ± 33 Ма, определенный по цирконам, содержащим сингенетичные включения рудных минералов, скорее всего, отвечает времени функционирования рудных систем такого типа. Эти находки подтвердили сформулированные ранее (Кожевников, 1992, 2000) представления о рудных кварцево-жильных системах архейского возраста как об одном из компонентов источника обломочного материала зрелых терригенных пород в Северо-Карельском зеленокаменном поясе. Микронные включения золота обнаружены также в детритовых цирконах из цемента ятулийских кварцевых конгломератов Центральной Карелии (рис.7Е, F). Об архейском возрасте этих цирконов может свидетельствовать наличие в них сингенетичных включений минералов группы GGFP, которые обнаруживаются в датированных исключительно археем (2.87 и 2.7 Ga) детритовых цирконах.

Заключение

В результате комплексного изучения методами локального зондирования гетерогенных детритовых цирконов из архейских и палеопротерозойских зрелых обломочных терригенных пород на территории Карельского кратона удалось:

- среди полихронных популяций детритовых цирконов обнаружить древнейшие на сегодняшний день для раннего докембрия Фенноскандинавского щита хадейские и зоархейские зерна цирконов, что открывает перспективы для изучения самых древних страниц геологической истории региона и для глобальных корреляций с древнейшими событиями в истории других кратонов Земли;

- обнаружить микровключения самородного золота и других рудных минералов в детритовых

цирконах и в обломочном кварце – прямые доказательства разрушения рудного источника, который по многим параметрам имеет архейский возраст;

- наметить на изотопно-возрастной шкале региона положение гидротермальных событий, связанных с позднемагматическими и, возможно, поствулканическими архейскими процессами.

Литература

- Бетехтин А.Г. Минералогия. М., 1950, 956 с.
- Бриджсуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. М.Я.Тиммерман, М.Маркер, С.А.Бушмин, Н.Л.Алексеев, Дж.С.Дэйли. Природа раннедокембрийских метасадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ -датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd-изотопным данным по породам в целом // ДАН. 1999. Т. 306. № 5. С. 664–668.
- Кожевников В.Н. Геология и геохимия архейских Северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 1992, 199 с.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2000, 223 с.
- Мысцова Т.А., Н. Г. Бережная, В. А. Глебовицкий, Р. И. Милькевич, Е. Н. Лепехина, Д. И. Матуков, А. В. Антонов, С. А. Сергеев, И. К. Шулешко. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах Кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II). ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–85.
- Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Толмачева Е.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Лохов К.И., Антонов А.В. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р.Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1–13.
- Смолюкин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3.8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Тез.Международная конференция,

посвященная 250-летию Государственного геологического музея им. В.И.Вернадского РАН. Геология: история, теория, практика. Москва, 14-16 октября 2009 г. М.: ГГМ РАН. 2009. С. 232–234.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Хелтты П. Эволюция Западно-Карельской провинции в архее // Материалы научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы в архее и их поздние аналоги» и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, КарНЦРАН, 2009, с. 167–170.

Ballard J.R., Palin M.J., Campbell I.H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile // Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 347–364.

Böhm C.O., R.P.Hartlaub, L.M.Heaman. The Assean Lake complex: ancient crust at the northwestern margin of the Superior craton, Manitoba, Canada // on: Earth's Oldest Rocks. Edited by Martin J. Van Kranendonk, R. Hugh Smithies and Vickie C. Bennett. 2007. Developments in Precambrian Geology, Vol. 15 (K.C. Condie, Series Editor). P. 751–773.

Cates N.L., Mojzsis S. Geochemistry of early Archean Aklia association supracrustal rocks on Innersuurtut, West Greenland. Goldschmidt Conference 2004. Copenhagen, 2004. Abstract A744.

Cavosie A.J., J.W. Valley, S.A. Wilde and E.I.M.F. Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}\text{O}$, and U–Th–Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex >3900 Ma detrital grains // Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 70, N.22, 2006, P. 5601–5616.

Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I. Svecofennian detrital zircon ages-implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 109–130.

Clause-Long J.C., King R.W. & Kerrich R., 1990, Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation, Earth Planet. Sci. Lett., 98, 109–128.

Froude, C.F., Ireland, T.R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Compston, W., Williams, I.R., Myers, J.S. Ion-microprobe identification of 4100–4200 Myr old terrestrial zircons. Nature 304, 1983. pp. 616–618.

Fu B., T.P.Mernagh, N.T.Kita, A.I.S.Kemp, J.W.Valley. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia // Chemical Geology, n. 259, 2009, pp. 131–142.

Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. Q03017, doi:10.1029/2007GC001805.

Gradstein F.M., J.G.Ogg, A.G.Smith, W.Bleeker, L.J.Lourens. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes, Vol. 27, no. 2, 2004, pp.83–100.

Hoskin, P.W.O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta 69, 637–648.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // In Hanchar J., Hoskin P.W.O. (eds) Zircon. Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53: pp 27–62.

Hopkins M.D., T.M.Harrison, C.E.Manning. Constraints on Hadean geodynamics from mineral inclusions in >4 Ga zircons // Earth and Planetary Science Letters, v. 298, 2010, pp. 367–376.

Hu, F.F., Fan, H.R., Yang, J.H., Wan, Y.S., Liu, D.Y., Zhai, M.G., Jin, C.W., 2004. Mineralizing age of the Rushan lode gold deposit in the Jiaodong Peninsula: SHRIMP U–Pb dating on hydrothermal zircon // Chinese Science Bulletin 49, 1629–1636.

Huhma H., T.Mutanen, M.Whitehouse. Olderst rocks of the Fennoskandian Sheald: The 3,5 ga Siurua trondhjemite gneiss in the Arhaean Pudasjärvi Granulite Belt, Finland // The 26th Nordic Geological Winter Meeting. GFF. 2004. P.10.

Ji D., W. Chun Qi, G. Jian Ci, F. Xiao Ping & L. Xiao Wen. 4.1 Ga old detrital zircon in western Tibet of China // Chinese Science Bulletin, 2007, vol. 52, no. 1, pp. 23–26.

Jinzhong Q., L. Li, Y. Shisong and L. Zhijie. U–Pb SHRIMP dating of zircon from quartz veins at the Yangshan gold deposit: Evidence for multiple magmatic-hydrothermal events // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, 2005, Sess. 7, pp.809–812.

Kebede, T., Horie, K., Hidaka, H., Terada, K., 2007. Zircon ‘microvein’ in peralkaline granitic gneiss, western Ethiopia: origin, SHRIMP U–Pb geochronology and trace element investigations // Chemical Geology 242, 76–102.

Kerrich R. & King R., 1993, Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d’Or Archean mesothermal gold deposits: characteristics, composition and fluid inclusion properties with implication for timing of primary gold mineralization // Canad. J. Earth Sci., 30, 2334–2351.

Kerrich, R., Kyser, T.K., 1994. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi Greenstone Belt (Canada): new evidence from U–Pb and Pb–Pb evaporation ages of hydrothermal zircons // Geology 22, 1131–1134.

Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M., Okamoto, K., 1999. Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland. Journal of Geology 107, 515–554.

Kozhevnikov V.N., A.A. Shchipansky. Neoaarchean Khizovaara greenstone complex in the lake Verkhneye area // The field trip guide book “Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites”, 33IGC excursion No 18, July 28 –August 4, 2008, pp.53– 71.

Kozhevnikov V. N., N. G. Berezhnaya, S. L. Presnyakov, E. N. Lepekhina, A. V. Antonov, and S. A. Sergeev. Geochronology (SHRIMP II) of Zircons from Archean Stratotectonic Associations of Karelian Greenstone Belts: Significance for Stratigraphic and Geodynamic Reconstructions // Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya, 2006, Vol. 14, No. 3, pp. 19–40.

- Kozhevnikov V.N., S.G. Skublov. Detritic Zircons from the Archean Quartzites of the Matlakhta Greenstone Belt of the Karelian Craton: Hydrothermal Alterations, Mineral Inclusions, and Isotope Age // *Doklady Earth Sciences*, 2010, Vol. 430, Part 2, pp. 223–227.
- Kozhevnikov V.N., S.G. Skublov, Yu.B. Marin, P.V. Medvedev, Yu. Systra, V. Valencia. Hadean–Archean Detrital Zircons from Jatulian Quartzites and Conglomerates of the Karelian Craton // *Doklady Earth Sciences*, 2010, Vol. 431, Part 1, pp. 318–323.
- Lawrie K. and T.Mernagh. Hydrothermal zircon: a resistate mineral and pathfinder in exploration // *Memnews* – No. 23, 2003, pp. 3–4.
- Lawrie K.C., T.P. Mernagh, C.G. Ryan, E. van Achterbergh and L.P. Black. Chemical fingerprinting of hydrothermal zircons: an example from the Gidginbung high sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, New South Wales, Australia // *Proceedings of the Association of Mineralogists*, V. 118, № 1, 2007, pp. 37–46.
- Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S., Shen, Q.H., 1992. Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology* 20, 339–342.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A., Levchenkov O.A. and Krylov I.N. Archean rocks from southern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // *Prec. Res.* 1993. V. 62. pp. 375–397.
- Ludwig, K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1999. № 1a.
- Ludwig, K.R. SQUID 1.00, A User's manual // Berkeley Geochronology Center, Special Publication 2000. № 2.
- McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–254.
- Mernagh T.P., K.C.Lawrie, E.A.Belousova, E. van Achterbergh and C.G.Ryan. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits // *Eugen Stumpfl Memorial Symposium- Poster Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover*, pp. 444–447.
- Mueller, P.A., Wooden, J.L., Nutman, A.P., 1992. 3.96 Ga zircons from an Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana. *Geology* 20, 327–330.
- Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjärvi granulite belt, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2003. V. 75. P. 51–68.
- Nutman A.P. On the scarcity of >3900 Ma detrital zircons in ≥3500 Ma metasediments Precambrian Research. 2001. V. 105. P. 93–114.
- Nutman, A.P., Collerson, K.D., 1991. Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic Craton. *Geology* 19, 791–794.
- Nutman, A.P., McGregor, V.R., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., Kinny, P.D., 1996. The Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900–3600 Ma) // *Precamb. Res.* 78, 1–39.
- Nutman, A.P., Bennett, V., Friend, C.R.L., Rosing, M.T., 1997. ≈3710 and ≥3790 Ma volcanic sequences in the Isua (Greenland) supracrustal belt; structural and Nd isotope implications // *Chem. Geol.* 141, 271–287.
- Oreskes N. & Einaudi M.T., 1990, Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, S. Australia // *Econ. Geol.*, 85, 1–28.
- Pelleter, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Mouttaqi, A., Annich, M., El Hakour, A., Deloule, E., Feraude, G., 2007. Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit—Morocco). // *Chemical Geology* 245, 135–161.
- Pettke, T., Audetat, A., Schaltegger, U., Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia)—Part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry // *Chemical Geology* 220, 191–213.
- Ramezani, J., Dunning, G.R., Wilson, M.R., 2000. Geologic setting, geochemistry of alteration, and U–Pb age of hydrothermal zircon from the Silurian Stog'er Tight gold prospect, Newfoundland Appalachians, Canada. *Exploration and Mining // Geology* 9, 171–188.
- Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G., 1989. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra-Blanca Peaks, Texas // *American Mineralogist* 74, 865–869.
- Rubin J.N., Henry C.D. & Price J.G., 1993. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration, *Chem. Geol.*, 110, 29–47.
- Schaltegger U. Hydrothermal Zircon // *Elements*. 2007, v. 3, no. 1, pp. 51–79.
- Seres Hartai E., J. Földessy. Mineralogy of gold and the characteristics of host rock in the Podpolom (Klokoč) high sulfidation type epithermal deposit // *Acta Montanistica Slovaca*, v.8, n.1, 2003, pp.22–29.
- Sircombe K.N., Bleeker W., Stern R. Archean provenance: a systematic detrital zircon investigation of supracrustals in the Slave craton, Canada. In: K.F.Cassidy, J.M.Dumphy and M.J.van Kranendonk (Editors), *Proc. Fourth Intern. Archean Symp. Ext. Abstracts. AGSO-Geoscience Australia Record*. 2001. V. 37. P. 263–265.
- Williams, I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Eds McKibben, M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Rev. Econom. Geol.*, 1998. № 7, P.1–35.
- Zeh A., A.Gerdes, R.Klemd and J.M.Barton Jr. U–Pb and Lu–Hf isotope record of detrital zircon grains from the Limpopo Belt – Evidence for crustal recycling at the Hadean to early-Archean transition // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 72, N.21, 2008, P. 5304–5329.
- Žáček V., R.Škod, P. Sulovský. U–Th-rich zircon, thorite and allanite-(Ce) as main carriers of radioactivity in the highly radioactive ultrapotassic melasyenite porphyry from the Jbumava Mts., Moldanubian Zone, Czech Republic // *Journal of Geosciences*, 54, 2009, pp. 343–354.